

Акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг

ПЕТРОГРАФИЯ



3211

Левинсон-Лессинг

Р. Л.

Пейзаграфия

Изд. 5-е. Л.-М. 1940г.

В переплете - 20 руб

№18.

31/2 ~~42~~ 41

24/2 ~~42~~ 41

41 42

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
16	18 снизу	размягчатюся	размягчаются
59	17 сверху	Первичая	Первичная
80	4 "	мелититы	мелилиты
96	10 "	разгранчена	разграничена
125	10 "	точками	токами
267	Подпись к рис. 138а	Выйский пруда	Выйский пруд
284	9 сверху (таблица)	фоноилты	фонолиты
349	5 снизу	Ауса. Северн.	Асса, Северн.
359	16 сверху	мондчальдеит	мондгальдеит
403	Рис. 193	Страханит	Астраханит
415	6 снизу	примесь	примесь глины
425	13 снизу	3, 6—4	9—11
450	Подпись к к рис. 220	каталистического	катакластического
457	7 сверху	метаморфизованная по-бокومتаморфизо- ванная по-из	метаморфизованная порода из изверженного или из
481	6 сверху	и кварцитовыми сланцами	кварцитами и кварци- товыми сланцами
484	13 сверху	гранит	гранат
514	Правый столб. 34 сверху	Парагматические	Парамагматические
517	Левый столб. 9 сверху	Рентгенированные	Регенерированные
517	Правый столб. 2 снизу	метакситы	метатакситы
520	Правый столб. 13 сверху	Хлордалит	Хиордалит
521	Прав. столб. 32 снизу	эпигматическая	эпимагматическая
523	14 и 16 сверху	фельдшпатитовые	фельдшпатидовые

552(02)

Акад. Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

552(02)
Л-36

552

ПЕТРОГРАФИЯ

ИЗДАНИЕ ПЯТОЕ
ИСПРАВЛЕННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

301
658

*Рекомендовано Комитетом по
делам геологии при СНК СССР
в качестве учебного пособия для
геолого-разведочных вузов*

БИБЛИОТЕКА
Геологического Музея
Академии Наук СССР



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1940 • МОСКВА



ОТ ИЗДАТЕЛЬСТВА

Книга акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга выходит пятым дополненным изданием. Она распадается на две части: общую и специальную.

В общей части рассматриваются классификации горных пород, формы залегания и внешние признаки; описываются и разбираются структуры, минералогический состав горных пород и механизм кристаллизации магмы.

Специальная часть посвящена характеристике и систематическому описанию горных пород.

Книга дает картину установления горных пород, как результат физико-химических процессов, протекающих в чрезвычайно сложной и меняющейся обстановке.

Вместе с тем автор неоднократно подчеркивает, что петрограф не должен и не может отрываться от геологии и полевых наблюдений и предостерегает от слишком прямолинейных экстраполяций результатов экспериментальных исследований для толкования ряда петрологических проблем, так как природные процессы протекают в гораздо более сложной обстановке, чем лабораторные опыты.

Книга рассчитана на студентов вузов и вузов, аспирантов и специалистов по петрографии.

Настоящее издание книги акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга является посмертным.

В просмотре этого издания приняли участие член-корреспондент Академии Наук Д. С. Белянкин и доктор геологических наук А. С. Гинзберг.

ВВЕДЕНИЕ

Предмет и задачи петрографии вообще и петрографии СССР в частности

Не только описывать, но и объяснять, найти закономерности, управляющие разнообразием структуры, состава и условий нахождения горных пород, и в результате выяснить генезис различных горных пород, набросать их историю — вот как можно формулировать задачу петрографии вообще и петрографии отдельных областей в частности. Конечно, мы еще более или менее далеки от возможности разрешения этой задачи полностью. Но каждое новое приобретение в петрографии — будь то новый факт, новое обобщение, экспериментальное освещение того или иного вопроса, наконец новая идея — указывает новые пути или новые проблемы, является завоеванием в области геологического познания, шагом вперед по пути к разрешению проблемы горных пород.

Горные породы — это те минеральные массы, из которых сложена земная кора. А эти минеральные массы состоят, вообще говоря, из минералов. Исходя из этого общего положения, можно разложить задачу петрографа на две составные части: 1) геологическое изучение горных пород как геологических тел и 2) петрографическое изучение горных пород как минеральных агрегатов. Изучение форм залегания, контактов, географического и геологического распространения разных типов и семейств, а также регионального сонахождения разных горных пород освещает вопрос о генезисе каждой горной породы в отдельности и целых сообществ горных пород. Сопоставляя наблюдения в разных странах, в геологически различных областях и в образованиях различного геологического возраста, мы открываем некоторые общие, повторяющиеся черты, которые дают возможность говорить о *петрографических формациях и петрографических, или магматических, провинциях*.

Под петрографической формацией мы понимаем совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы, непосредственно из нее возникшие, контактные ее действия, продукты сплавления и ассимиляции посторонних масс, связанные с нею пегматитовые и гидротермальные жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых. Таковы, например, гранитовая форма-

ция, габбро-перидотито-пироксенитовая формация, базальтовая формация и т. п.

С понятием о петрографической провинции связано учение об особенностях химического или минералогического состава, характеризующих отдельные географические области распространения горных пород. Провинции Венгерская, Чешская, Южнонорвежская, Римская, Хибинская и т. п. отличаются каждая своей особенностью; вполне целесообразной и плодотворной является попытка найти особенности таких провинций и таким образом подчеркнуть общность происхождения слагающих данную провинцию пород из той или иной родоначальной для данной местности магмы; таким путем очерчиваются, по выражению Вашингтона, «комагматические области». Когда выходят за пределы такого понимания провинции, впервые намеченного Джэйдом (а для магматической формации — Фогельзангом), развитого Брэггером, Вашингтоном и др., и стремятся понятие о петрографических провинциях обобщить в форме установления закономерной связи между химическими особенностями изверженных пород и географическим их распространением, как это было сделано Бекке, Харкером и Прайором, встречаются с многочисленными противоречиями и исключениями. Бекке установил две провинции: Тихоокеанскую — щелочно-земельную (базальтовую) и Атлантическую — щелочную, а Харкер при этом подчеркивает приуроченность последней к областям излома, а первой — к областям складчатой деформации. Не говоря уже о том, что между этими двумя типами магм существуют переходы, затрудняющие во многих случаях их разграничение,¹ надо считать в настоящее время установленным такое значительное число фактов, противоречащих этому разграничению (нахождение щелочных пород в области Тихого океана и щелочноземельных в области Атлантического, а также совместное нахождение и тех и других), что сохранение представления о двух универсальных провинциях является неоправдываемой фактами натяжкой. Не спасают этого учения и попытки внести поправки, например в виде бореальной базальтовой провинции Вольфа (уже раньше намеченной Хрущовым), спилитовой формации Дьюи и Флетта или Средиземноморской провинции Ниггли.

Термины «Тихоокеанская» или «Атлантическая провинция» можно, конечно, как это и делают некоторые авторы, понимать не как географическое понятие, а как *типы* пород и провинций применительно к господствующему в области Тихого или Атлантического океана типу пород. В этом смысле эти термины были бы приемлемы; но следует помнить, что породы Тихоокеанского типа встречаются в области Атлантики и наоборот. Однако, если географический и геологический элементы в характеристике провинций заменить элементами химического и минералогического состава, т. е. говорить о Тихоокеанском *типе*, об Атлантическом *типе*, то уже совершенно утрачивается понятие о *провинции*.

¹ Это отсутствие резкой границы между щелочными и щелочноземельными магмами ведет к необходимости установления переходных типов. Так, например, Пикок (1) предлагает разбить все породы с этой точки зрения на четыре группы: щелочные, известково-щелочные, щелочно-известковые и известковые.

Изучение петрографических провинций СССР вполне подтверждает вышесказанное (см. стр. 374 сл.).

Если в области изверженных пород одним из основных обобщений является понятие о петрографических формациях и провинциях и связанное с этим учение о дифференциации, то в области пород метаморфических на первом плане стоит учение о мигматизации и о зонах и фациях метаморфизации. В этом отношении много ценного и поучительного материала дают у нас Кольский полуостров, Карелия и Урал.

Петрографическое изучение каждой горной породы в отдельности ставит себе задачей не только подробное всестороннее ее описание, но и использование этих описательных признаков для освещения генезиса горной породы. И если еще Сорби подчеркнул, что такие мелочи, как микроскопические включения, дают возможность делать заключения о происхождении горных пород, то тем более можем мы теперь, на почве нашего богатого опыта геологического, микроскопического и химического изучения горных пород, делать выводы об условиях их генезиса и позднейших стадий их существования.

Европейская часть СССР со включением Урала и Северного Кавказа обнимает следующие петрографические провинции, по большей части разделенные более или менее значительными областями, лишенными изверженных пород:

- 1) Кольский полуостров,
- 2) Беломорский район,
- 3) Карелию,
- 4) Юго-западную область — украинскую кристаллическую область,
- 5) Крым,
- 6) Южный Приазовский район,
- 7) Северный Кавказ,
- 8) Урал, подразделяющийся на собственно Урал, со включением Губерлинских гор, и Ильменские горы.

Каждая из этих провинций отличается своими характерными чертами, которые, конечно, могут быть подробно обрисованы лишь на почве более или менее детального описания слагающих их пород. Общая краткая характеристика этих провинций может быть формулирована так.

Провинция Кольского полуострова — это обширнейшая в мире область нефелино-сиенитовой формации, к которой с запада и севера примыкают метаморфические и отчасти гранитовые и габбро-нитовые породы.

Беломорский район характеризуется преобладанием гнейсо-гранитов и формацией метаморфических пород.

Карелия — это область диабазовой магмы и притом с интереснейшим палеовулканическим районом в северо-западной части Онежского озера и у Сегозера; на северо-восточном побережье Онежского озера и прилегающих островах имеется отдельный район гранитовых пород, быть может, находящийся в соединении с Беломорским районом.

Юго-западную (украинскую) кристаллическую область можно характеризовать как габбро-сиенитовую и гранитовую формации.

Петрографическая физиономия Крыма определяется сочетанием кислых натро-железистых лакколитов, диабазовых пород и спилито-кератофировой серии.

Южная, или Приазовская, область отмечена нефелино-сиенитовой магмой.

Северный Кавказ отмечен гранитами, кислыми неинтрузиями, диабазами и мощными молодыми лавовыми потоками андезитодацитовой магмы.

Урал имеет довольно пеструю петрографическую физиономию в области как изверженных, так и метаморфических пород, но характерной его чертой является значительное развитие сильно дифференцированной габбро-пироксенито-перидотитовой формации и древних диабазовых эффузий.

Наконец Ильменские горы — это своеобразная область нефелино-сиенитовой формации в связи со щелочными гранитами.

Уже из этой беглой характеристики явствует, что Европейская часть СССР представляет страну, в петрографическом отношении чрезвычайно разнообразную и интересную. И хотя на ее пространстве отсутствуют или очень слабо представлены некоторые типы изверженных пород, как, например, лейцитовые породы, трахиты и базальты, — разнообразие встречающихся в Европейской части СССР горных пород достаточно велико, не только чтобы дать возможность на ее материале изучить почти всю петрографическую систематику изверженных пород, кроме особых редких типов, но и для постановки и освещения некоторых общих вопросов петрологии. Совершенно отсутствуют только базанитовые породы вообще и лейцитовые — в частности.

Вместе с тем можно отметить несколько общих характерных черт петрографии Европейской части СССР. Это прежде всего отсутствие изверженных пород на очень обширной площади центральной и северо-восточной частей СССР, во-вторых, бедность южной и юго-западной областей эффузивными породами; правда, число этих последних, быть может, со временем окажется более значительным, если принять во внимание, что по мере большей детализации геологической съемки открываются новые выходы вулканических пород. Далее бросается в глаза редкость невулканических образований, за исключением Северного Кавказа, и наконец нельзя не отметить, что среди палеовулканических формаций господствуют подводные извержения.

Чрезвычайно разнообразны петрографические условия на обширной территории Сибири и Дальнего Востока, Среднеазиатской части СССР, Кавказа и Закавказья. Отсылая за общей характеристикой и деталями для этих обширных областей к многочисленным специальным петрографическим источникам и к соответствующим обобщающим обзорам (8), можно отметить, лишь хотя бы такие интересные провинции, как новейшие базальтовые и андезитовые формации Закавказья, трапповая формация Сибири, щелочные области в Средней Азии, в Саянах, на Сахалине и др., современные базальтовые и андезитовые лавы Камчатки и т. д.

Методы петрографии

Четырьмя путями шло и продолжает идти развитие петрографии; эти пути:

- 1) геологическое изучение горных пород в поле;
- 2) лабораторное их исследование, микроскопическое и химическое;
- 3) экспериментальные работы в области петрогенезиса, условий образования и равновесия породообразующих минералов и т. п., а также изучение минералогических продуктов технических производств;
- 4) общие теоретические построения, рабочие гипотезы.

В истории развития петрографии можно найти периоды преобладания того или иного из этих четырех путей петрографического познания; но никогда ни один из них не утрачивал своего значения, как бы велико ни было увлечение тем или иным из них, и не подлежит, конечно, сомнению, что успешное развитие петрографии как дисциплины геолого-минералогической, являющейся связующим звеном между геологией и минералогией, требует сотрудничества всех четырех вышеуказанных методов петрографического изучения земной коры. Нельзя себе представить науки о горных породах без геологического наблюдения, без микроскопа или химического анализа, без эксперимента и без рабочих гипотез. Это само по себе очевидно и об этом не стоило бы говорить. Не так очевидны роль и необходимая доля участия каждого из вышеуказанных методов в усилиях и стремлениях петрографии; и мне хотелось бы постараться вкратце очертить значение и пределы применимости каждого из методов изучения горных пород, каждого из путей петрографического познания.¹

Наблюдение горных пород в поле, т. е. изучение условий залегания, контактов, геологического и географического распространения горных пород, является тем фундаментом, на который должны опираться все петрогенетические построения. Самая форма интрузивного или иного тела горной породы, ее контакты и вообще взаимоотношения с вмещающими ее или соприкасающимися с ней породами часто дают определенное решение вопроса о генезисе горной породы. Однако нельзя упускать из виду возможности разного толкования одного и того же обнажения, в особенности там, где денудация замаскировала некоторые стратиграфические взаимоотношения или смысла те или иные части массива. Вместе с тем надо считаться и с возможностью различного толкования даже хорошо сохранившихся обнажений, чему можно найти немало примеров.

Микроскопическое и химическое исследования в лаборатории дополняют и освещают полевые наблюдения и раскрывают истинную природу структуры и минералогического состава горной породы. Можно смело сказать, что без такого исследования немислимо изучение горных пород. Но толкование микроскопических наблюдений часто открывает путь для разных предположений и во многих слу-

¹ Более подробное изложение разных направлений в петрографии см. Левинсон-Лессинг, Введение в историю петрографии, 1936.

чаях требует экспериментальной проверки и освещения, требует критики со стороны геологических соотношений горных пород. Было время, когда микроскопическое исследование казалось само-довлеющей ценностью, считалось единственным путем для детального изучения горных пород. Это время прошло. Истинную ценность микроскопическая работа получает лишь в связи с химическим анализом и с геологическим изучением горной породы на месте ее залегания.

Экспериментальное изучение петрогенетических проблем сделало за последние годы большие успехи и возвысилось до степени незаменимого фактора в познании истинной природы процессов кристаллизации магмы, ассимиляции и дифференциации. Высоко ценя значение этого метода, которому и в заведываемой мною лаборатории было уделено серьезное внимание, я, однако, принужден констатировать, что значение такого рода работ иногда переоценивается и что выводы петрогенетического характера, которые из них делаются, нередко выходят за пределы тех условий и тех размеров, на которые дают право скромные рамки современных экспериментальных работ, а быть может и вообще возможных в этой области опытов. В самом деле, нельзя забывать, что опыты плавления с многокомпонентными системами слишком сложны и пока еще не дают простых выводов. Не следует также забывать, что магма, в частности глубинная магма, с которой в сущности и связаны почти все петрогенетические проблемы, богата летучими составными частями, играющими роль важных участников в процессах кристаллизации и дифференциации и часто направляющими их. Мы, однако, к сожалению пока лишены возможности осуществлять опыты в условиях, соответствующих природной глубинной магме. Приходится обыкновенно довольствоваться сухими расплавами без летучих «минерализаторов» и без давления. Делая те или иные выводы из таких упрощенных опытов, не следует увлекаться напрашивающейся возможностью выводить из них беспелляционные заключения, решающие петрогенетические проблемы.

Существенным подспорьем для экспериментальных работ является также детальное микроскопическое исследование таких искусственных минеральных продуктов, как шлаки, стекла, клинкера и т. п.

И полевые наблюдения, и лабораторные исследования, и экспериментальные работы неизменно приводят нас к *гипотезам*, к тем или иным *идеям*. Независимо от этого умозрительные построения **общего характера** нередко открывают новые проблемы и освещают путь для дальнейших работ. В истории петрографии можно отметить не одну плодотворную идею, с которой связан известный прогресс в наших знаниях. Но вместе с тем можно отметить, что иногда идеи носят предвзятый характер и в случае упорства, направленного к их защите, ведут к натяжкам, к догматизму, к ложным построениям.

Залог успешного развития петрографии лежит в рациональном сочетании всех четырех методов петрографического познания, без чрезмерной переоценки или недооценки того или иного из них в ущерб другим.

И потому, как ни ценно то, что дали петрографии прежние направления в ней, носившие отпечаток преобладания того или иного методологического момента в познании горных пород (например, направления микроструктурно-описательное, минералогическое, химическое), но наиболее продуктивным следует считать современное синтетическое, или химико-минералогическое, направление.

Много ценных наблюдений и обобщений и большой фактический материал дали для петрографии геологи первой половины XIX столетия. Но в петрографии совершился полный перелом с введением микроскопического метода исследования. Ни одно из позднейших влияний не может по своему значению итти в сравнение с тем переломом, который был произведен микроскопом. И хотя геологическое изучение горных пород и постановка некоторых проблем химической петрографии ведут свое начало от до-микроскопического периода петрографии, но и они получили возможность правильной установки лишь с момента перехода петрографии на микроскопический метод исследования. Можно сказать, что петрография без микроскопа находилась в том же положении, — вернее, в гораздо худшем, — как зоология и ботаника до эмбриологии и цитологии.

Новые импульсы петрография получала как из своей собственной среды, так и извне: от геологии, минералогии с кристаллографией, химии, физической химии и отчасти от металлографии. Перебирая мысленно важные в развитии петрографии моменты после введения микроскопа, можно притти к следующему выводу: в области геологии такими моментами явились открытие лакколитов, торжество теории бокового давления в учении о горообразовании и находки окаменелостей в кристаллических сланцах; в области минералогии и кристаллографии прежде всего следует отметить развитие методов определения полевых шпатов; в области физической химии — методику измерения высоких температур, электрические печи, термический анализ, правило фаз и учение о равновесии. В самой петрографии живительными началами явились химические классификации, учение о дифференциации, искусственное получение горных пород и отдельных их минералов и экспериментальное изучение условий образования и сосуществования пороодообразующих силикатов.

С открытием лакколитов плутонические породы перестали быть продуктами кристаллизации на недостижимой глубине при неведомых условиях; факт более или менее значительных передвижений, которые испытала магма лакколитов до затвердевания, уже сам по себе интересный и важный, поставил вопрос о механизме этого передвижения и привел к нескольким интересным гипотезам и к констатированию большого морфологического разнообразия интрузивных тел. Изучение контактов и ксенолитов также дало много новых указаний. Но, бесспорно, самым важным следствием открытия лакколитов, а затем и других форм интрузивных тел было геологическое освещение и изучение явлений дифференциации; о них раньше говорили предположительно, а теперь на достаточно обнаженных денудацией лакколитообразных массивах их можно было видеть реально.

Когда в учении о горообразовании восторжествовала, благодаря Дану, Зюссу, Леконту, Гейму, теория тангенциального давления, перед петрографами стала новая проблема: изучить влияние того давления, которым сопровождалось горизонтальные смещения слоев земной коры, изгибающихся в складки, на состав и строение слагающих эти слои горных пород. Наряду с так называемым механическим метаморфизмом Бальтцера (1880 г.), т. е. с явлениями механического внедрения одного литологического тела в другое,¹ возникло столь плодотворное, хотя и переоцененное некоторыми петрографами, учение о дислокационном метаморфизме (Лоссен) или динамометаморфизме (Розенбуш, Леман), т. е. учение о механических деформациях, об изменении структуры и о минералогическом метасоматозе горных пород под влиянием орогенического давления.

Находки окаменелостей в кристаллических сланцах убедили всех в том, что возможен глубокий метаморфизм осадков, превращающий их в кристаллические силикатные породы, и этим дали прочную основу учению о метаморфизме.

Наконец для развития петрографии изверженных пород имело бесспорное значение открытие палеозойских и более молодых гранитов, так как этим был нанесен серьезный удар тому взгляду, который в систематике изверженных пород отводил существенное место геологическому возрасту.

Львиная доля успехов петрографии за последние десятилетия падает на изверженные породы; значительное внимание в последние годы уделено кристаллическим сланцам; осадочные породы в общем оставались в тени, но и по отношению к ним уже достигнуты некоторые успехи.

Горные породы и промышленность

Стремление к изучению горных пород, к познанию их особенностей и условий их образования и залегания имеет своим источником не только жажду научного познания этих памятников геологической старины, геологической истории земной коры, но и непосредственные запросы практической деятельности человека. Это стремление поддерживается тем практическим интересом, с которым связано познание особенностей горных пород, учет и использование этих во многих отношениях важных и необходимых для человека природных материалов. В самом деле, применение горных пород очень разнообразно: строительные материалы, удобренные вещества, минеральное топливо, огнеупорные материалы, керамическое сырье, необходимая для приготовления пищи соль, различное сырье для химической промышленности — вот те разнообразные применения, которые имеют минеральные агрегаты, известные под названием горных пород. Вызванный мировой войной кризис в снабжении разных стран теми горными породами, которыми они не обладают или которые в них еще неизвестны либо недостаточно изучены, последовавшее затем обособление некоторых стран и вы-

¹ Интересные новые примеры таких механических смещений и внедрений были даны Штейнманом (2).

текающая отсюда необходимость искать у себя то, что раньше при-возилось извне, наконец стремление к более полному использованию своих естественных богатств — все это явилось побудительной при-чиной для усиления интереса к разным горным породам. Керамиче-ская промышленность, электротехника и металлургия алюминия и его сплавов диктуют необходимость углубления в изучение наших глин и глиноподобных отложений бокситового характера и поисков высокоглиноземистого сырья. Развитие металлургической и иной об-рабатывающей промышленности заставляет искать новые месторо-ждения каменного угля или возможных его суррогатов, детально изучать уже известные рудные месторождения и произвести учет наших богатств в этой области. Калиевые соли, радиоактивные ве-щества, редкоземельные элементы, минеральное удобрение (фосфо-рит, апатит) — все это импульсы для изучения и учета тех или иных горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, которые образовались одновременно с вмещающими их горными породами или впоследствии, в результате позднейших их превращений. Изучение и использование многих руд также не-посредственно связано с изучением вмещающих их горных пород. Но самое обширное применение горные породы имеют в качестве строительных материалов.

Применение горных пород в качестве *строительных материалов* диктуется не только стремлением к прочности или изяществу по-строек, но и соображениями огнестойкости, а потому имеет важное государственное значение, а для многих крупных сооружений гор-ные породы являются единственным материалом, из которого они могут быть возведены. Можно следующим образом сгруппировать горные породы, применяемые в качестве тех или иных строитель-ных материалов: строительный и облицовочный камень, бутовый материал, камень для шоссежных дорог, уличных мостовых и тро-туаров, материалы для вяжущих веществ, скульптурные материалы, огнеупорные материалы, петругическое сырье.

Некоторые горные породы находят себе различные применения в строительном деле, но, вообще говоря, каждая из этих категорий строительных материалов удовлетворяется своими особыми гор-ными породами.

Строительный камень, т. е. горные породы, которые могут быть непосредственно применяемы в виде монолитов или отдельных об-тесанных или более совершенно обработанных кусков, находится как среди осадочных и метаморфических, так и среди извержен-ных пород. И если число таких месторождений строительного камня, которыми могут удовлетворяться мелкие и незатейливые местные нужды, велико, то месторождения, могущие снабжать хо-рошим строительным материалом различные отдаленные местно-сти или служить предметом вывоза, гораздо более редки, так как они должны удовлетворять нескольким условиям, а именно: доста-точное количество камня для обеспечения продолжительной экс-плуатации, значительная однородность материала, удобное распо-ложение относительно путей сообщения, особенно водных, наконец расположение в таких районах, где применение рабочей силы эконо-мически выгодно. С этой точки зрения, конечно, далеко не вся-

кое месторождение камня, хотя бы и удовлетворяющее по своим петрографическим, химическим и механическим свойствам запросам строительной техники, может быть использовано для заложения больших каменоломен и для широкого использования; поэтому замена крупных каменоломен, почему-либо вышедших из сферы эксплуатации, новыми требует хорошего знакомства с районами развития разных горных пород и большой осмотрительности в их выборе. Перед нами такой вопрос как раз и встал в связи с последствиями мировой войны: финляндский гранит, польские песчаники (радомский и др.), финляндские и итальянские мраморы должны быть заменены соответствующими горными породами, имеющимися в пределах СССР. К счастью, мы действительно обладаем подходящими для этого каменными богатствами, но их надо знать, надо изучить, надо произвести им учет. И в этом отношении немало уже сделано, но еще очень многое можно будет сделать на почве всестороннего изучения горных пород, т. е. петрографии СССР. Об этом красноречиво свидетельствуют граниты восточного берега Онежского озера, мраморы Урала, трассы Карадага, крымский ракушник, арктические туфовые лавы Армении и многие другие. В пределах СССР можно найти достаточно хорошего каменного материала как для монументальных сооружений, мостов, плотин и т. п., так и для городских домов и для деревни, вообще везде, где безопасность в пожарном отношении требует применения не только кирпича, но и настоящего камня. Но недостаточно выбрать тот или иной камень, руководствуясь его внешним видом, соображениями эстетики и механической прочности; приходится считаться еще с климатической стойкостью; камень, вполне пригодный для той или иной цели в одних климатических условиях, может оказаться непригодным в других. Таким образом, широкое и рациональное использование каменного отечественного сырья в виде строительного материала предполагает не только широкое петрографическое изучение горных пород СССР, но и лабораторные технические их испытания и существование собраний образцов всех горных пород СССР, где можно бы получить полные сведения о них и производить необходимые исследования и испытания. Особый *центральный музей каменных строительных материалов* с соответствующими лабораториями, организация которого была признана желательной на I-й Музейной конференции в 1923 г., и был бы таким учреждением. Все, что было сказано о строительном камне, относится, конечно, и к облицовочному камню, для которого соображения изящества и климатической стойкости приобретают, однако, еще большее значение. И в этом отношении каменные запасы СССР велики и разнообразны.

Одним из больших мест у нас являются, как известно, дороги и уличные мостовые. Для всех городов, а тем более для городов нашего севера, наиболее рациональной является либо асфальтированная, либо каменная брусчатая мостовая. Для устройства такой мостовой вовсе нет надобности прибегать к помощи широко применяемого в разных странах, в том числе и на юге СССР, бельгийского камня (из Quenast), так как габбро-диабазы западного побережья Онежского озера представляют громадные запасы камня, во

всех отношениях безусловно вполне пригодного для приготовления брусчатой мостовой; эксплуатация этого камня, как известно, уже производится. Конечно, не приходится особенно распространяться о том, что в разных частях СССР имеется и иной материал, пригодный для городских мостовых и для шоссежных дорог.

Камень, применяемый для брусчатой мостовой или в виде шоссежного щебня, требует еще испытания на изнашивание (*истирание*). Существуют различные методы для определения степени изнашиваемости; самый обыкновенный — это шлифование наждаком на горизонтальной вращающейся чугунной доске под давлением в 30 кг. Этим путем были получены следующие числа — при 440 оборотах на круге диаметром в 25 см (следовательно длина всего пройденного камнем по наждаку пути 650 м) с 400 г наждака № 3 с острова Наксоса (изнашивание показано в миллиметрах):

	Очень твердый	Твердый	Средний	Мягкий
Гранит	0,9—1,1	1,2—1,4	1,6—1,8	2,2—2,6
Порфир	0,7—0,9	1,0—1,2	1,4—1,6	1,8—2,4
Базальт	0,8—1,0	1,1—1,3	1,5—1,7	1,9—2,9
Кварцит	0,5—0,7	0,8—1,2	1,3—1,6	1,7—2,0
Песчаник	1,4—3,0	4,0—5,0	6,0—7,0	8,0—12,0
Известняк	2,8—4,0	5,0—6,0	7,0—8,0	9,0—11,0
Окремненный известняк	1,2—1,5	1,7—2,4	2,8—3,2	3,6—4,0

Твердость горных пород, от которой и зависит их изнашивание, по Розивалло, может быть выражена по сравнению с твердостью корунда такими пределами для главнейших групп строительных камней (в процентах от твердости корунда):

Наиболее твердые граниты	7—8
Граниты	3—7
Порфиры	3,4—10,2
Порфириты и андезиты	1,5—5
Трахиты	2—3,5
Базальты	2—3,9
Кварциты	ок. 10,7
Песчаники	0,7—4,2
Известняки	0,04—0,5

Что касается вяжущих веществ, то, помимо глин, песков и известняков, которые для этого необходимы и в разных частях СССР уже использованы, у нас имеются, например в центральном Кавказе, прекрасные цементные известняки, еще ожидающие своей очереди, имеются залежи трепелов, трассов, опок, необходимых для приготовления цементов, стойких в морской воде, и т. п.

Приведенных соображений и примеров достаточно для того, чтобы доказать необходимость знания петрографии СССР не только с точки зрения научного интереса, связанного с ее изучением, но и с точки зрения непосредственных запросов жизни.

Наиболее обычными строительными камнями являются граниты, габбро-диабазы, различные песчаники и известняки; но кроме того применяются также порфиры, иногда гнейсы и вообще разные изверженные породы. Граниты, габбро-диабазы, базальты, порфиры, если они не подверглись выветриванию, вообще говоря, пред-

ставляют прекрасный строительный камень. Точно так же хороший при известных условиях строительный камень представляют известняки и песчаники.

Механическая прочность (164) определяется так называемым коэффициентом временного *сопротивления сжатию (раздавливанию)*. Необходимо несколько испытаний кубиков, вырезанных по разным направлениям, особенно в породах слоистых; кубики должны быть выпилены, а не обтесаны.

В настоящее время испытание на раздавливание нередко заменяется или же дополняется *испытанием на разрыв или изгиб (излом)*.

Для испытания на изгиб применяются призмы длиной 12—22 см квадратного сечения со стороной в 1,5—2 см; расчет производится по формуле $\frac{3Pl}{2bh^2}$, где P — давление в кг, l — расстояние между опорами, b — основание прямоугольного сечения призмы, h — высота ее в сантиметрах.

Иллюстрацию сравнительной прочности разных горных пород дают нижеследующие данные Ханиша о временном сопротивлении сжатию (раздавливанию) в килограммах на кв. сантиметр.

Название пород	Сопротивление		
	Максим.	Миним.	Среднее
Порфиры	2326	1344	1835
Граниты	2401	1232	1581
Диориты	2900	1300	2400
Базальты	4570	920	2600
Трахиты и фолиты	2600	560	1700
Гнейсы	2760	480	1200
Кристаллические известняки	1161	795	949
Плотные известняки	1915	390	1003
Песчаники	1839	291	920

Для гранитов СССР мы имеем, по данным Механической лаборатории Белелюбского:

Среднее ¹	Максимальное	Минимальное ²
1723	2629	1149

Крупность зерна, как показал Залесский, решающего значения не имеет; среди 55 исследованных русских гранитов есть очень прочные граниты со средней крупностью зерна в 0,6; 0,7; 0,14; 1,1; 2,0 и есть граниты со слабым сопротивлением при средней крупности зерна в 0,6.

Для порфиров СССР семь испытаний дают:

Среднее	Максимальное	Минимальное
1640	2348	1115

Испытание каменных строительных материалов юга СССР и Кавказского края, произведенные в лаборатории проф. Абрамова в Новочеркаске, показали, как и следовало, конечно, ожидать, что отверженные породы, вообще говоря, отличаются большей крепо-

¹ Из 55 испытаний.

² Есть два случая исключительно низких: 1004 и 848 (?).

стью; хорошими качествами обладают и песчаники; известняки оказались слабыми, очевидно потому, что на юге в большом ходу сравнительно слабые третичные известняки. Если разбить все породы на четыре категории, а именно: 1) камни выдающейся крепости, с временным сопротивлением сжатию свыше 2000 кг/см²; 2) камни крепкие, с сопротивлением от 2000 до 700; 3) камни средние, с сопротивлением от 700 до 350 и 4) камни слабые с сопротивлением ниже 350, то окажется, что испытанные камни распределяются между этими группами следующим образом (в процентах относительно числа испытанных камней):

	I	II	III	IV
Изверженные породы, преимущественно граниты, но также порфиры, лабрадориты, андезиты, трахиты	25 ¹	75	—	10
Песчаники	8	50	32	10
Известняки	—	21	22	57

Исследование каменного строительного материала не ограничивается, однако, лишь определением временного сопротивления сжатию (или, как иногда выражаются, раздавливанию). Климатическая стойкость камня определяется не только этим коэффициентом его механической прочности, но еще и рядом других особенностей и признаков, для изучения которых имеются уже свои специальные методы. Не задаваясь целью дать здесь методику этих испытаний, нельзя не отметить некоторых из важных в этом отношении признаков и особенностей горных пород. Это тем более полезно знать петрографу, что обыкновенно петрографы на такие особенности горных пород мало обращают внимания или даже совершенно их обходят. Во-первых, многие горные породы не только непосредственно разбиты трещинами, но иногда обладают такими неясными, однако часто роковыми плоскостями легкого раскола, которые могут ускользнуть от внимания петрографа, но обнаруживаются при механической обработке камня или при воздействии на него климатических факторов. Погружением в красящие растворы такие плоскости — все равно, будут ли это невидимые плоскости наслоения в осадочной породе, плоскости сланцеватости в метаморфической породе, плоскости отдельности в изверженной породе или, наконец, случайные трещины, — легко могут быть обнаружены (см. рис. 12). Второй признак представляет пористость, иногда тоже невидимая при поверхностном осмотре горной породы и тоже обнаруживаемая этим методом. Самый характер пористости имеет большое значение, так как при одинаковом проценте пор не все равно, как они расположены и какого они характера: отдельные замкнутые и изолированные поры с точки зрения выветривания гораздо менее опасны, чем мелкие сообщающиеся между собой поры и ходы, дающие возможность влаге проникать в толщу горной породы. Пористостью определяется влагоемкость горной породы, а от этой последней зависит и механическая ее стойкость, ибо сопротивление раздавливанию значительно понижается у пропитанной водою горной породы; понижается и климатическая стойкость, так

¹ Граниты и липариты.

как у проникающих в поры растворов создается большая поверхность соприкосновения с минералами горной породы, и их разрушающее действие от этого во много раз возрастает, а если проникающая в поры вода замерзает, то может произойти и полное разрушение горной породы.

Пористость. Непосредственное определение пористости состоит в сопоставлении удельного веса куска породы δ с удельным весом ее порошка γ . Коэффициент пористости $P = \frac{(\gamma - \delta) 100}{\gamma}$.

Косвенно о пористости можно судить по впитыванию воды — сравнение веса кусков, отбитых от породы и высушенных при 50° , и тех же кусков после максимального поглощения ими воды, если их держать некоторое время в воде.

Коэффициент насыщения водою S показывает отношение между весом воды, впитанной, как указано выше, при обыкновенном давлении и медленном погружении (это W_1), а затем под давлением в 15 ат (это W_2); следовательно $S = \frac{W_1}{W_2}$.

С точки зрения морозоупорности важно, чтобы коэффициент насыщения не превышал 0,8. Дело в том, что если поры заполнены водой больше, чем на девять десятых, вода при замерзании будет давить на их стенки и разрывать породу; с некоторым запасом берут поэтому предельную величину этого коэффициента в 0,8.

Морозоупорность определяется путем 25-кратного замораживания в специальном ящике Белелюбского или в специальной холодильной машине, где испарением углекислоты достигаются низкие температуры до -35° С .

Размягчение в воде. Коэффициент размягчения η представляет собою отношение сопротивления сжатию в сухом состоянии к сопротивлению в состоянии, насыщенном водою, т. е. $\eta = \frac{K_{\text{влажн.}}}{K_{\text{сух.}}}$.

Кристаллические породы обыкновенно не размягчаются вовсе или лишь слабо размягчаются; сильно размягчатся породы с более или менее значительным содержанием глины.

Для песчаников и вообще для пород, у которых может быть более или менее значительное размягчение, можно пользоваться следующим простым опытом: приготовив из песчаника, параллельно слоистости, несколько клиньев (например, 4 или 6) с углом клина около 20° , половину из них держат четыре дня в воде, а затем отламывают острый кончик пальцами на сухих и на влажных образцах и измеряют длину последнего излома b ; отношение длины b в сухом виде к длине b_1 во влажном и является коэффициентом размягчения. Например, в группе песчаников эта величина $\frac{b}{b_1}$ у чистокварцевых песчаников 0,75—0,85, у сильно окремненных 0,66, у частично окремненных 0,57, у песчаников без заметного окремнения 0,44. Этот же метод может быть применен и к известнякам: вследствие их плотности требуется сохранение клиньев в воде в течение 8 дней. Для известняков в среднем получены следующие числа: если известняк вполне кристаллический — 0,85, если кристаллические составные части преобладают над аморфными — 0,75, если преоб-

ладают аморфные участки — 0,6; наконец у аморфных известняков — 0,5.

Присутствие карбонатов в породе, например в песчаниках, обнаруживается вскипанием с кислотой.

Как указано выше, крупность зерна для механических свойств горных пород не имеет решающего значения. Для климатической стойкости, однако, значение крупности зерна гораздо более велико, так как при повторных и резких колебаниях температуры породы крупнозернистые, неравномернозернистые и с минералами различной окраски гораздо легче подвергаются растрескиванию вследствие неравномерных изменений объема отдельных составных частей, чем мелкозернистые и равномернозернистые породы.

В песчаниках, которые так часто применяются в качестве строительного материала, большое значение имеет не только характер цемента и песчинок, но самое расположение цемента, способ срастания песчинок между собою и т. п. Точно так же в гранитах имеет значение не только количество кварца как наиболее прочной составной части гранита, но и характер его расположения; для кровельных сланцев такое же значение имеет характер расположения слюды. Все эти примеры показывают, что, помимо установленных петрографами типов структур, в пределах каждой из них имеют значение еще и такие детали, на значение которых было обращено внимание только с тех пор, как к изучению каменных строительных материалов подошли с научно-технической точки зрения.

Горные породы представляют одну из важнейших отраслей естественных производительных сил СССР; знакомство с горными породами вообще и с петрографией в частности и должно содействовать возбуждению интереса к этим богатствам и к возможно широкому их использованию.

Климатическая стойкость важна не менее, а в некоторых случаях и более, чем механическая прочность. Вообще говоря, кристаллические породы более стойки, чем стекловатые или аморфные, мелкокристаллические имеют преимущество перед крупнокристаллическими. Для климатической стойкости важно равномерное зерно, отсутствие пор и трещин, отсутствие легко окисляющихся составных частей, каковы, например, пирит, битуминозные вещества и т. п. Судить о климатической стойкости можно, помимо этих петрографических признаков, по старым постройкам, кладбищенским памятникам, по состоянию горной породы в естественных обнажениях и в каменоломнях, наконец путем специально поставленных опытов (действие кислот, солей, нагревания и т. п.). Для строительного камня имеет значение постоянство его окраски; судить об этом можно на основании коры выветривания в обнажениях и каменоломнях и путем лабораторных испытаний; освещением ультрафиолетовыми и другими лучами, действием растворов, нагреванием и т. п.

Наконец во многих случаях требуется еще особое испытание на *огнестойкость*, так как многие породы, отличающиеся значительной механической прочностью и большой климатической стойкостью, легко растрескиваются от огня и в особенности от поливания водой при пожаре. Эти испытания производятся путем накаливания

кладки испытываемого камня в особых печах и последующего поливания водой из пожарного рукава (165). Определенных соотношений между огнестойкостью и петрографическими свойствами камней пока не указано.

Нельзя вместе с тем не отметить, что широкое и рациональное использование каменных строительных материалов не только требует возможно всестороннего изучения горных пород с точки зрения их свойств, интересных в научном отношении, но и вызывает потребность в углублении в такие детали строения и состава, которые, имея большое техническое значение, ускользали от внимания петрографов. В этом отношении очень поучительны многие детали структуры, отмеченные при таких исследованиях Гиршвальдом (3) в Шарлоттенбургском политехникуме. Мы имеем здесь еще один пример благотворного взаимодействия науки и техники как для самой науки, так и для рационального использования изучаемых наукой природных объектов.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Горными породами мы называем минеральные агрегаты, из которых сложена земная кора. Если отбросить мелкие разновидности или некоторые породы, которые не встречаются в виде самостоятельных горнокаменных масс, а лишь в виде местных фаций в них, можно сказать, что каждая горная порода отличается известным постоянством состава и структуры, встречается в разных местах и в геологических образованиях разного возраста, сохраняя одни и те же признаки, и играет более или менее существенную роль в строении земной коры.

Сообразно с двойственным характером горных пород, — с одной стороны, это минеральные агрегаты, с другой, геологические тела, — и вопрос об их классификации ставит нам такую дилемму: должна ли классификация горных пород быть минералогической или геологической? В такой форме вопрос был поставлен Лоссеном и впоследствии Кроссом. Вряд ли можно в настоящее время на этот вопрос дать ответ, категорически отдающий предпочтение геологическому моменту в ущерб минералогическому или наоборот. Оба признака одинаково важны или, вернее сказать, одинаково необходимы; поэтому всякая геологическая классификация будет неполной, если она не примет во внимание минералогических признаков, и наоборот — всякая минералогическая классификация должна, чтобы не быть односторонней, опираться на геологические моменты.

Если мы таким образом приходим к заключению, что для всестороннего освещения горных пород необходима и минералогическая (вернее, петрографическая) и геологическая их группировка, то остается все-таки открытым вопрос о первоначальной классификации, о том: на чем же должно быть основано первоначальное распределение горных пород на группы? С точки зрения этой первоначальной группировки первенство принадлежит геологическому моменту, а именно генетическому признаку.

Горные породы являются минеральными массами, которые по-

лучаются в результате тех или иных геологических процессов. Мы называем эти процессы породообразующими, если в результате их деятельности получаются горные породы. Вся совокупность геологических процессов может быть сведена к трем группам: вулканическому (в широком смысле слова, включая и глубинный вулканизм, т. е. плутонизм), денудационным процессам и дислокационным процессам. Соответственно этим трем группам геологических процессов, ведущих к образованию горных пород, мы и различаем три основные генетические группы горных пород: 1) магматические, или изверженные, 2) осадочные и 3) метаморфические. Последняя группа отличается от двух первых тем, что метаморфические процессы, являющиеся следствием дислокационных процессов в широком смысле слова, не создают новых пород, как процессы вулканические или денудационные, а лишь видоизменяют уже существующие изверженные или осадочные породы. Но это преобразование настолько глубоко захватывает структуру и минералогический состав изверженных и осадочных пород, что налагает на них особый отпечаток, не присущий первоначально ни тем, ни другим. Вот почему метаморфические породы, которые являются на месте своего залегания не новым материалом, как породы изверженные или осадочные, а лишь преобразованным старым материалом, выделяются в самостоятельный генетический тип, равноправный с типом магматическим и осадочным.

Первоисточником всех горных пород является заключенная внутри земной коры огненножидкая масса, называемая магмой. Когда впервые образовалась наружная кора, она получилась путем застывания этой магмы. Когда впоследствии и вплоть до настоящего времени при вулканических извержениях выливается и застывает лава, когда при совокупных усилиях горообразования и денудации впервые появляются на поверхности земли горные породы, представляющие застывшую на глубине магму, происходит обновление земной поверхности, в круговорот процессов денудации и выветривания вступают новые материалы. Таким образом, первоисточником всех горных пород является магма, и первой генетической группой горных пород, которые можно назвать с точки зрения генезиса первичными, являются породы *магматические*, или *изверженные*. Выветривание и денудационные процессы путем разрушения изверженных пород, путем переноса и отложения этих продуктов разрушения создали первоначально из первичной магматической коры комплекс тех вторичных горных пород, которые называют *осадочными*, или *пластовыми*; эти породы продолжали возникать впоследствии и получаются и в настоящее время везде, где, как упомянуто выше, вулканическое извержение выносит магму на дневную поверхность или застывшая на глубине магма обнажается на поверхности. В процессе перегруппировки элементов и переотложения минеральных масс, который мы называем образованием осадочных пород, участвуют, конечно, и сами осадочные породы, но все-таки первоисточником, из которого получилась совокупность осадочных пород и из которого этот первоначальный фонд осадочных образований постоянно пополняется, служат породы магматические.

Дальнейшая судьба осадочных пород, в частности более или менее мощных континентальных или морских отложений, такова. Погребяемые под новыми толщами отложений, перемещаемые дислокационными процессами в более или менее глубокие зоны земной коры, они попадают под действие метаморфизмических факторов: прогрева внутри земной теплотой земли, дифференциального давления, растяжения и других последствий дислокационных процессов, а также глубинных минеральных источников и газов. В результате таких воздействий, называемых метаморфизмом, получаются те глубоко видоизмененные породы, которые составляют третью основную группу под названием *метаморфических пород*.

Между этими тремя группами пород может установиться настоящий круговорот, если принять во внимание, что метаморфические породы, опустившиеся достаточно глубоко в земную кору, могут расплавиться и снова дать начало породам магматическим, как это было впервые высказано еще Хёттоном и в последнее время подробно развито Лукашевичем (см. список литературы в конце книги).

Каждая из этих трех основных групп горных пород, т. е. изверженных, осадочных и метаморфических, обнимает более или менее разнообразные и разнородные в генетическом отношении типы, которые могут быть вкратце охарактеризованы следующим образом.

Магма доставляется на дневную поверхность в те слои земной коры, в которых происходит ее затвердевание, или в виде сплошной массы, при излиянии получающей название лавы, или в виде раздробленной или распыленной массы. В первом случае получаются массивные горные породы магматического происхождения, во втором — рыхлые вулканические выбросы, так называемые пирокластические материалы. В зависимости от того, происходит ли застывание магмы под земной поверхностью или на поверхности, т. е. достигает ли магма земной поверхности в жидком состоянии или нет, получаются в первом случае так называемые *глубинные (интрузивные)* породы, во втором — *излившиеся* (эффузивные). Условия кристаллизации тех и других существенно различны, что и находит себе выражение в их структуре и отчасти в их минералогическом составе. Рыхлые вулканические выбросы впоследствии подвергаются гидрохимической переработке, цементированию, и из них получаются так называемые вулканические туфы.

Осадочные породы в генетическом отношении довольно разнородны; если оставить в стороне детали и некоторые переходные типы, можно привести это разнообразие к трем генетическим типам: выпадению из раствора, механическому отложению продуктов физического и химического распада как изверженных, так и более древних осадочных пород, наконец накоплению остатков организмов после их смерти или отложению минеральных масс в результате жизнедеятельности организмов, растительных или животных. Особый тип осадочных пород представляют так называемые *остаточные* (или метатетические) образования. Это — продукты выветривания или разрушения тех или иных пород, оставшиеся на коренной породе и нередко более или менее значительно

измененные выщелачиванием или механическим выносом из них водою более мелких или более легких или более растворимых составных частей.

Таким образом получают следующие генетические типы осадочных пород: *химические осадки, механические отложения, или обломочные породы, органогенные отложения и остаточные образования.*

Группа метаморфических пород представляет, быть может, наибольшую трудности как для толкования ее генезиса, так и для классификации. Тем не менее, если не вдаваться в детали, а ограничиться для первого обзорного знакомства главными типами, можно остановиться на следующей группировке: породы контакт-метаморфические, происшедшие от контактного воздействия изверженных пород; породы, обязанные своим происхождением дислокационным процессам (тектониты); породы глубинного метаморфизма, возникшие за счет преобразования изверженных (ортосланцы) или осадочных материалов (метасланцы); породы, обязанные своим происхождением внедрению изверженного материала в осадочный и тесному смешению с ним — инъицированные породы, так называемые мигматиты, т.е. породы, представляющие тесную смесь изверженного и осадочного материала.

Все перечисленные типы сгруппированы в виде нижеследующей таблички:

Обзорная таблица горных пород

I. Изверженные (магматические)	II. Осадочные (нептунические)	III. Метаморфические
<p>A. Массивные</p> <p>1. Глубинные=интрузивные = плутонические=плутониты</p> <p>2. Излившиеся = эффузивные = вулканические = вулканициты</p> <p>B. Обломочные = пирокластические</p> <p>1. Рыхлые</p> <p>2. Цементированные=вулканические туфы</p>	<p>A. Химические осадки</p> <p>B. Механические отложения (= обломочные породы)</p> <p>1. Рыхлые</p> <p>2. Цементированные</p> <p>C. Органогенные образования</p> <p>1. Зоогенные</p> <p>2. Фитогенные</p> <p>D. Остаточные образования (= метатетические)</p>	<p>A. Контактолиты</p> <p>B. Породы глубинного метаморфизма (= кристаллические сланцы)</p> <p>1. Ортосланцы</p> <p>2. Метасланцы (= парасланцы)</p> <p>C. Тектониты</p> <p>D. Мигматиты</p>

Если принять во внимание более дробные генетические подразделения, можно прийти к более детальной таблице, приведенной на стр. 24—25.

Геологов неоднократно занимал вопрос о том, каковы количественные взаимоотношения изверженных и осадочных пород, а также разных групп осадочных пород между собою. Кларк, Ван-Хайз, Мэд разными путями подходили к этой проблеме, разрешение которой, конечно, возможно лишь в тех общих грубых чертах, какие вообще присущи подобного рода статистическим выкладкам, в особенности по отношению к таким объектам, как слои земной коры, не во всех своих частях доступные непосредственному исследованию. Даваемые этими авторами цифры имеют лишь относи-

тельное значение, показывая тот порядок чисел, с которым в данном случае приходится считаться. Тем не менее они развертывают перед нами вполне определенную картину чрезвычайно значительного господства изверженных пород в наружной, доступной нашему исследованию, пленке земной коры, толщиной приблизительно в 16—20 км.

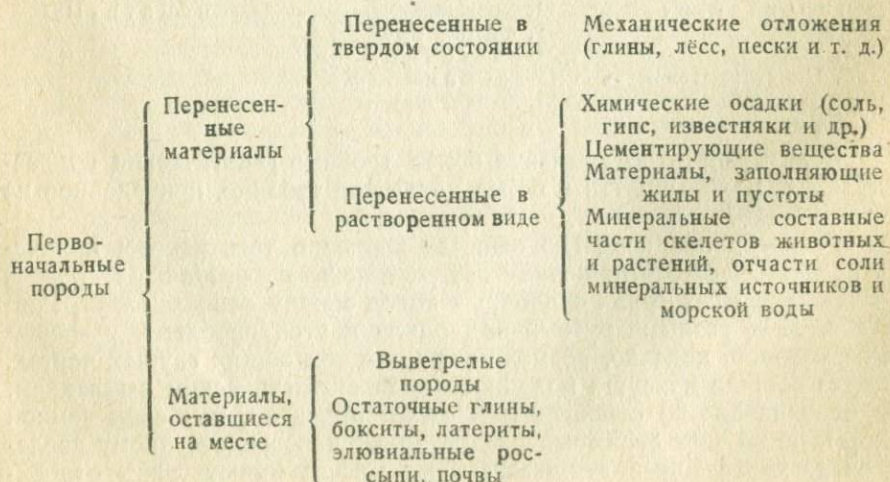
При беглом внешнем знакомстве с земной поверхностью можно как будто вывести заключение, что преобладают осадочные породы. По Тилло на земной поверхности на долю осадочных пород приходится 75%, а изверженных только 25%. Но это впечатление обманчиво: оно относится только к поверхности литосферы; на самом деле значительно господствуют породы магматические.

Кларк дает такие числа: 95% изверженных пород, 4% глинистых отложений, 0,75% песчаных образований и 0,25% известняков.

Таковы количественные отношения в толще литосферы в 16—20 км; на поверхности же отношения, как уже указано, совершенно иные: преобладают осадочные породы.

Осадочные породы в конечном счете являются продуктами разрушения первоначальных изверженных пород; этот процесс сопровождается более или менее значительными изменениями химического состава и перераспределением элементов, причем среди осадочных пород преобладают глины; второе место принадлежит песчаным образованиям, и на третьем стоят карбонатные породы; все остальные типы осадочных пород количественно играют гораздо менее заметную роль. Глины, вообще говоря, являются значительно преобладающим образованием среди продуктов разрушения горных пород, но цифровые данные у разных авторов колеблются довольно значительно: Ван-Хайз дает для глин, песчаников и известняков такое отношение — 65 : 30 : 5, Кларк в одном месте — 80 : 11 : 9, в другом — 80 : 15 : 5.

Общая картина перераспределения веществ при выветривании может быть иллюстрирована такой схемой:



Перераспределение элементов в общих чертах выражается в обогащении остаточных образований полуторными окислами, магнезией, железом и водой и в выносе щелочей, извести, отчасти кремнекислоты.

Разнообразие изверженных пород издавна привлекало к себе внимание геологов; его изучение сделалось еще более заманчивым с тех пор, как было подчеркнуто известное, даже довольно значительное, однообразие в этом разнообразии. Мы уже не довольствуемся в настоящее время констатированием разнообразия изверженных пород, а вместе с тем ставим себе вопрос, почему это разнообразие имеет пределы, почему повторяются одни и те же типы горных пород, одни и те же комбинации и в разных частях земного шара и в разные геологические периоды. В ботанике и зоологии, когда изучают систематические виды, роды, семейства и т. д., возникает вопрос об их происхождении; но когда переходят к экологическому изучению естественных, топографических и географических группировок растений или животных, возникают новые проблемы об этих сообществах и взаимоотношениях отдельных слагающих их членов. Подобно этому и в петрографии систематическое изучение горных пород ставит вопрос о причине их многообразия, а естественные сообщества горных пород возбуждают, в дополнение к этому, вопрос о причинах тех или иных сочетаний горных пород и об их генетических взаимодействиях. Таким путем, наряду с описательной петрографией, возникает учение о петрографических формациях и о петрографических провинциях, о чем речь была уже выше и будет еще ниже.

Для построения генетической классификации изверженных пород надо иметь в виду следующие соображения:

1. Единая базальтовая родоначальная магма не способна объяснить все разнообразие изверженных пород; вычисления показывают, что из такой магмы путем кристаллизационной дифференциации не могут получиться все сyenиты, граниты и кислые лавы.

2. Гранитовая магма не может дать путем кристаллизационной дифференциации все основные породы.

3. Нейтральная магма лучше других могла бы объяснить дело; но она тоже вряд ли могла бы дать начало основным породам. Кроме того, она не пользуется широким распространением, особенно в эффузивной фации, а это тоже говорит как бы против нее.

4. Если исходить из единой магмы и сводить все к сплавлениям и к ассимиляции, то приходится считаться со следующими затруднениями: в архейские и катархейские времена не было достаточного количества осадочных образований; понятно также, почему базальтовая магма ассимилировала именно только кварцевые отложения, а гранитная — только известняки и глины.

5. При сплавлении магмы с осадочным материалом происходит не простая ассимиляция, а эта последняя должна сопровождаться расщеплениями; в противном случае должны были бы существовать случайные типы, которые не встречаются, и было бы непонятно тождество интрузивных и эффузивных пород. Кроме того, ассимиляция имеет свои пределы.

6. Всегда господствовали две магмы — кислая и основная (см.

Породы осадочные, гидатогенные (и аэрогенные) = непунические (породы водного происхождения)			Породы магматические, пирогенные = плутонические и вулканические = изверженные		Породы метаморфические
I. Протогенные = протосоматические = первичные	II. Дейтерогенные = обломочные = вторичные	III. Регенерированные = дейтеросоматические = третичные	I. Кристаллические и стекловатые, массивные = протогенные	II. Кластогенные = обломочные = пирокластические	
<p>А. Анорганогенные <i>а. Химические осадки</i></p> <ol style="list-style-type: none"> Лед Галоиды (каменная соль, сильвинит, каинит, карналлит, криолит) Сульфаты (гипс, ангидрит, барит, мирабилит) Карбонаты (известняки, травертино, доломит, магнезит, сидерит) Оксиды железа и марганца Кремнистые отложения (гейзерит, опоки и т. п.) <p><i>б. Механические отложения</i></p> <ol style="list-style-type: none"> Известковые породы Глины Морской ил и песок <p><i>с. Смешанные осадки (Амфотерогенные)</i> Рухляки. Лёсс</p> <p>В. Амфогенные, смешанные отложения</p> <ol style="list-style-type: none"> Некоторые известняки Некоторые кремнистые осадки и сланцы Некоторые глубоководные илы Красная глубоководная глина (отчасти) <p>С. Органогенные <i>а. Зоогенные отложения</i></p> <ol style="list-style-type: none"> Известковые (коралловые известняки, устричные и т. п. банки, птероподовый, глобигериновый, мшанковый ил) Кремнистые (радиоляриевый ил и т. п.) Фосфорит, гуано, костяная брекчия <p><i>б. Фитогенные отложения</i></p> <ol style="list-style-type: none"> Известковые (кораллиновые, литотамниевые) Кремнистые (диатомовый ил, трепел, полировальн. сланец) Ископаемые угли и торф 	<p>А. Рыхлые <i>а. Остаточные</i></p> <ol style="list-style-type: none"> Продукты химического разложения Некоторые глины, латериты, боксит, terra rossa и т. п. Продукты физического распада Россыпи элювиальные, метатетические. Щебень и т. п. <p>III. Продукты механической переработки и смешанные</p> <ol style="list-style-type: none"> Дресва. Элювий. Растительные почвы (педолиты) <p><i>б. Наносные</i></p> <p>I. Гидатогенные Продукты химического разложения</p> <ol style="list-style-type: none"> Пелитовые породы (глины, суглинки, рухляки и т. п.) <p>Продукты физического распада</p> <ol style="list-style-type: none"> Псаммитовые и псефитовые породы (песок, гравий, галечник, осыпи, обвалы, россыпи и т. п.) <p>II. Эоловые Лёсс, пассатная пыль и т. п.</p> <p>III. Ледниковые Моренные отложения</p> <p>В. Цементированные</p> <ol style="list-style-type: none"> Песчаники и аркозы Конгломераты Брекчии Серые вакки 	<p>А. Полуобломочные</p> <ol style="list-style-type: none"> Пелитовые, глинистые и т. п. сланцы Известково-глинистые сланцы Филлиты (отчасти)? Песчаники Кварциты (отчасти) Серые вакки и серовакковые сланцы Кремнистые сланцы <p>В. Перекристаллизованные, диагенетические</p> <ol style="list-style-type: none"> Мрамор, доломит Некоторые порфиroidы и порфиритоиды 	<p>А. Моносоматические</p> <ol style="list-style-type: none"> Интрузивные Эффузивные: Палеотипные Кайнотипные <p>В. Бисоматические = такситы</p> <ol style="list-style-type: none"> Атакситы Евтакситы Сферотакситы 	<p>А. Рыхлые ✓</p> <ol style="list-style-type: none"> Вулканический пепел и песок Лапилли, земляной град Вулканические бомбы, шлаки и т. п. <p>В. Цементированные</p> <ol style="list-style-type: none"> Туфы, шальштейны Грязевая лава Вулканические брекчии 	<p>I. Глубинно-метаморфизованные <i>А. Массивные</i></p> <ol style="list-style-type: none"> Полевошпатовые амфиболиты, парадориты, эклогиты, мраморы, горшечный камень <i>В. Слоисто-сланцеватые</i> Гнейсы и слюдяные сланцы Различные кристаллические сланцы (серицитовые, хлоритовые, тальковые, амфиболовые и др.) Некоторые порфиroidы и порфиритоиды Кварциты, мраморы, железистые породы (итабирит, джаспилит и т. п.), наждаки <p>II. Контактно-метаморфизованные</p> <ol style="list-style-type: none"> Пятнистые сланцы Адинолы Роговиковые породы Спилозиты, десмозиты Топазовые, турмалиновые породы и т. п. Скарны <p>III. Инфильтрованные или частично переплавленные породы Мигматиты</p> <p>✓ IV. Тектониты (катакластические) Массивные брекчии трения. Милониты. Распыленные породы. Сланцевые — метатакситы (осколочные сланцы и т. п.)</p>

«Изверженные породы»); остальные породы играют подчиненную роль и легко могут быть поняты, если их считать за производные от гранитовой или базальтовой магмы. Всегда господствовали породы этих двух магм, и это легко себе представить, если принять, что все происходило так, как будто всегда существовали раздельно гранитовая и базальтовая магмы.

Магматические породы естественно распадаются на две группы, которые издавна различались как плутонические и вулканические; на смену этим терминам явились впоследствии названия «глубинные», или «интрузивные», и «излившиеся», или «эффузивные»; породы. С разными оттенками эти наименования подчеркивают то обстоятельство, что часть магматических пород в явной форме обнаруживает свое магматическое происхождение. В самом деле, магматическое происхождение эффузивных пород подтверждается или тем, что мы непосредственно можем наблюдать их образование в виде современных лав, или тем, что формы залегания и структура древних излившихся пород с полной очевидностью обнаруживают их генетическое тождество с современными лавами, между тем как для другой группы магматических пород, а именно для глубинных, об их магматическом происхождении приходится лишь умозаключать. И когда мы себе представляем, что глубинные породы застывают из магматических масс на глубине внутри земной коры и выходят на дневную поверхность лишь в результате совокупной деятельности дислокационных процессов и денудации, не только позволительно, но и необходимо поставить себе вопрос: какие у нас имеются данные для такого утверждения и насколько достоверно такое умозаключение? Главным основанием для причисления глубинных пород к магматическим образованиям является тождество их химического и минералогического состава с соответствующими представителями эффузивных пород. Это повторение одних и тех же химических типов одного и того же минералогического состава среди интрузивных и эффузивных пород, различающихся лишь структурой, является, конечно, достаточно логическим основанием для умозаключения такого рода: мы имеем дело с магмой, которая в зависимости от условий кристаллизации дает различные в структурном отношении, но тождественные по химическому и минералогическому составу глубинные или излившиеся породы. Это заключение находит себе подкрепление в опытах искусственной кристаллизации силикатных масс. Не подлежит, однако, сомнению, что наибольшей убедительностью должны обладать такие факты, которые конкретно показывали бы на реально наблюдаемых случаях непосредственный переход в структурном отношении от интрузивной породы к эффузивной. Такие случаи известны, хотя в общем пока немногочисленны. Сюда относятся, во-первых, уменьшение крупности зерна в периферических частях интрузивных массивов, непосредственный переход глубинных пород в апофизах и жилах в фацию эффузивного типа и полнокристаллическое, кристаллически-зернистое строение нижних частей мощных лавовых потоков и покровов. Вот несколько примеров таких случаев на пространстве СССР и Финляндии. Мейстер описывает в Енисейском округе переход гранита в периферической части мас-

сива в порфир. По Зедергольму, многие финляндские гранитовые массивы так связаны с кварцевыми порфирами, что эти последние должны быть признаны за краевую или поверхностную фацию глубинной гранитовой магмы. В интрузивных пластах габбро-диабазов на западном побережье Онежского озера нижняя часть пласта у контакта с кварцитом имеет структуру порфирита с микролитовой основной массой. На Урале Чернышевым описан диабаз (габбро-диабаз), который к контакту делается все более мелкозернистым, а в самом контакте даже стекловатым. Вспомним также Electric Peak в Иеллоустонском парке, где, по Иддингу, с центральным интрузивным телом («boss») крупнокристаллического диорита связаны жилы и интрузивные пласты различных порфиритов.

Горные породы носят двойственный характер: с одной стороны — это минеральные агрегаты, с другой — это геологические тела, из которых построена земная кора. Если бы можно было сравнивать земную кору, по сложности ее строения и состава, с некоторым сложным организмом, можно было бы сказать, что горные породы — это ткани, из которых построен наш организм, а минералы — слагающие его клетки. В связи с этим двойственным характером горных пород, учение о них, т. е. петрография, занимает промежуточное положение между минералогией и геологией и является связующим звеном между ними. Когда мы подходим к горной породе как к минеральному агрегату, наше внимание сосредоточивается на таких ее признаках, как структура, минералогический состав, химический состав; когда же мы рассматриваем горные породы как геологическое тело, нашему изучению подлежат такие вопросы, как их формы залегания, трещины и иные плоскости раскола, ноздреватость, сланцеватость и т. п. внешние признаки, контакты, явления выветривания и метаморфизма.

Соответственно этому ниже следующие главы и распадаются на два раздела, из которых первый обнимает признаки горных пород как минеральных агрегатов, а второй — особенности их как геологических тел.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Под формой залегания горной породы понимают морфологию данной массы горной породы и взаимоотношения ее как геологического тела с окружающими горными породами. Форма залегания горной породы имеет не только формальное описательное значение; она является следствием определенных условий образования горной породы, а следовательно и выразительницей особенностей ее генезиса. Изверженные породы имеют свои формы залегания, осадочные — свои; метаморфические породы, в зависимости от того, из чего они образовались, характеризуются либо осадочными, либо изверженными формами залегания, поскольку это не замаскировано глубоким метаморфозом.

С морфологической точки зрения все формы залегания горных пород, независимо от их происхождения, могут быть разбиты на следующие категории: *пласты, потоки, жилы* (дайки), *массивы*. Потоки и массивы характерны для пород изверженных; жилы и пла-

сты встречаются как в магматической, так и в осадочной группе и отличаются, в зависимости от этого, большим разнообразием. Так, пластовая форма залегания распадается на поверхностные отложения и междупластовые; в первой из названных групп мы имеем речные, эоловые и иные отложения рыхлых материалов, которые впоследствии, под влиянием метаморфизации, могут перейти в цементированные пластовые породы, например пески — в песчаники, рыхлые известковые или мергелистые отложения — в кристаллические известняки и т. п.; к первой группе относятся и так называемые покровы, т. е. обширные массы изверженной породы, прлулучившиеся от слияния нескольких лавовых потоков или в результате массовых трещинных излияний. Ко второй группе относятся так называемые



Рис. 1. Дацитовый лакколит Калько в центральном Кавказе, в верховьях р. Бло, и россыпь у его подножья.

Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

интрузивные пласты, являющиеся результатом бокового внедрения расплавленных масс между пластами более древних осадочных пород как в пределах одной и той же формации, одного и того же геологического горизонта, так и на границе разных геологических горизонтов.

Морфологически интрузивные пласты очень близки к покровам. Существенная разница между ними в генетическом отношении заключается в том, что кровля интрузивного пласта древнее его, т. е. уже существовала в период его образования, между тем как в случае покрова кровля является более молодой, т. е. она отложилась уже после образования самого покрова.

Решающим моментом являются контакт-метаморфические изме-

нения в кровле в случае интрузивного пласта и, естественно, отсутствие этого изменения у покрова.

Жилами называются выполнения трещин, пересекающих осадочные толщи под более или менее косым углом или рассекающих массивы; в этой форме залегания встречаются как осадочные образования химического или обломочного происхождения, так и породы изверженного происхождения.

Вертикально или круто падающие жилы изверженных пород, особенно если они вследствие денудации стоят гребнем, называют дайками (рис. 6—8).

Наконец массивами называются такие массы горных пород, которые не имеют формы ни пластов, ни жил, а являются в виде изометрических в разных направлениях или неправильных тел, каковы гнезда, штоки, лакколлиты, некки и другие формы интрузивных тел и экстррузивные массивы.

Формы залегания изверженных пород и механизм интрузии

Морфология тел изверженных пород представляет чрезвычайно большой интерес, так как часто, в особенности в связи с контактными их действиями, проливает свет на генезис данного тела из-

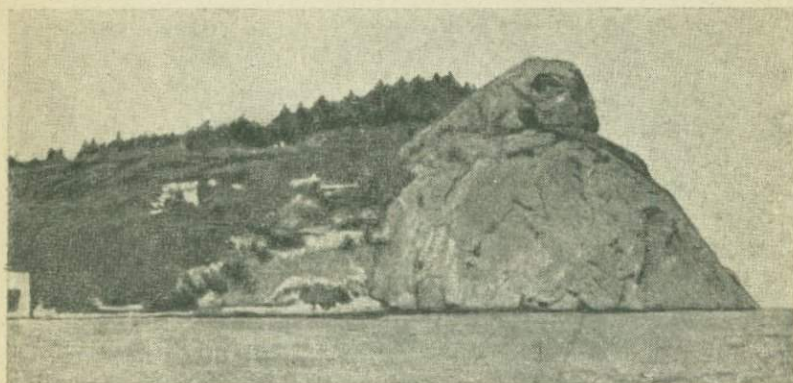


Рис. 2. Лакколлит. Мыс Партенит на южном берегу Крыма,

Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

верженной породы. Особенно интересными с этой точки зрения представляются формы залегания глубинных пород.

Глубинные породы представляют довольно большое разнообразие форм залегания, которое может быть сведено к двум генетически различным типам. Первый из них характеризуется более или менее явными признаками *интрузии*, т. е. *внедрения* в осадочные пласты земной коры; это *интрузивные* породы в тесном смысле слова; они в жидком виде претерпели более или менее значительные перемещения внутри земной коры; при благоприятных условиях эти магматические массы могут достигнуть земной поверхности и дать начало эффузивным породам. Вторым типом представляют такие массы

неправильной формы, которые лишены определенных признаков интрузии; быть может, это выполнение пустот, как охотно допускали раньше, быть может, местные переплавления, быть может, наконец, это тоже интрузивные образования, но мы не видим признаков ин-



Рис. 3. Денудированный лакколит Кара-Баир в Крыму.

Фото Д. И. Шербакова.

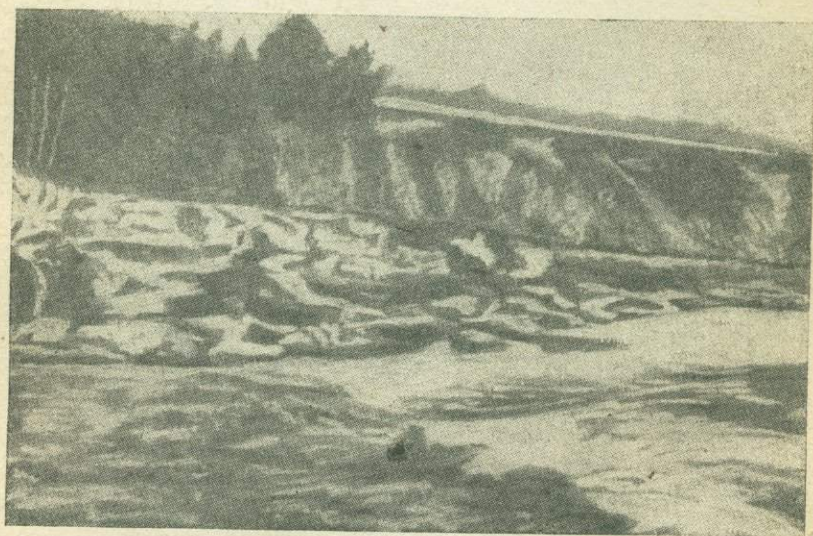


Рис. 4. Интрузивный пласт габбро-диабазы на кварците (более светлая часть) у Гирвас-порога в Карело-Финской ССР.

Фото В. М. Тимофеева.

трузивного их характера. Первый из вышеуказанных типов группируется около родовых понятий — *лакколита* (рис. 1—3), *интрузивного пласта* (рис. 4 и 148) и *жилы* (рис. 5) или *дайки* (рис. 6—8), второй — *батолита*.

Дэли дает такую группировку интрузивных форм залегания глупбинных пород:¹

- А. Тела интрузивные (образованные путем инъекции экзотического материала).
1. Внедрение (инъекция) вдоль плоскостей напластования:
 1. Интрузивные пласты
 2. Лакколиты (и факолиты — чечевицеобразные тела, защемленные в сводах складок)
 - II. Внедрение (инъекция) поперек слоев:
 1. Жилы (дайки) и апофизы
 2. Интрузивные образования различной формы (бисмалиты — пробкообразные, этмолиты — воронкообразные, хонолиты — неправильные)
- В. Тела абиссальные, обязанные своим происхождением не инъекции, а иным процессам:
1. Штоки
 2. Батолиты

Формы интрузивных тел довольно разнообразны и были описаны под разными названиями: батолиты, штоки, лакколиты, факолиты, лополиты, этмолиты, хонолиты, бисмалиты, плаколиты, герпидзолиты и др. (значение этих терминов см. в Петрографическом словаре). С морфологической точки зрения они могут быть сгруппированы следующим образом.

1. Вертикальные или крутонаклонные тела столпообразной или доскообразной формы, в которых поперечные размеры, т. е. диаметр или мощность, значительно уступают вертикальным (продольным). Сюда относятся неки, дайки, бисмалиты, plugs.

2. Плоские пластообразные тела, в которых, в противоположность предыдущему типу, вертикальные или общие поперечные размеры значительно уступают горизонтальным (продольным). Это — интрузивные пласты (sills англичан и многие батолиты).

3. Плосковыпуклые или двояковыпуклые тела — лакколиты и факолиты.

4. Плосковогнутые тела — лополиты.

5. Тела неправильной формы, книзу суживающиеся — этмолиты, хонолиты, штоки, или, наоборот, расширяющиеся — батолиты.



Рис. 5. Диабазовая жила в граните Кассарского ущелья (Северный Кавказ).

Фото Б. В. Волькеву.

¹ Приводится здесь с сокращениями.

Независимо от формы, которая находит себе выражение в особых наименованиях, часть которых приведена выше, интрузивные тела распадаются на два типа в зависимости от того, залегают ли они *согласно* с прорванными слоями — в одной серии пластов или на границе различных геологических горизонтов или систем — или пересекают их диагонально, т. е. залегают *несогласно* с ними. Интрузивные тела характеризуются тем, что у них подошва обыкновенно



Рис. 6. Андезитотрахитовая дайка в верховьях р. Думалы (центральный Кавказ).
Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

состоит из осадочных пород: у одних она обнажена, у других может быть реставрирована по залеганию боковых пород, наконец у третьих ее существование предполагается. Магма *внедрилась*, толкаемая тектоническим давлением, раздвигая и приподнимая слои, в некоторых случаях частично их ассимилируя или поглощая в виде расстрескавшейся, местами обрушенной, крошки, т. е. в виде ксенолитов (стр. 54). В сущности говоря под это же определение подходят и батолиты, если отбросить различие размеров, расширяющуюся книзу форму и отсутствие осадочной подошвы, действительное или кажущееся.

Представление о том, что батолиты расширяются книзу и входят в неизвестные глубины, а тем более, что это массы, сливающиеся в глубине с магматическим очагом, является гипотетическим и не может быть подтверждено фактами. Напротив, по мере более углубленного изучения батолитов все больше получается подтверждений того взгляда, что батолиты — это большие пластообразные интрузии, не бездонные. Представление Зюсса, что батолиты выполняют громадные глубинные пустоты, в настоящее время в полной мере вряд ли кем-нибудь поддерживается, хотя возможность частичного уча-

стия пустот в образовании глубинных магматических тел признается и для интрузивных образований (например, «факолиты» Харкера). Точно так же представление о том, что батолит стал на место окружающей его осадочной толщи не вытеснением, а замещением (по Черульфу и Мишель-Леви — путем ассимиляции, так сказать пожирания, а по Дэли — путем термально-механического обрушения кровли), повидимому играет известную и, быть может, значительную роль в механизме образования батолитов, но эти процессы не чужды и интрузивным массивам. Весь вопрос в том, действительно ли батолиты уходят своим основанием в неведомые глубины, быть может, иногда даже соединяясь на глубине

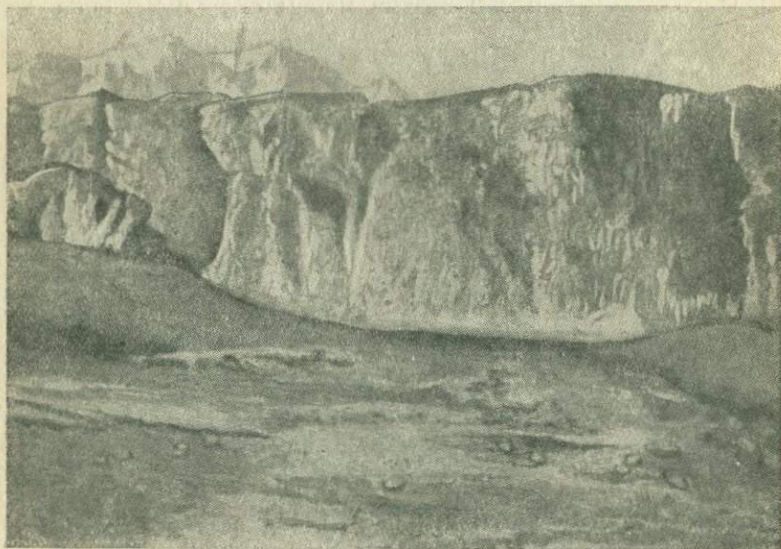


Рис. 7. Кератофировая дайка у Хулама (центральный Кавказ).

Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

с магматическими бассейнами, или их подошва еще не обнажена; в этом последнем случае мы имели бы лишь явно-интрузивные и скрыто-интрузивные магматические тела. В последнее время Клоос старается установить, что многие германские и чешские гранитные батолиты — на самом деле интрузивные пласты;¹ весь вопрос здесь, конечно, в том, что представляют собой гнейсы, подстилающие эти граниты — осадочные породы или особую фацию тех же гранитов.

Застывание интрузивных массивов не всегда происходило на большой глубине; для монцонита Предаццо, для некоторых массивов окрестностей Осло (по Бреггеру), для кварцево-монцонитового массива Клифтон-Моренги в Аризоне (по Линдгрону) указывают глубины, не превышающие 1 км.

Постепенно, по мере накопления более детальных исследований

¹ Впервые взгляд, отрицающий батолиты, был высказан им в ряде работ; см. (4).

батолитов, умножается число наблюдений, говорящих о плоской форме батолитов и о том, что они нередко залегают на сравнительно незначительной глубине. Таким образом весьма вероятно, что батолиты относятся к категории пластообразных интрузивных масс, что они тоже имеют подошву и не уходят в неведомые глубины.

На вопрос о том, чем объясняется разнообразие форм интрузивных тел, существуют разные ответы. Повидимому, наиболее существенным фактором надо считать физическое состояние магмы, т. е. степень ее вязкости, которая в свою очередь зависит от большего или меньшего перегрева, от летучих компонентов и, косвенно, от химического состава, так как кислые магмы, вообще говоря, более вязки, чем основные. Более вязкие магмы склонны к образованию



Рис. 8. Сеть диабазовых даек в гнейсе и пегматите. Стонгэм, озеро Кьюведин в США (по Бастину).

более крутых форм интрузии, жидкоплавкие, наоборот, обнаруживают стремление к растеканию, к движению в горизонтальном направлении, т. е. к образованию плоских интрузий. Такое же соотношение наблюдается и при поверхностных вулканических извержениях. Как известно, форма вулкана, форма залегания продуктов извержения и самый тип вулканического процесса на поверхности определяются физическим состоянием лавы перед извержением и в момент извержения как у разных вулканов, так и у одного и того же вулкана в разных стадиях его деятельности. Поэтому значительные потоки и покровы свойственны жидкоплавким основным лавам; конуса набухания, экструзивные массивы и т. п. — по преимуществу более вязким кислым магмам.

Обратимся теперь к механизму интрузии, т. е. к тем процессам, которые ведут к образованию интрузивных тел. Проблема интрузии складывается из двух частей: 1) образования того свободного пространства, которое занимает интрузивная магма, 2) процесса поднятия магмы и передвижения ее от магматического очага до места залегания интрузивного тела.

Как образуется то свободное пространство, которое занимает интрузирующая магма? Возможны два предположения: либо такие свободные пространства существуют в земной коре, либо они создаются самой поднимающейся магмой, т. е. возникают в самом процессе интрузии. Первый случай, если действительно существует, играет подчиненную роль. Зюсс первоначально предположил, что батолиты занимают предсуществующие свободные пространства, но теперь этот взгляд должен быть оставлен; возможно, что в отдельных случаях батолиты занимают те полости, которые были заняты газами, но это во всяком случае гипотетично и отвечает, быть может, единичным случаям. Сюда же относятся и те сравнительно незначительные чечевицеобразные или выпукло-вогнутые тела, которые Харкер назвал факолитами и которые занимают полости, образовавшиеся в сводах антиклиналей или синклиналей путем отслаивания в процессе складкообразования и пассивно заполненные магмой.

Как правило, магма занимает не предсуществующие свободные пространства, а сама их создает в процессе интрузии. Как создается необходимое для интрузии свободное пространство? Возможны два случая, которые на самом деле и наблюдаются. В первом случае магма *вытесняет* некоторую минеральную массу из того места, которое она занимала, и параллельно с этим шаг за шагом занимает образующееся при этом свободное пространство. Типичным образцом такого типа интрузии является лакколит с разными его видоизменениями; при этом вышележащая толща *поднимается* более или менее сводообразно. Сюда же, вероятно, можно отнести и некоторые магматические жильные образования, возникшие вследствие *раздвигания стенок* трещины напором магмы, которая по мере этого раздвигания и внедряется в получающееся таким путем свободное пространство.

Другой тип интрузии это *не вытеснение, а замещение* магмой некоторой минеральной массы, с которой она, так сказать, меняется местами. Такой *обмен местами* может произойти двояким путем, и соответственно существуют две гипотезы для объяснения этого процесса.

Баррелем и Дэли создана гипотеза обрушения кровли: в кровле и отчасти в боках напорающей магмы происходит растрескивание коренной породы, падение ее в виде более или менее крупных глыб в магму и погружение в эту последнюю; по мере такого последовательного обрушения магма занимает образующееся при этом свободное пространство, постепенно продвигаясь вверх, пока не застрянет.

Другая гипотеза, разработанная Черульфом и Мишель-Леви, допускает значительное *растворение магмой боковой породы* и продвижение путем такого пожирания и замещения собой боковой породы; при этом должны получаться тела более или менее неправильной формы.

Обрушение кровли связано с образованием лакколитовых форм, ассимиляция — с формами батолитовыми. Ни то, ни другое представление неприменимо к механизму образования интрузивных пластов и плоских батолитов, поскольку здесь сказывается в значи-

тельной степени не вертикальное, а горизонтальное движение магмы. Для таких пластообразных интрузий, без заметной ассимиляции и без ксенолитов можно себе представить приблизительно описанный ниже ход процесса интрузии, для которой характерно, что на некоторой стадии интрузивного процесса вертикальное движение сменяется горизонтальным.

Если приходится отбросить все остальные возможные предположения для значительных горизонтальных интрузий (как, например, для сибирских трапповых интрузий), то остается для них лишь одно возможное толкование: свободное пространство для этих интрузий получалось путем удаления подошвы этих интрузивных тел вниз

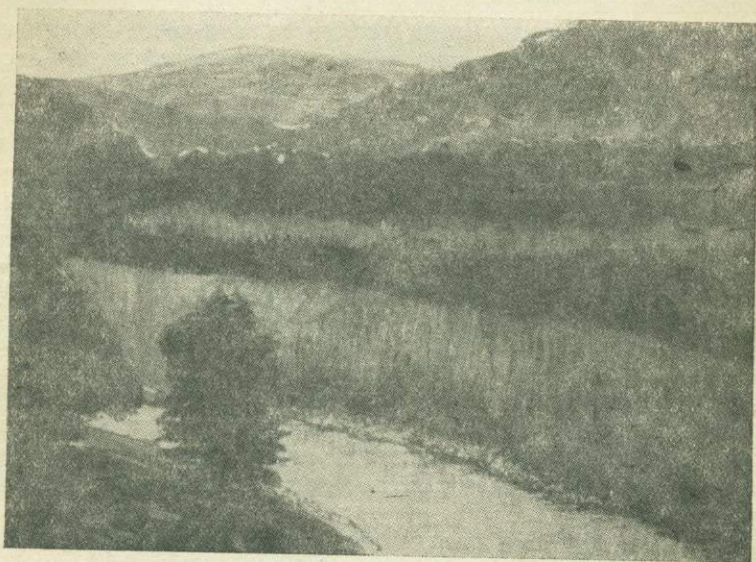


Рис. 9. Базальтовый поток по р. Кадис-Хеви (центральный Кавказ, на южном склоне Крестового перевала).

Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

и притом не скачками, а плавно, постепенно, по мере внедрения магмы. Механизм этого процесса, который совершался гидростатическим путем, можно объяснить следующим образом. Под влиянием давления магма выжимается вверх по одной или нескольким трещинам, образовавшимся в результате ее собственного напора или дислокационного напора. Некоторая часть магмы уходит из того пространства, в котором она первоначально занимала. Получается отрицательное давление, и должна была бы получиться некоторая пустота, но она будет только потенциальной, так как она, конечно, немедленно *in statu nascendi* должна чем-то заполниться. В некоторых случаях можно допустить, что это заполнение будет произведено летучими компонентами магмы; но для основных магм типа траппов вряд ли можно это допустить как правило; это будет разве только исключительный случай. Заполнение потенциальной пустоты произойдет вследствие опускания или прогиба вышележащей более или

менее пластичной массы: в местах более слабой связи (а таковыми являются плоскости слоистости или границы между разными осадочными свитами) произойдет отслаивание, разрыв, но разрыв тоже потенциальный, так как пустота, которая должна была бы образоваться на месте отслаивания, сейчас же, тоже *in statu nascendi*, заполняется находящейся под напором магмой, если этот напор был недостаточен для того, чтобы поднять или прорвать вышележащую толщу и дать либо лакколит, либо массовое трещинное поверхностное излияние. До тех пор, пока действует давление опускания, выжимающее магму, должен идти такой круговорот: магма поднимается, ее место занимает опускающаяся пластичная глыба, которая отслаиванием оторвалась от покрывающей ее свиты, и в эту потенциальную горизонтальную полость, конечно, сейчас же внедряется в горизонтальном направлении магма, поднимающаяся до уровня потенциальной пустоты по вертикальному или наклонному разрыву. Опускается то, что становится подошвой возникающего интрузивного пласта, и остается на месте то, что становится его кровлей. Таким образом устанавливается непрерывный двойной обмен местами между жидкой магмой и пластичной осадочной толщей (рис. 9а).

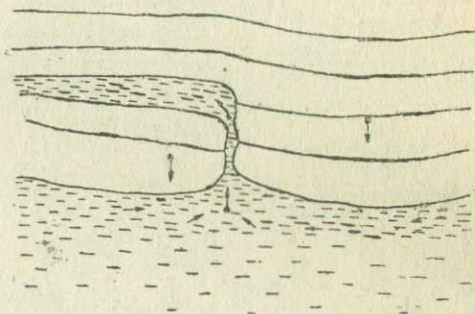


Рис. 9а. Схема образования больших интрузивных пластов путем пластического опускания подошвы. Штриховкой показана магма, внедряющаяся в осадочную толщу. Стрелки показывают направление движения.

Занятие интрузивным пластом того места, которое он занимает в настоящее время, совершилось не внезапно, сразу, а шло постепенно, по мере того, как действовало давление опускания. Это был плавный постепенный процесс, в котором магма играла роль пассивной внедряемой массы, подобно тому как мы представляем себе такие процессы для соляных интрузий. В очерченном здесь процессе интрузии существенными моментами являются *плавное пластическое движение масс вниз и медленность этого процесса*.

Остается еще один вопрос, а именно: что является причиной поднятия магмы, какая сила толкает ее из магматического бассейна вверх, а затем и в бок? На месте залегания интрузивного тела получается впечатление об активности самой магмы, о том, что ей присуща толкающая сила, которая способна раздвигать или поднимать боковые породы и вышележащие массы. На самом деле *есть* основание считать эту активность магмы лишь кажущейся, лишь отражением действующего на нее дислокационного давления, которое производят опускающиеся участки земной коры на соседние или даже более или менее удаленные от них магматические бассейны (5).

Так как лавы поверхностных вулканических извержений, прежде

чем достигнуть поверхности земли, совершают внутри земной коры более или менее значительное передвижение, нельзя не признать, что некоторая начальная стадия вулканического извержения протекает в условиях интрузивного передвижения магмы. Превратится ли это подземное передвижение магмы в интрузию, или же оно выльется в форму вулканического извержения, — это в каждом отдельном случае зависит от силы дислокационного напора, от вязкости магмы, от роли газов; и если магма подходит достаточно



Рис. 10. Слева — экструзивный конус. Гора Иландаг от с. Парадагит; справа вверху — экструзивный пик — так называемая „Игла“ на Мон-Пелэ (о. Мартиника, по Лакруа); справа внизу — „Игла“ Мон-Пелэ в 1903 г.

близко к земной поверхности, если она достаточно богата газами высокого напряжения, если она достаточно нагрета, — может произойти излияние ее на поверхность как следствие проплавления кровли, или образования разрыва, или, наконец, газового взрыва.

Тесная связь вулканизма и плутонизма (т. е. процессов эффузии и интрузии) отражается и в известном параллелизме между типами интрузий и формами вулканических процессов на поверхности. Так, массовые лавовые излияния и так называемые лавовые (или щитовые) вулканы являются аналогами интрузивных пластов; экструзивные массивы и конуса набухания — аналоги лакколитов, а сложные батолиты, обязанные своим строением повторному внедрению магмы, нередко дифференцированной, могут быть параллелизованы с так называемыми слоистыми вулканами; конечно, в подземной вулканической деятельности отсутствуют эксплозионные явления.

Формы залегания эффузивных пород менее разнообразны. Наряду с потоком (рис. 9) и покровом — формами, характерными для жидкоплавких лав и соответствующими интрузивным пластам в интрузивной фации, встречаются и такие куполовидно возвышаю-

щиеся над вулканическим каналом, выжатые в вязком состоянии массивы, которые носят название *экструзивных* массивов, или конусов набухания, или образований типа иглы Мон-Пелэ (рис. 10) на Мартинике. Сюда примыкают также так называемые некки (рис. 11). Жила, или дайка, является формой залегания так сказать универсальной, присущей как глубинным, так и эффузивным породам. Дайки, застывшие недалеко от земной поверхности или даже дойдя до нее, также встречаются среди эффузивных пород. Наконец мелкие интрузивные пласты, обыкновенно в виде целой свиты внедрившиеся в глинистые сланцы (или песчаники), характеризуют



Рис. 11. Размытый андезитовый неkk „Сфинкс“ на Кара-Даге в Крыму.

Фото А. М. Дьяконова.

подводные диабазовые извержения. При размывании вулканического жерла, заполненного лавой, часто с оторочкой пирокластических продуктов, или только этими последними, получаются те цилиндрические, в плане круглые или эллипсоидальные, вулканические тела, которые получили название «некк» («necks»).

Между интрузивными и излившимися изверженными породами, вообще говоря, есть существенная разница в формах залегания: форма потока или покрова чужда глубинным породам, форма лакколита или вообще интрузивного тела чужда эффузивным породам. Но есть два случая, когда форма залегания не является решающим критерием, когда интрузия и эффузия как бы сливаются. Первый случай — это жильная форма залегания; будучи, вообще говоря, формой залегания интрузивного типа, жила может, однако, обладать структурой породы эффузивной; неглубокие жилы, являющиеся питательными каналами вулканов или трещинных излиятий, предста-

влияют нередко по своей структуре настоящие эффузивные породы с полукристаллической микролитовой основной массой и порфирированными вкрапленниками; сюда же принадлежат и стекловатые жилы, например так называемый сордавалит (основные стекловатые жилы в гнейсе). Второй случай — это подводные извержения, где тесно сплетаются эффузии на дне водного бассейна и тонкие пластовые интрузии в илистые морские отложения; таковы спилитовые и диабазовые свиты, образующие нередко целую систему тонких или сравнительно толстых пластов, чередующихся с затвердевшими морскими илистыми отложениями, как, например, диабазовые свиты в глинистых сланцах центрального Кавказа (Чаохи, Асса и др.), или кремнистыми радиоляриевыми отложениями в Великобритании и др. (так называемые «субинтрузии»).

Формы залегания осадочных пород

Для осадочных пород типичной формой залегания является напластование. Если слои имеют сравнительно незначительное простирание и выклиниваются, говорят о чечевицах, или линзах. Иногда осадочные образования являются в виде столбообразных форм (как, например, иногда каменная соль) или в виде гнезд, т. е. тел неправильной формы и приблизительно одинаковых размеров по разным направлениям. В виде исключения встречаются и жилы, или дайки (например у песчаников), — форма, обычная для рудных и минеральных формаций, не имеющих характера горных пород.

Формы залегания метаморфических пород не дают никаких новых типов. В зависимости от того, получились ли эти породы в результате метаморфизации изверженных или осадочных пород, мы встречаем здесь и напластования, и жилы, и штоки, или гнезда, и интрузивные, и абиссальные тела.

Контакты

Контактами называются места соприкосновения изверженной породы с осадочной или двух одновременных по образованию изверженных пород между собою. В этих контактах обнаруживаются известные воздействия изверженной породы на ту, с которой она приходит в соприкосновение, и это воздействие дает возможность судить о физико-химических условиях в момент застывания изверженной породы. Такие контактные действия называют внешним контактно-метаморфизмом, или *экзоморфизмом*, экзоморфными контактными действиями. Так как изверженная порода в месте соприкосновения с той, которая ею прорвана или в соприкосновении с которой она застывает, в некоторых случаях сама испытывает известные видоизменяющие воздействия со стороны этой последней, то эти контактные действия называют внутренним контактно-метаморфизмом, эндоморфным контактным действием, или *эндоморфизмом*.

Контактные действия выражаются в явлениях механических, физических (термических) и химических. Интрузивные породы оказывают гораздо более значительные контактные действия, чем эффузивные.

Механические действия выражаются в том, что изверженная порода внедряется в ту, около или внутри которой она застывает; получается извилистый сложный контакт с внедрениями изверженной породы в осадочную и наоборот; такие же контакты получаются и под влиянием дислокационных воздействий; это то, что Бальтцер назвал механическим метаморфизмом. Под влиянием дислокационного метаморфизма получаются иногда и очень сложные взаимные проникновения изверженной и осадочной пород, дающие начало в контакте механически смешанным, как бы наподобие тестообразного месива, породам, — тому, что Штейнман описал и изобразил под названием месива (*Knetstruktur*). Другое проявление механического метаморфизма, которое вызывает уже в метаморфизованной породе более или менее значительные изменения минералогического и химического состава, выражается в более или менее сильном растрескивании прорванной породы и внедрении магмы более или менее тонкими струйками в эти трещины. В отличие от первого случая, когда внедрение производится дислокационными силами в твердом состоянии, здесь наблюдается внедрение жидкой массы. Если прорванная порода обладала более или менее тонкой слоистостью или сланцеватостью, этим путем может получиться сложная порода, в которой осадочный материал окажется послойно чередующимся с внедрившимся в него изверженным материалом; это то, что французы называют инъекционным метаморфизмом (*lit par lit*, т. е. слой за слоем), слагающимся из проникания газообразных флюидных эманаций (*imbibition*) и непосредственно расплавленной массы (*injection*). Этим путем объясняется возникновение некоторых типов так называемых мигматитов и кристаллических сланцев (см. *Метаморфические породы*).

Если при растрескивании прорванной породы отрываются отдельные глыбы, эти последние оказываются захваченными в изверженной породе и, поскольку они не растворяются в ней, остаются в виде посторонних обломков, носящих название *ксенолитов*. Растрескиванию кровли под напором и от жара магмы Дэли придает большое значение в самом процессе образования глубинных массивов.

Физические взаимодействия выражаются в термальном воздействии изверженной породы на осадочную, и наоборот; в первом случае наблюдается приток тепла, т. е. более или менее значительное, быстрое или медленное, продолжительное или кратковременное нагревание, во втором, наоборот, охлаждение. Эффузивная порода этим термальным воздействием вызывает обезвоживание, обжигание, например превращение глин в кирпичеобразное состояние, частичное расплавление и, вследствие быстрого застывания этих расплавленных участков, частичное остеклование, например остеклование цемента в песчаниках и превращение их в так называемый бухит. Эндоморфное термальное контактное действие выражается в более или менее быстром охлаждении и образовании вследствие этого тонкой наружной зальбандной стекловатой пленки, а также афанитового, порфирикового или микрокристаллического строения в наружных быстро охлажденных частях таких массивов или покровов, которые сами по себе имеют совершенно иную структуру, свидетель-

ствующую о медленном плавном охлаждении. В контактирующих породах продолжительное и постепенное прогревание, — существуют подсчеты, иллюстрирующие медленность и продолжительность этого процесса, — вызывает процесс перекристаллизации, ведущий к превращению глинистых сланцев в роговики, известняков и мергелей в мраморы и т. п. Ширина зоны, охваченной этим процессом перекристаллизации, зависит от размеров вызывающего ее интрузивного тела, иногда достигает значительных размеров, и тогда понятие о контактном метаморфизме сливается с понятием о так называемом общем или региональном метаморфизме, т. е. о тех случаях более или менее значительной перекристаллизации обширных отложений, которые совершались на глубине под влиянием глубинного тепла и без видимого участия контакт-метаморфических действий изверженных пород.

При достаточно высокой температуре интрузивного тела и достаточно продолжительном соприкосновении магмы с породами, по которым она продвигается или среди которых она застывает, может произойти частичное зальбандное растворение прорванной породы, ассимиляция и следовательно видоизменение химического состава. При такой ассимиляции образуются такие ублюдковые (гибридные) породы, которые при нормальных условиях застывания магмы из нее образоваться не могли бы.

Наиболее разнообразны при контакт-метаморфизме химические воздействия. Эти воздействия выражаются в притоке в метаморфизируемую породу или газообразных веществ из соседней магмы, или горячих, выделяющихся из нее растворов. В результате этих процессов образуются контактные рудные месторождения, пегматитовые жилные образования, известково-силикатные скарновые породы из известняков и некоторые другие образования, которые будут рассмотрены при описании отдельных петрографических формаций.

В результате можно разбить все внешние контактные действия на следующие группы:

1. Термальный экзоморфизм (перекристаллизация без притока материала из изверженной породы).
2. Каустические воздействия (обжигание, остеклование); это суще породам эффузивным.
3. Ювенильно-гидротермальный метасоматоз (например, превращение известняков в известково-силикатные породы).
4. Пневматолит (пневматолитовые контактные рудные зоны, пегматитовые жилы).
5. Инъекционный метаморфизм.
6. Сплавление и образование гибридных пород.

Подробнее о некоторых типах контактного воздействия глубинных пород будет речь в главе о гранитах.

ВНЕШНИЕ ПРИЗНАКИ ГОРНЫХ ПОРОД

Всякая горная порода отличается некоторыми характерными внешними признаками, частью первичного характера, частью вторичного происхождения. Сюда относятся макроструктурный облик

породы, трещины (случайные и закономерные), сплошное или несплошное выполнение пространства, признаки выветривания, постоянные включения, конкреции, секретиции и т. п.

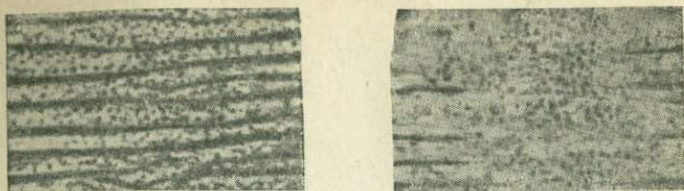


Рис. 12. Вывявление слоистости методом окрашивания (погружением в красящий раствор).

Трещины и отдельность

На каждом выходе горной породы нетрудно убедиться в том, что в горных породах существуют всегда явные или скрытые трещины, которыми масса разбивается на глыбы или куски более или менее значительной величины. Эти явные трещины или неявные плоскости легкого раскола в одних случаях являются первичной принадлежностью горной породы как следствие тех или иных условий ее образования, в других они возникают под влиянием внешних воздействий; следовательно первые являются групповыми, вторые — индивидуальными признаками горных пород. Явные трещины непосредственно видны простым глазом; неявные выступают при выветривании и могут быть обнаружены или при расколе, или при посредстве метода окрашивания, т. е. погружением куска горной породы на некоторое время в красящий раствор.



Рис. 13. Столбчатая отдельность в базальте (истоки р. Аналтымтянки в Яблоновом хребте).

Фото Н. И. Прохорова.

Первичные трещины и плоскости легкого раскола в осадочных породах — это плоскости напластования, в из-

верженных породах — это трещины отдельности, в метаморфических породах — это плоскости диагональной сланцеватости (кливажа).

Плоскости напластования и слоистость вообще являются следствием перерывов в процессе седиментации; перерывы могут быть

на самом деле временной, более или менее продолжительной приостановкой самого процесса отложения, и он может выражаться в смене отлагающегося материала. В этом последнем случае в слоистой породе наблюдается чередование слоев различного состава, различного цвета, различной крупности зерна, могут наблюдаться тончайшие прослойки какого-нибудь пластинчатого минерала, еле заметные для простого глаза, но определяющие собою существование плоскостей легкого раскола.

Невидимые трещины выступают при выветривании, когда по ним капиллярно проникают растворы и начинается выветривание горной породы; они обнаруживаются также при разбивании и меха-

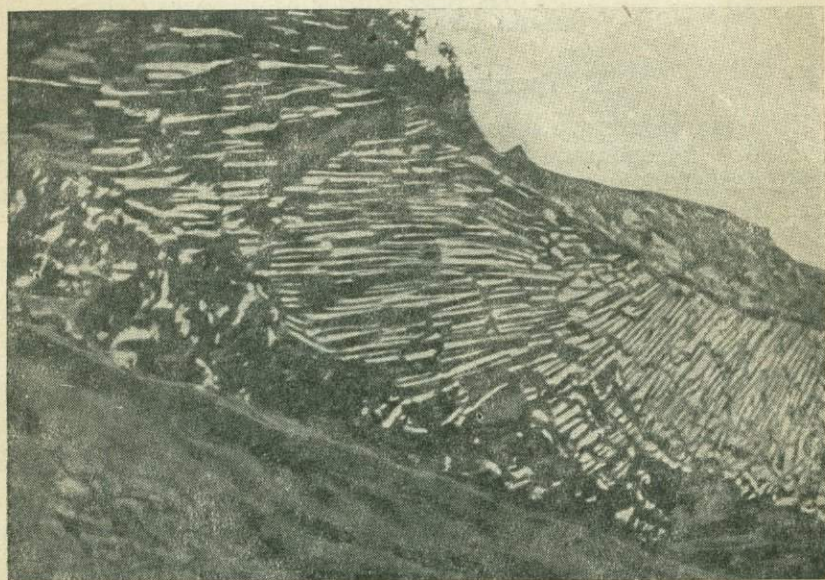


Рис. 14. Столбчатая отдельность. Лавовый поток Казбека (между Кобис-Цхали и Чхери).

Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

нической обработке глыб горной породы; наконец они могут быть хорошо обнаружены так же, как и невидимые или неясные плоскости напластования, путем погружения в раствор красящего вещества (рис. 12). Этим же методом окраски может быть обнаружена или иллюстрирована в деталях и пористость горных пород.

Трещины отдельности в изверженных породах обыкновенно приписываются сокращению объема при охлаждении застывшей магматической породы. Особенно характерной отдельностью этого происхождения является отдельность *столбчатая*, иначе называемая *базальтовой* (рис. 14—16). Столбы шестигранные или пятигранные, иногда трехгранные, стоят параллельными рядами или образуют радиально расходящиеся пучки. Так как происхождение этих столбов объясняется как результат сокращения объема в направлении, перпендикулярном плоскости охлаждения, то, поскольку поверхность



Рис. 15. Столбчатая отдельность базальтов. Фингалова пещера на Гебридских островах.



Рис. 16. Пятигранная столбчатая отдельность в базальте Рубини Рок. Земля Франца-Иосифа — о. Гукер.
Фото Р. Л. Самойловича.

охлаждения — горизонтальная плоскость, столбы призматической отдельности стоят параллельными вертикальными рядами; поскольку она является кривой поверхностью, столбы, следуя за ее изгибами, образуют веерообразные группы. Первоначально столбчатую отдельность объясняли исключительно трещинами сокращения (Иддингс); Лоншанбон связал их образование с вихревыми явлениями Бенара в горизонтальных охлаждающихся слоях жидкости, а Сосман (6), принимая оба случая, присоединил к ним еще трет-

тий — образование столбчатой отдельности вследствие расширения.

Столбы часто разбиты более или менее перпендикулярными к ним плоскостями на отдельные звенья.

Замечательны те случаи, когда сочленения между кусками, из которых состоят столбы, — не плоскости, а кривые поверхности на верхних концах вогнутые, а на нижних выпуклые. Это то, что англичане называют «cup and ball structure».

Нередко наблюдается в лавовых потоках или покровах

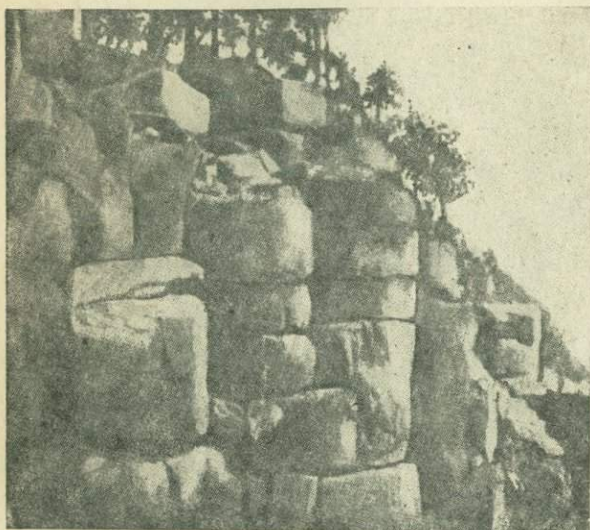


Рис. 17. Параллелепипедальная отдельность. Выход траппов (габбро-диабазов) у разреза Курят (Восточная Сибирь).

и такая картина: в нижних частях тонкая изящная призматическая отдельность, выше более толстые столбы, наконец еще выше неправильно полиэдрическая или параллелепипедальная отдельность (рис. 17).

В излившихся породах не всегда развивается столбчатая отдельность; она иногда заменяется более или менее тонкопластинчатой отдельностью, параллельной основанию или поверхности потока, разбивающей лаву на тонкие звонкие плиты.

Шаровая или эллипсоидальная отдельность, известная под названием «pillow structure» (т. е. подушечной текстуры), получается при излиянии лавы в водный бассейн. Об этом говорит тот факт, что шаровые лавы (спилиты, диабазы) часто определенно связаны с морскими отложениями и туффитами; об этом говорит и непосредственное наблюдение Андерсона на одном из потоков вулкана Матавану на севере о. Самоа, который на его глазах при впадении в море приобрел эту текстуру. При выветривании шаровая отдельность резко выявляется, особенно в тех случаях, когда она сочетается с концентрически-скорлуповатым сложением (рис. 18 и 24);

отсюда, вероятно, возникло представление некоторых авторов, что эта структура является результатом выветривания. Что касается причин и механизма образования шаровой структуры, это еще не разрешенная проблема. Можно думать о сфероидальном состоянии лавы, можно говорить о равномерном охлаждении по всем направлениям тех кусков, на которые распадается лава при впадении в водный бассейн, но это пока лишь догадки. Льюис приписывает

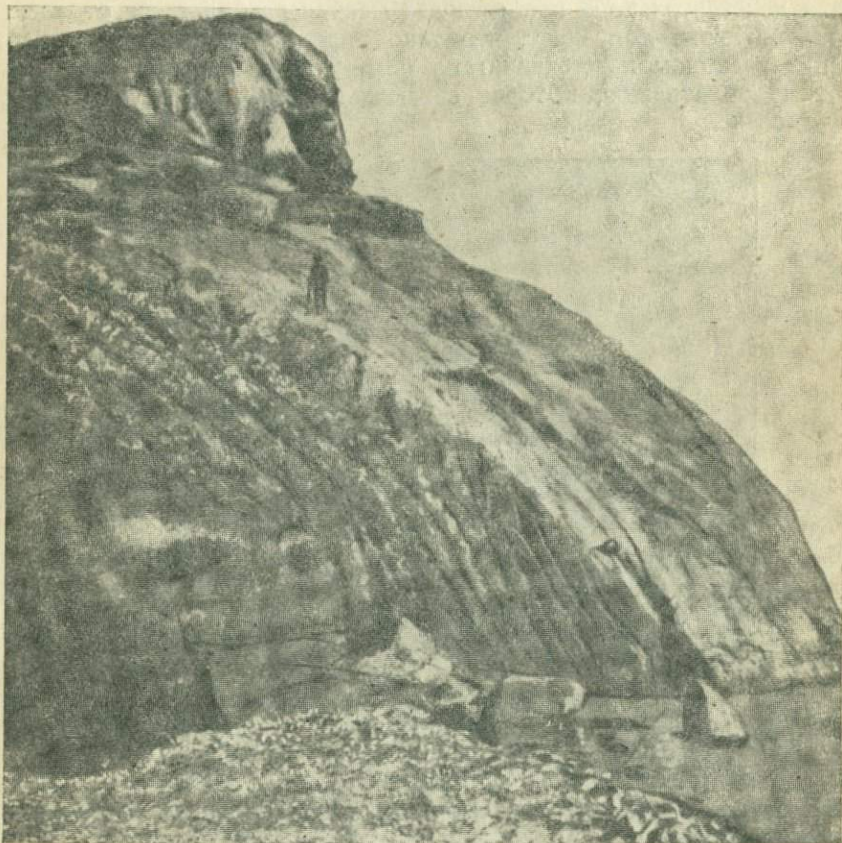


Рис. 18. Лакколит с концентрически-скорлуповатой отдельностью. Южный берег Крыма.

Фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

образование этой отдельности мелким порциям лавы типа жидкоплавкой «рапноеое», выжимаемым на окраинных передних (и верхних) частях уже застывшего с поверхности крупного потока, не приурочивая этой структуры к застыванию лавы под водой. Нельзя не отметить, что шаровая отдельность связана с типом волнистой лавы (так называемая «пахуху»), между тем как глыбовая лава (так называемая «аа») распадается при впадении в водный бассейн на угловатые обломки и при последующем цементировании новой порции лавы дает вулканические брекчии.

Нередко каждый эллипсоид, каждая «подушка» в шаровой лаве обнаруживают грубую радиальную отдельность (рис. 19), идущую от периферии к центру, причем она не доходит до центра, в центральной части сменяется неправильной глыбовой отдельностью. Если вспомнить, что периферическая часть этих «шаров» нередко пузыриста или обладает вариолитовой структурой, то нельзя не видеть в этом признаков того, что застывание каждой глыбы (будущего шара или подушки) происходило самостоятельно, т. е. что лава действительно в процессе застывания разбилась на отдельные глыбы. Льюис допускает, что такой процесс может иметь место и при наземном извержении; но большинство авторов склоняется к тому толкованию, которое связывает это явление с излиянием

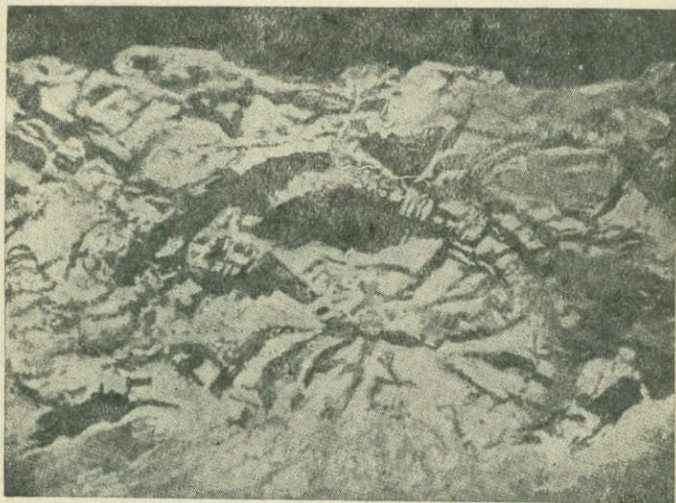


Рис. 19. Сфероидальная и радиально-лучистая отдельность в андезите.

лавы в водный бассейн. В некоторых случаях шаровая отдельность, особенно концентрически-скорлуповатая, является или непосредственным следствием выветривания или подчеркивается им.

Трещины отдельности под общим названием *энтокинетических* противопоставляют трещинам вторичного происхождения, называемым *экзокинетическими*.

Вторичные трещины происходят от дислокационных процессов. Такие трещины имеют иногда более или менее значительное протяжение и могут проходить через разные породы в одном направлении без перерывов, т. е. они не ограничены пределами одной определенной породы, как трещины первичные.

Добрѣ все вообще трещины в горных породах называет *литоклазами*.

В несколько ином, новом свете представляются нам теперь трещины глубинных пород, например гранитов, после систематических исследований их Клоосом. Граница между понятием об энто-

кинетическом и экзокинетическом происхождении трещин ступивается, если принять во внимание, что трещины в интрузивных массивах возникают одновременно от действия дислокационной силы, направляющей распределение этих трещин и определяющей их размеры и характер, с одной стороны, и от сокращения охлаждающейся массы интрузивного тела — с другой. По направлению дислокационного давления, внедряющего интрузивную магму в осадочную серию и продолжающего действовать после ее затвердевания, образуются наиболее значительные, более или менее зияющие трещины, нередко заполненные жилами аплитового или лампрофирового характера; перпендикулярно к давлению образуются закрытые вертикальные трещины, и наконец третья система, горизонтальная, идет более или менее перпендикулярно к обеим (это трещины нагрузки), так что получается параллелепipedальная отдельность.

Умение распознавать эти трещины и систематические замеры их в поле дают возможность определить направление того давления, под которым происходило застывание гранитового (или иного) интрузивного тела; это та полевая систематическая съемка трещин, которую Клоос называет гранитной тектоникой, или, в более общей форме, интрузивной или магматической тектоникой.

Три взаимно перпендикулярные системы трещин в интрузивных телах по Клоосу обозначаются следующим образом: вертикальные трещины в направлении давления — Q (Querklüfte), вертикальные трещины перпендикулярно к давлению — S (Spaltfläche), горизонтальные трещины — L (Lagerfläche). Трещины Q часто заполнены аплитовыми или иными жилами; это трещины растяжения, а потому могут быть и зияющими.

Наиболее важными представляются два направления: трещины по направлению давления и направление, перпендикулярное к ним,



Рис. 20. Кливаж в пластовой жиле кератофира у Хулама по р. Череку (центральный Кавказ).

с которым совпадает растяжение породы (так называемое «Stretching») и по которому совершалось флюидальное распределение составных частей породы.

Каменотесы, для которых трещины, особенно скрытые, имеют большое значение, в одних случаях облегчая добычу глыб, в других, наоборот, представляя опасность для монолитов, не только умеют хорошо различать разные типы трещин, но в разных странах имеют для них и свою номенклатуру.

Так, например, в Крыму существует следующая техническая номенклатура трещин: наклады (слоистость), прорезь (вертикальные открытые трещины), потайник, или потайная прорезь (незаметные для глаза трещины), косовики (трещины, наклонные к слоистости).

На рис. 13—19 даны примеры разных отдельностей.

Сланцеватость

Под сланцеватостью понимают деление горной породы параллельными плоскостями на очень тонкие слои. Сланцеватость может быть первичной или вторичной.¹ Первичная обусловлена параллельным расположением пластинчатых минералов, совпадает со слоистостью и представляет не что иное, как очень тонкую слоистость. Вторичная сланцеватость расположена диагонально относительно слоистости. Такая сланцеватость, встречающаяся в горных породах дислокационных областей, носит название *кливажа*; она характеризует горные породы древних формаций (кристаллические сланцы) или складчатых горных систем. Со времен Шарпа, Тиндаля и Добре привыкли считать кливаж за результат действия одностороннего давления. Кливаж свойствен как осадочным, так и изверженным породам (рис. 20).

По Беккеру, диагональная сланцеватость, или кливаж, не перпендикулярна к направлению давления, а может быть направлена к нему и под другими углами (часто 45°); причину ее он видит не в перекристаллизации или перегруппировке кристаллов, а в явлении истечения.²

Иногда причисляют к сланцеватости также и тонкую полосчатость в лавах, обусловленную флюидальной структурой (рис. 70 и 71), расположением газовых пузырьков и т. п. Резкая сланцеватость такого рода была описана Бергтом на лавах Квилотоа в Мексике.

Ноздреватость и пористость

Выполнение массой горной породы пространства может быть или сплошным или несплошным; в последнем случае порода, в зависимости от размеров пустых пространств между разделяющими их участками минеральной массы, называется пористой, ноздреватой, пещеристой. Происхождение этой пористости или пещеристости в разных случаях совершенно различное. Оно является первичным

¹ См. классификацию сланцеватости у Лийса (7).

² „Impaired cohesion in my theory is cleavage“.

„In a word the theory is that slaty cleavage is due to solid flow attendant upon rotational strains“.

в осадочной породе, например в рыхлых обломочных отложениях, каковы галька, пески, лёсс, или в химических осадках, если их осаждение совершается при таких условиях, что отлагающаяся минеральная масса накапливается не сплошным телом, а с большими или меньшими пустотами, как это имеет место при отложении туфовидных известняков и железняков, травертино, гейзерита из минеральных источников.

Пористость может быть первичной и в изверженной породе, а именно в той наружной части лавового потока, в которой при выделении из нее заключенных в ней газов эти последние оставляют после себя пустоты на месте образующихся при этом пузырьков.

В некоторых случаях получают большие цилиндрические или извилистые ходы и каналы, описанные, например, Коэном в южноафриканских диабазах. Другая своеобразная форма — это так называемые *лигофизы*, например у обсидианов Йеллоустонского парка в Соединенных штатах: большие скорлуповатые полости, выделяющиеся на фоне породы в виде шаров величиною с грецкий орех или больше и в разрезе имеющие вид как бы луковицы.

Полости лавовых пород часто выполняются впоследствии минеральными новообразованиями, например кальцитом, халцедоном, хлоритовым минералом, цеолитами, которые выделяются на общем фоне обыкновенно более темной породы в виде светлых миндалин или наоборот, откуда и название для таких пород *миндальный камень*, или *мандельштейн*.

Вторичное образование ноздреватости может быть вызвано или частичным растворением и выщелачиванием, как, например, в известняках, или перекристаллизацией и метасоматическими процессами, сопровождающимися изменением объема, например при доломитизации известняков, или выкрашиванием некоторых минералов вследствие вызванного выветриванием других составных частей разрыхления породы, например выкрашивание кварца в некоторых письменных гранитах.

Таким образом мы видим, что один и тот же внешний морфологический признак может иметь разнообразное происхождение, и потому в каждом отдельном случае требуется внимательное его определение, если мы из такого признака желаем сделать какие-нибудь заключения о генезисе или о ходе превращения горной породы.

Поры и другие формы ноздреватости представляют места, благоприятные для задержки в них растворов, а потому и для отложения новообразований из притекающих сюда растворов; таким путем образуются жеоды и хрустальные погреба или миндалины, и порода может потерять свою первичную или благоприобретенную ноздреватость.

Мелкие поры так же, как и невидимые тонкие трещины или плоскости возможного легкого раскола, можно обнаружить путем погружения куска горной породы на некоторое время в водный раствор красящего вещества, которое и заполнит эти поры или капиллярные трещины.

Степень пористости можно также обнаружить путем определения количества поглощаемой породой воды при простом погруже-

нии в воду, или при кипячении, или при нагнетании воды под давлением, а также взвешивая кусок породы и тот же кусок в измельченном виде.

Выветрелость

Еще один внешний признак, который не должен быть оставляем нами без внимания, это проявление выветривания или более или

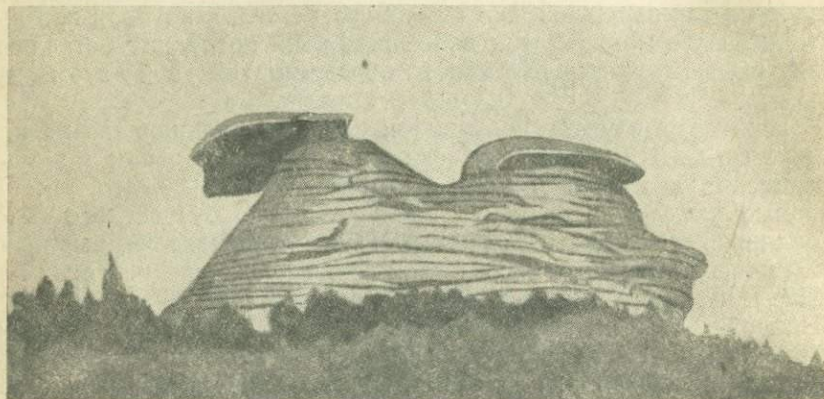


Рис. 21. Выветривание гранито-гнейса в предгорьях Яблонового хребта.

Фото Е. А. Домрачевой.



Рис. 22. Гранитные скалы на горе Хомсен-сори. Урал, истоки Щугора.

менее сложного превращения. Выветривание выражается в физической дезинтеграции (рис. 21, 22) или в химических превращениях, в выщелачивании, размывании и т. п. (рис. 23, 23а, 24); оно начинается всегда с наружных частей горных пород в их обнажениях или на отдельных глыбах и обыкновенно резко сказывается в виде

изменения цвета породы и образования особой корки выветривания. Эта корка выветривания иногда является лишь в виде тонкой наружной пленки, но нередко проникает в толщу породы на не-



Рис. 23. Выветривание диабазового туфа на о. Суисари, на Онежском озере.
Фото В. М. Тимофеева.

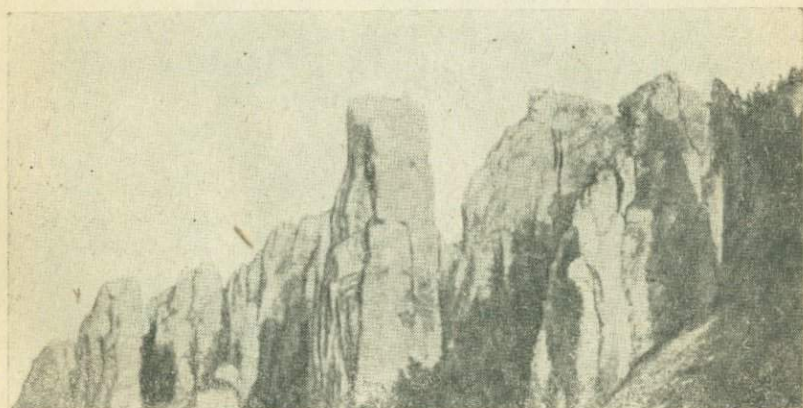


Рис. 23а. Формы выветривания известняка „Ленские столбы“ на р. Ангаре.

сколько сантиметров, на дециметры или даже глубже (рис. 25). Если в породе имеются трещины, выветривание охватывает по ним породу со всех сторон, и в этих случаях приходится разбивать глыбу на более мелкие куски, чтобы получить свежий излом.

Более или менее глубокое выветривание вызывает разрыхление

и дезинтеграцию горной породы; но иногда и при глубоком химическом превращении горной породы, например при латеритизации или при образовании других глиноподобных продуктов, внешняя структура горной породы сохраняется, и горная порода стоит сплошной, как бы нетронутой выветриванием массой (например

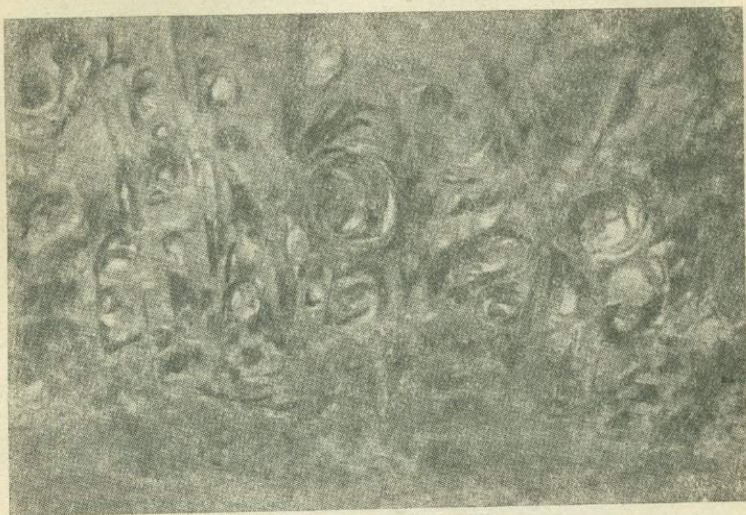


Рис. 24. Концентрически-скорлуповатое выветривание в базальте Нью-Джерсея (по Льюису).

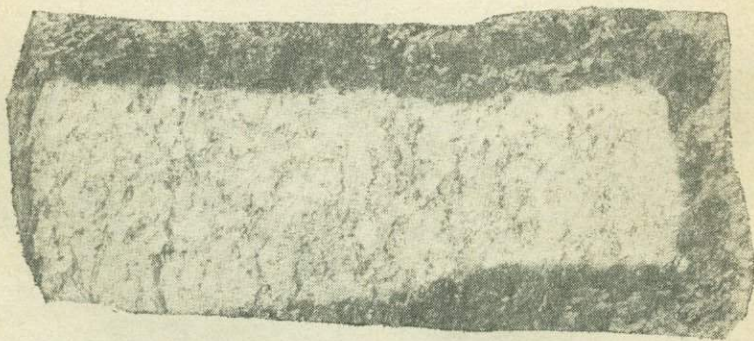


Рис. 25. Кора выветривания на габбро-диабазе.

дайки порфиритов, превращенные в глину, и т. п.). Такие горные породы носят название *сапролитов*, т. е. гнилых камней, и представляют своего рода псевдоморфозы.

Ксенолиты

Обломки посторонних горных пород, включенные в массу изверженной породы, называют *ксенолитами*. Эти ксенолиты имеют

самые разнообразные размеры, встречаются одиночками или целыми группами. В одних случаях ксенолиты имеют угловатые



Рис. 26. Гранит с ксенолитами слюдяного сланца.

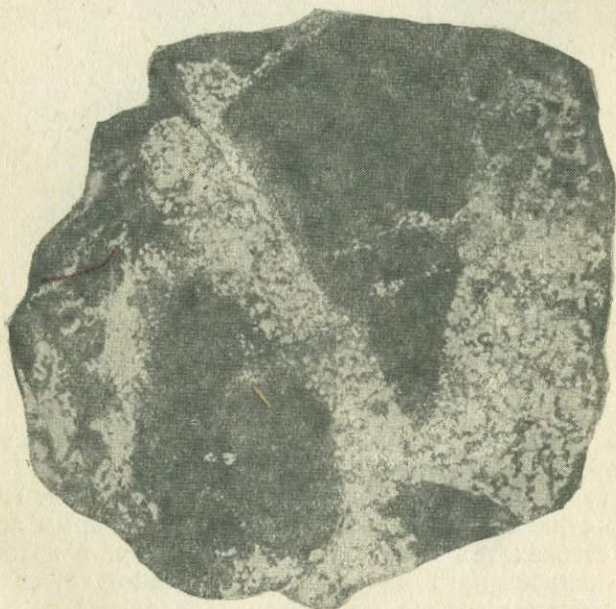


Рис. 26а. Ксенолиты диабаза в граните Мугоджары.

Фото А. А. Чумакова.

очертания и не обнаруживают никаких признаков какого-либо воздействия на них той породы, в которую они включены (рис. 26, 26а). В других, наоборот, наблюдаются явные признаки частичного

расплавления и ассимиляции. Эти случаи особенно интересны и важны, так как обращают наше внимание на возможную роль ксенолитов в изменении химического состава магмы, поглотившей их в достаточном количестве, и невольно заставляют нас думать, что в некоторых случаях ксенолиты могли быть причиной дифференциации.

Взаимодействие между магмой и ксенолитами во многих случаях не простое растворение, а более или менее сложный комплекс реакций двойного обмена. Магма вещественно воздействует на ксенолиты, изменяет их первоначальный состав путем так называемого



Рис. 27. Эруптивная брекчия: гранит, переполненный ксенолитами габбро. Западный Мурман, окрестности колонии Большой Карелинской.

Фото А. А. Полканова.

магматического метасоматоза (замещения). При этом иногда из ксенолитов осадочного происхождения, например песчаника, получается силикатная порода, более или менее близкая по своему составу к известным нам типам магматических пород. По ксенолитам можно судить о стенках тех каналов, по которым поднималась лава, и о стенках тех магматических бассейнов, в которых путем простого стационарного охлаждения или путем интрузии происходило застывание данной изверженной породы. При очень большом количестве ксенолитов получают настоящие брекчии извержения, или эруптивные брекчии (рис. 27).

По своему химическому и минералогическому составу ксенолиты представляют образования, совершенно чуждые данной породе; таковы, например, включения слюдяного сланца в граните, кварцита в трахите или базальте и т. п.

По внешнему виду сходны с ксенолитами встречающиеся нередко в эффузивных породах кристаллически-зернистые агрегаты некоторых из минералов данной породы или даже целиком зернистая комбинация минералов, соответствующая глубинному эквиваленту данной породы. Таковы, например, зернистые оливиновые скопления в базальтах, санидиновые скопления в трахитах, гранитовидные или сиенитовые выделения в липаритах, дацитах, трахитах и т. п. Эти образования, представляющие лишь по внешнему виду морфологическое сходство с ксенолитами, но генетически существенно от них отличные, являются по большей части ранними выделениями из данной магмы в интрателлурическую фазу ее существования, до излияния; они и называются поэтому *интрателлурическими выделениями*.

Эти выделения подали даже повод считать эффузивные породы за результат переплавления глубинных пород, а интрателлурические выделения — за остатки от этих переплавленных масс; но это толкование, быть может, и применимое к некоторым отдельным случаям, конечно не может иметь общего значения.

Лакруа объединяет и ксенолиты и интрателлурические выделения под общим названием включений (*enclaves*) и делит их соответственно на гомеогенные (интрателлурические) и аналогенные (посторонние, т. е. ксенолиты в полном смысле слова).

ВЫВЕТРИВАНИЕ И МЕТАМОРФИЗМ

Все процессы видоизменения, которым подвергаются горные породы, могут быть подразделены на три категории. Те процессы затвердевания, уплотнения, выполнения пор и некоторые химические превращения, которые совершаются в рыхлых отложениях непосредственно после их отложения или даже во время самого процесса их накопления и в условиях этого накопления и которыми рыхлые отложения превращаются в горные породы, — это то, что Гюмбель предложил называть *диагенезом*. Эти процессы (затвердевание, заполнение пор, уплотнение, частичная перекристаллизация) отчасти сливаются со следующей группой, носящей название *выветривания*. Она обнимает всю совокупность химических, а отчасти и физических процессов видоизменения, которые охватывают горную породу более или менее долго спустя после ее образования или непосредственно после него и совершаются на поверхности земли или в верхних горизонтах земной коры, в общем выше уровня грунтовых вод. В этих процессах выветривания принимают участие атмосфера, поверхностные воды, растительные и в некоторых случаях животные организмы.

В результате процессов выветривания получается та верхняя часть земной коры, состоящая из рыхлых отложений, которая называется *корой выветривания* (8 а).

Если химические явления выветривания происходят несколько глубже, при участии минеральных источников, а иногда и вулканических газов, то процесс выветривания постепенно сливается с зоной *метаморфизма*, составляющей третью группу процессов видоизменения горных пород.

Вообще говоря, считают, что границей между областью выветривания (поверхность земли и верхняя пленка литосферы) и областью метаморфизма является уровень грунтовых вод. Некоторые авторы (например Ван-Хайз) под названием «метаморфизм» обнимают все процессы изменения горных пород, рассматривая выветривание как один из случаев метаморфизации и зону выветривания как верхнюю зону метаморфических процессов.

Оставляя название «выветривание» за теми процессами изменения, которые совершаются выше уровня грунтовых вод, мы можем отметить и следующие отличительные их черты. Выветривание совершается под обыкновенным давлением и при температуре поверхности земли или поверхностных слоев атмосферы, и ход его



Рис. 28. Гранитная россыпь на вершине плоской горы Мань-Хамбо, Северный Урал.

Фото А. Н. Алешкова.

зависит от климатических факторов. Метаморфические процессы протекают при иных термодинамических условиях и от климата не зависят. В выветривании более или менее существенную роль играют процессы биохимические. Химические процессы, совершающиеся в зоне выветривания, отличаются большим разнообразием и не могут быть охвачены несколькими словами. Но как общую тенденцию выветривания можно рассматривать распадение сложных соединений, в частности алюмосиликатов, на более простые и в этих условиях более стойкие, между тем как для метаморфизма, особенно глубинного, характерно, наоборот, образование сложных соединений из более простых. Для зоны выветривания характерны процессы гидратизации, образование карбонатов, окислительные процессы и в частности накопление гидратов окиси железа; в областях гниения органического вещества, наоборот, — восстановительные процессы, затем выщелачивание и т. д.

И выветривание и метаморфизм являются процессами *метасоматическими* или с точки зрения хронологии — *эпигенетическими*,

т. е. совершаются в готовой уже горной породе более или менее долго спустя после ее образования, между тем как то, что можно назвать диагенезом, обнимает процессы, заслуживающие с этой точки зрения названия *синсоматических* или, с точки зрения хронологии, *сингенетических*, т. е. совершающихся во время самого процесса формирования горной породы. В более узком смысле под термином *метасоматические процессы*, *метасоматоз*, понимают химические изменения минералов и горных пород путем реакций двойного обмена как в зоне выветривания, так и в области метаморфизма.

Наружным признаком выветривания является прежде всего кора выветривания, обыкновенно более или менее резко по окраске отличающаяся от первоначального цвета породы; так, на черной породе может образоваться белая корка, на цветной — бурая или красная и т. п. (рис. 25).

Под влиянием выветривания более резко выявляются трещины отдельности; в шаровой отдельности резко обрисовывается концентрически-скорлуповатое сложение, в параллелепипедальной, например у гранитов, при этом закругляются углы и ребра, и образуется так называемая матрацевидная отдельность (рис. 121).

В зависимости от климатической стойкости породы эта кора варьирует от толщины листа бумаги до толщины в несколько сантиметров и более; в случае более или менее значительной трещиноватости породы корка выветривания проникает по всем явным или неявным капиллярным трещинам, так что порода от колебания температуры или от удара распадается на куски, со всех сторон покрытые этой коркой выветривания; в этих случаях очень трудно получить свежую поверхность излома. Другое проявление химического выветривания — это выщелачивание и образование вторичной пористости или, наоборот, выполнение пор новообразованиями, перекристаллизация, окисление, восстановление, гидратация и т. д.

Процессы выветривания представляют большое разнообразие в зависимости от материала, который подвергается выветриванию, и от тех факторов, которыми вызывается и направляется выветривание. Различна и классификация процессов выветривания, смотря по тому, с какой точки зрения мы их группируем. Так, с точки зрения факторов различают выветривание физическое, химическое и биохимическое; иногда эти процессы идут независимо друг от друга, так сказать в чистом виде, но чаще они идут совместно или в известной последовательности и захватывают один и тот же материал. С точки зрения продуктов выветривания различают, например, выветривание глинистое, латеритное и гидратное (Гансен, 1922). В последнее время все больше и больше внимания уделяют биохимическим процессам и в частности роли бактерий. Уже давно Мюнц и в особенности Виноградский отметили роль нитробактерий в процессах выветривания и в особенности там, где они являются первичным, а иногда и единственным фактором выветривания, по крайней мере в начальной его стадии, например на острых гребнях. Голланд предположительно приписывает им роль и в процессах тропической латеритизации. Разложение силикатов производится по-

видимому, и другими бактериями, например *Bacterium extorquens* (работы Бассалика, 1912, и Омелянского, 1927). Экспериментальные исследования над разложением разных минералов и горных пород бактериями производил Омелянский (9).

Но бактерии играют в литогенезе не только роль фактора выветривания, но и фактора созидательного. Достаточно вспомнить роль бактерий в образовании озерных железных руд, отложений серы (работы Виноградского).

Полынов (8 а, 162), дающий подробный анализ процессов выветривания и круговорота главнейших химических элементов сложных силикатных пород, так группирует основные формы *коры выветривания*:

1. *Остаточные*: а) грубо-обломочный, б) обизвесткованный, в) сиаллитный¹ и г) аллитный ортоэлювий.

2. *Аккумулятивные*: а) хлоридно-сульфатные (преимущественно аллювиальные), б) карбонатные (преимущественно делювиальные и пролювиальные) и в) сиаллитные наносы.

Главными агентами в процессах химического выветривания являются вода и водные растворы и в особенности та часть воды, приходящей в соприкосновение с горными породами и минералами, которая электролитически диссоциирована; затем углекислота, кислород, гумус и гумусовые кислоты, различные растворенные в воде вещества, серная кислота, получаемая от окисления сульфидов, вероятно также азотная кислота, которую дают бактерии и, быть может, грозовые разряды, микроорганизмы и разложение органических веществ. Значительную роль в процессе выветривания несомненно играет образование коллоидов.

Процессы выветривания непосредственно зависят от климатических факторов и, следовательно, в различных климатических зонах протекают различно. В этом отношении очень характерна особенность процессов выветривания в тропическом климате, где имеется большое количество атмосферных осадков, т. е. для выщелачивания, и где водные растворы являются обыкновенно щелочными; это ведет к расщеплению алюмосиликатов до свободных гидратов (глинозема и железа) и к образованию латеритов, взамен характерных для других климатических зон глинистых образований (по преимуществу каолина и каолинитов).

Наряду с химическим выветриванием, часто предшествуя ему и подготавливая его, совершается и *физическая дезинтеграция*, вызываемая резкими колебаниями температуры, замерзанием воды в трещинах, ростом корней растений, а также гидратизацией и поглощением гигроскопической и капиллярной воды. Можно наблюдать и такие случаи, когда физическое выветривание превращает твердый массив в груды щебня, не сопровождаясь или почти не сопровождаясь химическими превращениями (в пустынях, в полярных странах и в высокогорных районах); с другой стороны, существуют и такие случаи, когда горная порода химически нацело ви-

¹ Сиаллитами называются водные силикаты глинозема и состоящие из них горные породы (например каолин), а аллитами — отложения, состоящие из гидратов глинозема (например латериты).

доизменена (например, изверженная порода превращена в глину или в латерит, но с сохранением внешней структуры и без физического распада). Такие породы легко распадаются в земليстую массу при размягчении их водою, при скоблении, разбивании и т. п.; это то, что называется *сапролитами*, или гнилыми камнями.

Классификация *метаморфических процессов* может быть либо топографической, либо генетической. В первом случае за исходный момент при группировке метаморфических явлений принимают геологическое местоположение той минеральной массы, которая подверглась метаморфизации, во втором — самые факторы метаморфизма, а следовательно и самый характер метаморфических изменений.

Топографическая классификация в свою очередь может быть двойкой. Когда принимают во внимание соседство изверженной породы как один из наиболее ярких источников метаморфизирующих условий или отсутствие такого соседства, — метаморфизм делят на *региональный*, или общий, охватывающий большие пространства разнородных горных пород, и *контактный*, приуроченный к непосредственному соседству с изверженной породой. Когда имеют в виду поверхностное или более или менее глубокое залегание метаморфизируемой горной породы, противопоставляют метаморфизму как глубинному процессу выветривание как явление поверхностное или делят область метаморфизма на верхнюю зону *катаморфизма* и нижнюю зону *анаморфизма* (см. «Метаморфические породы», Введение) или, наконец, проводят еще более дробную группировку зон метаморфизма по глубине.

С точки зрения генетической, т. е. факторов метаморфизма, Добре различал *гидатоморфизм*, *пироморфизм* и *гидатопироморфизм*; Харкер — *гидрометаморфизм* (при низкой температуре и низком давлении), *термометаморфизм* (комбинация высокой температуры и высокого давления), *динамометаморфизм* (низкая температура и высокое давление), *плутонометаморфизм* (высокая температура и высокое давление). С точки зрения условий метаморфизации можно различать *статический метаморфизм* — то, что Мильх называет *метаморфизмом отягощения* (*Belastungsmetamorphose*), и *динамический метаморфизм* (дислокационный метаморфизм, динамометаморфизм), который проявляется по преимуществу в механических действиях дислокационного дифференциального давления.

Не лишено значения и хронологическое различие между разными метаморфическими процессами. Дело в том, что от метаморфических процессов в тесном смысле слова, т. е. таких, которые не связаны с условиями образования горной породы и отделены от периода ее формирования более или менее значительным промежутком времени, следует отличать те изменения ее состава, которые тесно связаны с самыми условиями возникновения изверженной горной породы и совершаются в конце самого процесса формирования породы и потому входят в цикл процессов, из которых складывается генезис данной породы; следовательно, в узком смысле слова они, если угодно, быть может, и не должны считаться метаморфическими процессами. Первую категорию метаморфических процессов можно обозначить вторичным или метасоматическим метаморфиз-

мом; вторую — первичным, синсоматическим или магматическим. К этой второй группе можно отнести такие явления, как хлоритизацию диабазов, альбитизацию многих спилитов и кератофиринов, серпентинизацию дунитов, доизитизацию анортозитов и все аналогичные процессы, которые обыкновенно считают за результат выветривания или метасоматического метаморфизма, но которые при внимательном их изучении невольно заставляют думать, что они имели место не впоследствии, много спустя после того, как порода сформировалась, т. е. под влиянием чуждых условиям ее образования факторов, а, наоборот, в период ее формирования. Они являются результатом реакций только что выделившихся из магмы и еще горячих минералов с теми водяными парами и газами, которые во время этого процесса кристаллизации выделялись из магмы. Эти синсоматические процессы метаморфизма можно назвать *магматическим автокатализом*, или *автометаморфизмом*. В последнее время стали придавать большое значение этим процессам автометаморфизма, т. е. метасоматическим превращениям в магматической породе в период ее формирования под влиянием летучих или флюидных масс, поднимающихся снизу из плутонического очага вслед за первыми порциями магмы, о чем будет еще речь в главе о магматических породах.

Сюда же примыкают и те видоизменения, совершающиеся в изверженных породах, которые не связаны ни с выветриванием ни с метаморфизмом и аналогичны диагенезу в породах осадочных, например расстеклование, переход неустойчивых модификаций в более устойчивые. Усов (10) называет это диагенезом изверженных пород.

Если под метаморфизмом понимать всю совокупность процессов видоизменения горных пород, т. е. включая и так называемое выветривание, то можно говорить о верхней зоне метаморфических процессов, или катаморфизме, и о нижней глубинной зоне, или анаморфизме, как их называет Ван-Хайз.

При внимательном изучении всей совокупности процессов, из которых складывается *динамометаморфизм*, как его называл Розенбуш, или, лучше, *дислокационный метаморфизм*, как выражался Лоссен, не трудно подметить, что и дислокационный метаморфизм часто сопровождается более или менее значительными химическими превращениями, в которых принимают участие растворы и теплота. Всю совокупность процессов, из которых складывается дислокационный метаморфизм, можно привести к следующим трем группам: 1) *явления катакластические*, т. е. переломы, раздробления, изогнутия, натяжения, вызывающие волнистое погасание, и т. п.; 2) *явления метатактические*, т. е. перегруппировка, влекущая за собою появление новых текстур и структур; 3) *процессы метатропические*, т. е. химические превращения.

Термометаморфизм, или геотермический метаморфизм, как его иногда называют, т. е. изменение минералогического состава и структуры вследствие погружения в более глубокие слои литосферы или вообще вследствие более или менее значительного и продолжительного прогревания, наблюдается не только в контакт-метаморфической зоне и глубинно-метаморфизованных кристалли-

ческих сланцах, но также и в сложных по составу соляных залежах типа Стассфурта.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы являются, вообще говоря, минеральными агрегатами; отсюда само собой вытекает все значение изучения минералогического состава горных пород. И не удивительно поэтому, что методика определения минералов в горных породах всегда привлекала к себе внимание петрографов и минералогов и достигла высокой степени совершенства и крупных успехов. Изучение минералогического состава горных пород не является, однако, самодевлеющей задачей. Мы должны определять минералогический состав горных пород с наивысшей доступной нам точностью; но этим не ограничивается проблема изучения минералогического состава горных пород. Выяснение закономерностей парагенезиса минералов в разных типах горных пород, связи минералогического состава с химическим составом и с условиями образования и последующего существования горной породы — вот те проблемы, которые опираются на минералогический состав как фактический материал и придают ему глубокий смысл, генетический и физико-химический, связывают его с проблемой петрогенезиса в широком смысле слова.

Условия образования и устойчивости минералов вообще и породообразующих минералов в частности очень разнообразны. При этом следует отметить, что одни минералы являются, так сказать, *космополитами*, т. е. образуются и существуют при разных физико-химических и термодинамических условиях (например, обыкновенный кварц, кальцит, некоторые полевые шпаты и др.); наряду с этим имеются минералы, условия образования которых ограничены определенными условиями или которые предпочтительно образуются при определенных условиях. Одни из них образуются только в условиях кристаллизации расплава, т. е. являются по существу минералами магматическими, *магматофильными*, или *тектофильными*, как лейцит, кристобалит, базальтическая роговая обманка. Другие приурочены к условиям перекристаллизации при метаморфизме; это минералы *бластофильные*, к которым относятся, например, андалузит, ставролит, волокнистые роговые обманки и др. Далее, есть минералы, образующиеся из минеральных источников, — минералы *кренофильные* (арAGONит, барит и мн. др.); каменная соль, карналлит и многие другие соли, образующиеся из морской и озерной воды, — минералы *галофильные*; такие минералы, как топаз, турмалин и т. п., можно назвать *пневматофильными*, так как их сфера образования — это пневматолитические процессы; органогенными и *органофильными* являются такие минералы, как каменный уголь; наконец *метасоматитами*, или минералами, приуроченными к условиям выветривания, являются каолин, гидраты глинозема, бурые железняки.

Если принять во внимание громадное господство магматических пород в земной коре (по Кларку до 95%) и вспомнить, что изверженные породы более чем на три четверти состоят из силикатов, станет ясным, какую выдающуюся роль в минералогическом со-

ставе земной коры играют силикаты. Значение силикатов возрастает еще вследствие того, что они играют доминирующую роль также в контактных роговиках, в контактных известково-силикатных породах и в формации кристаллических сланцев. Среди осадочных пород аллотигенные силикаты играют существенную роль в глинистых образованиях, хотя многие силикаты и образуются гидрохимическим путем в жилах, в известняках и т. п. Понятно при этих условиях, что главное внимание петрографа приковывают к себе именно пороодообразующие силикаты, условия их образования и существования.

Однако по мере более глубокого изучения не только минералогического состава, как такового, но и, в особенности, минеральных ассоциаций с точки зрения парагенезиса и условий устойчивости разных минералов в разных термодинамических и физико-химических условиях, все больше проявляется интерес и к другим минералам горных пород.

Минералогический состав горной породы определяется ее химическим составом и условиями ее кристаллизации (температура, давление, примеси). Иначе сказать, минералогический состав изверженной или метаморфической породы представляет равновесную систему, которая, как и всякие сложные химические системы, управляется правилом фаз. При определенном составе системы в ней при данной комбинации температуры и давления может быть только определенное число фаз, вытекающее из правила фаз, каковыми и являются минералы горной породы; при изменении давления или температуры число и состав фаз меняются. Точное определение полиморфных модификаций, а также парагенезиса минералов в осадочных породах дает возможность установить температурные условия их образования. Поэтому при одном и том же валовом химическом составе горная порода, в зависимости от условий ее образования или дальнейших ее судеб, может иметь различный минералогический состав, который будет в каждом данном случае представлять равновесную систему, то состояние равновесия, которое соответствует данной комбинации внешних условий при данном химическом составе. Всякое изменение этих внешних условий может вызвать и известные изменения в минералогическом составе горной породы, как мы это видим в процессах глубинного метаморфизма, гидротермального метаморфизма химических осадков в залежах солей или контактного термального метаморфизма. Поэтому, считаясь с возможностью перегруппировок в минералогическом составе под влиянием позднейших воздействий, необходимо уметь разграничивать первоначальные (*первичные*) составные части и *вторичные*, или новообразования. Первые свидетельствуют о физико-химических условиях в период формирования горной породы, вторые раскрывают картину позднейших процессов ее видоизменения. Экспериментальное изучение условий равновесия в силикатных расплавах и в сложных водных растворах состава морской воды или соляных озер уже пролило свет на некоторые особенности парагенезиса (т. е. совместного нахождения, сообщества) минералов как в изверженных, так и в осадочных породах.

При изучении минералогического состава горных пород первоначально перед петрографами стояла лишь задача качественного определения минералов часто лишь родовыми, а не видовыми признаками. По мере усовершенствования методов исследования явилась возможность более тонких видовых определений, были открыты во многих случаях неизвестные дотоле полиморфные модификации, особенно интересные как отражения известных температурных условий, в которых находилась данная горная порода; были подвергнуты систематическому изучению изоморфные ряды (особенно детально и успешно для группы полевых шпатов и т. п.). Поэтому одной из существенных задач современного изучения горных пород является точное исследование оптических констант и химического состава отдельных минералов.

Постепенно выяснилось, что при одной и той же комбинации минералов относительные их количества могут варьировать в широких размерах. Выросла новая задача: определение *количественного участия* минералов в составе данной горной породы или данного типа горной породы. Наиболее удобно для этого пользоваться окуляром Гиршвальда (или его дальнейшими усовершенствованиями Шэнда и других), основанным на методе Делесса-Розиваля,¹ или новым, так называемым точечным методом Глаголева (12).

Третьей задачей в области изучения минералогического состава горных пород надо считать разграничение *первичных* (протогенных, синсоматических) минералов и *вторичных* (дейтерогенных, метасоматических) составных частей. Первичные составные части освещают условия генезиса горной породы, между тем как метасоматические дают возможность проследить ход тех или иных изменений и превращений, которые претерпела горная порода. Поэтому разграничение этих двух групп составных частей представляется задачей для всякого петрографа обязательной. Однако эта задача не всегда легкая; мнения о том, считать ли ту или иную составную часть за новообразование или за первичный минерал, часто расходятся, и немало уже таких примеров, что минералы, считавшиеся вторичными, впоследствии были признаны первичными.

Наконец на фоне всего материала, полученного по мере успехов в области вышеуказанных трех первых задач, вырастает четвертая, наиболее интересная задача, а именно выяснение парагенетических взаимоотношений минералов в горных породах.

Минералогический состав осадочных пород

О составных частях осадочных пород в общих чертах можно сказать следующее. Первичные составные части: кварц и некоторые другие модификации кремнекислоты (кварцин, халцедон, лютецит, опал), каолин и другие водные силикаты глинозема, железистые хлориты, пыль из мелкоперетертых силикаатов, уголь, кальцит и арагонит, магнезит, гипс, ангидрит, каменная соль, карналлит и другие галоидные соли, глауконит, гидраты глинозема, магнетит,

¹ Описание этого метода см. (11).

водная и безводная окись железа, сидерит, фосфорит, галька и щебень разных твердых минералов (кварца, некоторых силикатов) и горных пород, окаменелости, микроскопически-мелкие кристаллики циркона, слюды, титанита и некоторых других силикатов. В числе вторичных минералов надо упомянуть некоторые двойные галлоидные и сульфатные соли, полевые шпаты, слюды, кварц и др.

При изучении минералогического состава осадочных пород приходится не только разграничивать первичные и вторичные минералы, но также и различать *аутигенные* и *аллотигенные*; под этим понимают в обломочных породах минералы, образовавшиеся в обломочной породе на месте ее залегания, и те, которые попали в нее извне, т. е. представляют обломки разрушенных пород, из перенесенных и переотложенных остатков которых и образовалась обломочная порода.

В твердых осадочных породах исследование минералогического состава производится путем микроскопического изучения шлифов, путем химических испытаний и при помощи колорископических приемов. В рыхлых отложениях, а иногда и в твердых породах после измельчения производится выделение отдельных составных частей при помощи отмучивания или разделения тяжелыми жидкостями и определение показателей преломления иммерсионным методом.

Колориметрические — или, вернее, колорископические — приемы имеют довольно широкое применение. Так, например, погружением кусков породы в красящий раствор (нигресцина, кармина и т. д.) можно обнаружить мелкую пористость, невидимые или слабо выделяющиеся плоскости наслоения и трещины, присутствие аморфных адсорбирующих составных частей и т. п. (3, 14).

Минералогический состав изверженных пород

Для правильной оценки условий, при которых образовалась данная горная порода, необходимо различать и разграничивать первичные и вторичные ее составные части, т. е. те минералы, которые образовались в самом процессе формирования горной породы, от тех, которые в ней появились в результате позднейших фазисов ее существования и являются результатом позднейших изменений, которым она подвергалась после своего образования. Такое разграничение первичных (*сингенетических*) и вторичных (*эпигенетических*) минералов важно для всех горных пород, но оно приобретает особое значение по отношению к изверженным породам. Чтобы правильно судить об условиях равновесия в кристаллизующейся магме, чтобы получить верную картину физико-химических условий, при которых происходила эта кристаллизация, необходимо класть в основу наших рассуждений и выводов лишь те минералы, которые на самом деле образовались в период кристаллизации магмы, а не те, которые появились в горной породе впоследствии. Поэтому понятно, что с давних пор стали обращать внимание на вторичные составные части изверженных пород, относя к ним как те, для которых самая их морфология и пространственные взаимоотношения с первичными составными частями выдавали их вторич-

ный характер, так и те, о вторичном происхождении которых судили по их химическому составу. Вторичные минералы образуются за счет первичных двояким путем: либо путем частных или полных псевдоморфоз, либо при совершенном разрушении формы и контуров первоначального минерала. Промежуточным типом является тот случай, когда возникшие внутри минерала новообразования вырастают за его пределы; таковы, например, случаи образования волокнистых роговых обманок за счет пироксенов или оливина. Эти три случая наблюдаются как в изверженных породах, так и в метаморфических. Псевдоморфизация в одних случаях начинается с наружной зоны и постепенно распространяется внутрь кристалла, в других она совершается зонально, наконец в третьих она охватывает целиком весь кристалл. Из наиболее распространенных псевдоморфоз в горных породах можно отметить хлоритизацию как пироксенов, так и полевых шпатов, амфиболизацию пироксенов и оливина, серпентинизацию оливина, так называемый илдингсит по оливину, пелитизацию¹ полевых шпатов и мн. др. Сюда же можно причислить диссоциированные роговые обманки в лавах, альбитизацию основных плагиоклазов, совершающуюся нередко в виде пятен, и др. Так как карбонаты диссоциируют при высоких температурах и следовательно в расплавленном состоянии в магме находиться не могут, они рассматриваются в изверженных породах как вторичные составные части; так как гидратные соединения при высоких температурах разлагаются и могут образоваться только в присутствии воды при низких температурах, их присутствие в изверженных породах объясняется вторичным их происхождением. Другими словами, кальцит, хлорит, змеевик, цоизит, эпидот, анальцит, каолин и т. п. минералы рассматриваются как продукты видоизменения и выветривания. Однако постепенно пришлось вводить некоторые поправки в эту точку зрения. Открытие в шведских гранитах первичного кальцита (о первичном характере его говорили пегматитовые сростания с другими составными частями) и открытие первичного эпидота и хлорита в других гранитах поколебало вышеуказанную точку зрения и показало, что нельзя без внимательного рассмотрения каждого отдельного случая приписывать выветриванию все эти, казалось бы вторичные, составные части, так как в глубинных породах возможно и первичное их образование из магмы. Сюда же присоединились такие факты, как первичный серпентин в дуните, первичный хлорит в диабазе, первичный анальцит в мончиките, в базальте. Поэтому вопрос о так называемых вторичных минералах в изверженных породах требует пересмотра, и многое, что приписывалось выветриванию, должно быть отнесено за счет особых условий формирования данной породы, давших возможность образоваться таким минералам, которые в других случаях, действительно, свидетельствуют о вторичном образовании под влиянием выветривания. В каждом отдельном случае решающим моментом при обсуждении этого вопроса могут быть два признака: структурный и стратиграфический. Если взаимоотношение составных частей, как, например, каль-

¹ См. примечание на стр. 76.

цита и полевого шпата в гранитах, таково, что приходится говорить об одновременной их кристаллизации, вопрос о первичном характере кальцита этим решается сам собою; если во всей толще какого-нибудь гранита мы имеем сростание роговой обманки или Биотита с хлоритом, предположение о вторичном происхождении хлорита, конечно, отпадает. Такие структурные особенности, следовательно, в некоторых случаях являются решающим моментом. Под стратиграфическими данными я разумею то обстоятельство, что минерал, для которого можно было бы предположить вторичное образование под влиянием выветривания, входит в состав данной породы не только в наружных ее частях, подвергшихся выветриванию, но и на такой глубине, на которой выветривание уже вряд ли могло сказаться. Так, например, серпентин в дуните является неперменной его составной частью в значительной дунитовой толще, а отнюдь не только в наружной коре выветривания; это обстоятельство, в связи со структурой дунита, о чем будет речь в описательной части, приводит нас к предположению, что серпентинизация оливина является не продуктом выветривания, а результатом взаимодействия оливина и заключенных в дунитовой магме водяных паров, что это, если угодно, процесс превращения, но в момент застывания дунитовой магмы, *магматический метасоматоз*. Такую же картину представляет и хлоритовая составная часть диабазов: хлорит является постоянной составной частью диабаза; во всей толще диабазовой породы хлоритовая составная часть играет одинаковую роль; это, конечно, не может быть результатом выветривания; хлорит очевидно является первичной составной частью, выделившейся из магмы, или в крайнем случае ему можно приписать такое же магматическое метасоматическое происхождение, как и серпентину дунита. Аналогичный пример представляет и цоизит в некоторых анортозитах. Точно так же и то помутнение ортоклаза, которое привыкли просто называть каолинизацией, во многих случаях отнюдь не представляет химического процесса вторичной каолинизации, а является лишь физическим переобразованием под влиянием сильного нагревания (ср. переход ортоклаза в аморфную модификацию в сиените горы Благодать).

Приведенные примеры показывают, что мы слишком легко некоторые составные части изверженных пород относим к категории вторичных; вопрос о вторичном происхождении многих минералов изверженных пород требует критического пересмотра, и в этой области можно ожидать многих интересных новых точек зрения.

Все такие минералы изверженных пород, которые образовались в глубинной магме в конечной стадии ее застывания при участии летучих ее составных частей, т. е. которые являются как бы результатом автокатализа, будем называть *протопневматолигическими* (15) или *автопневматолигическими* (16) минералами. Вполне понятно, почему такие минералы, как роговая обманка, хлорит, для образования которых требуется участие летучих составных частей и давление, не образуются в эффузивную фазу кристаллизации излившейся магмы.

Процессы протопневматолита или автопневматолита иначе называются также *постмагматическими*, *позднемагматическими*,

поствулканическими, девтерическими и постепенно получают все более и более широкое признание. Суть их заключается в воздействии собственных летучих компонентов магмы на уже выделившиеся минералы и образование за их счет новых, магматически-вторичных, составных частей образующейся из магмы изверженной породы.

Некоторые процессы видоизменения совершаются, однако, в изверженной породе и впоследствии постепенно в процессе ее естественного старения, а не вызываемого внешними воздействиями выветривания или метаморфизма. Эти процессы называют диагенетическими.

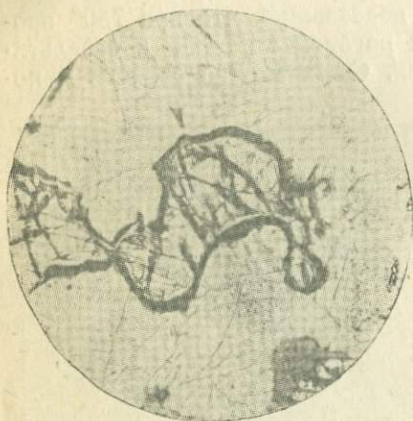


Рис. 29. Амфиболовая каемка на оливине в соприкосновении с плагиоклазом (габбро с Денежкина Камня на Урале).



Рис. 29а. Амфиболовая каемка на пироксене в габбро с Денежкина Камня.

К таким диагенетическим процессам относят расстеклование аморфного базиса, помутнение полевых шпатов, серпентинизацию оливина, серицитизацию и соссюритизацию полевых шпатов и др. Некоторые авторы термин «диагенез» в данном случае заменяют термином «автометаморфизм». В изверженных породах, особенно в глубинных, в промежуток времени между затвердением магмы и окончательным охлаждением породы происходит ряд изменений, отчасти вызываемый лишь самым процессом охлаждения, отчасти связанный с воздействием летучих компонентов магмы на выделившиеся уже минералы. По аналогии с диагенезом (см. главу об осадочных породах) в данном случае тоже говорят о диагенезе (Усов, 10).

Кроме силикатов, которые непосредственно выделяются из магмы в процессе ее охлаждения и кристаллизации, в некоторых изверженных породах наблюдаются и такие, которые получаются в результате взаимодействия уже выделившихся минералов с еще жидкой частью магмы. В таком случае получаются каемки нарастания, или коррозионные каемки, например амфибол на оливине или на пироксене (рис. 29 и 29а). Боуэн такие минералы называет *реакционными*; это правильно подчеркивает их происхождение. Но

вряд ли можно согласиться с тем широким применением этого реакционного принципа, какое он получает у Боуэна, о чем речь будет ниже.

Вкрапленники, образовавшиеся в интрателлурическую фазу кристаллизации, иногда претерпевают в эффузивной фазе кристаллизации некоторые изменения, вызванные, вероятно, изменением термодинамических условий вследствие выделения летучих компонентов, изменения давления, повышения температуры, сопровождающего кристаллизацию, и т. п. Сюда относится образование так называемой опацитовой каемки на вкрапленниках роговой обманки или даже полное потемнение роговой обманки, являющееся, вероятно, следствием ее диссоциации (рис. 30 и 31). В этом отношении интересны опыты Козу (17), показавшие, что при 750° происходит превращение обыкновенной роговой обманки в базальтическую, а при 1050° ее диссоциация. Сюда можно отнести и потемнение полевых шпатов, которое во многих случаях также объясняется термаль-



Рис. 30. Опацитовая коррозионная каемка на гиперстене в андезите. Кавказ.



Рис. 31. Диссоциированная роговая обманка в андезите. Центральный Кавказ.

ным воздействием. Это было установлено Алленом и Дейем, наблюдалось Жемчужным и мною, а в последнее время снова указано Мак Грегором (18).

Частичное растворение (резорбирование) полевошпатовых вкрапленников с многочисленными втеками стекла, придающее своеобразный изрешеченный вид таким вкрапленникам, подало повод называть их *гранулированными* (например в андезито-базальтах Армении) (19). Вспомним также более или менее часто встречающееся частичное резорбирование вкрапленников оливина в базальтах.

При изучении минералогического состава изверженных пород следует прежде всего иметь в виду, что изверженные породы — это породы по преимуществу силикатные; изверженные породы образуются из силикатного расплава и состоят, поскольку они кристалличны, целиком или почти целиком из силикатов. Если принять во внимание, что изверженные породы являются господствующей составной частью земной коры, то становится вполне понятным, что силикаты являются господствующими среди минералов по своему распространению. Кларк дает такие приблизительно цифры

(среднее для 500 изверженных пород): 12% кварца, 60% полевых шпатов, 18% амфиболов и пироксенов, 4% слюды и 6% остальных минералов, или в другом месте: полевые шпаты — 59,5%, амфиболы и пироксены 16,8%, кварц — 12%, биотит — 3,8%, титанит — 1,5%, апатит — 0,6% и около 6% все прочие. Несмотря на столь резко преобладающее значение силикатов и на все их значение для характеристики и подразделения изверженных пород представители других групп минералов, встречающиеся в составе изверженных пород, не только не заслуживают пренебрежительного отношения к ним, но, напротив того, требуют особого внимания, так как некоторые из них, несмотря на незначительные количества, в которых они входят в состав изверженных пород, иногда проливают новый свет на условия генезиса и кристаллизации изверженных пород.

Вся литосфера в целом состоит главным образом из следующих минералов: полевых шпатов 57,9%, кварца 12,6%, слюды 3,6%, железисто-магнезиальных силикатов 16,8%, глинистых минералов 1,1%, углекислого кальция 1,5%, доломита 0,1% и около 6% всего прочего (Берг).

Главными составными частями изверженных пород, как уже сказано, являются силикаты (полевые шпаты, фельдшпатыды — нефелин, лейцит, содалит, гаюин, мелилит, анальцит — пироксены, амфиболы, оливины, слюды, разные цирконосиликаты, титаносиликаты, фторосиликаты, боросиликаты, а также хлорит, серпентин, эпидот) и кварц (иногда тридимит или кристобалит); кроме того встречаются: самородные элементы (Fe, C, Pt), сульфиды железа, меди, никеля, кобальта; шпинели, магнитный железняк, хромистый железняк; апатит, титанит, кальцит и некоторые другие.

Составные части изверженных пород могут быть сгруппированы следующим образом:

1. По генезису:

первичные, образовавшиеся одновременно с самой породой непосредственно из расплава или путем воздействия летучих компонентов (тектические и протопневматолитические); *вторичные*, являющиеся продуктами видоизменения первичных или непосредственными новообразованиями.

2. По классификационному значению:

существенные, определяющие принадлежность породы к данному семейству, роду, виду; *второстепенные*, определяющие разновидности.

I. Существенные составные части:

A. Бесцветные (белые, щелочные и щелочно-известковые)

1. Полевые шпаты: санидин, ортоклаз, микроклин, анортотлаз, пертит; плагиоклазы: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит

2. Фельдшпатыды (*заместители полевых шпатов*): лейцит, нефелин, содалит, гаюин, нозеан, канкринит, мелилит, анальцит

3. Кварц

B. Цветные (железисто-магнезиальные)

1. Пироксены и амфиболы: авгит, энстатит-авгит, диопсид, диаллаг, эгирин, эгирин-авгит, акмит, гиперстен, бронзит, энстатит, роговая обманка, рибекит, арфведсонит, катофорит и др.

2. Слюды: биотит, лепидомелан, мусковит, литионит

3. Оливин

4. Турмалин

5. Энигматит, астрофиллит, лампрофиллит, эвдиалит и некоторые другие цирконосиликаты и титаносиликаты

II. Второстепенные, но некоторые из них иногда достигают значения существенных: гранат, апатит, скаполит, хлорит, эпидот, магнетит, титано-

магнетит, хромит, железный блеск, магнитный колчедан, медный колчедан, ильменит, кальцит; некоторые самородные элементы (С, Fe, Au, Pt); перовскит, титанит, ортит, корунд, шпинели, циркон, ловенит, эвдиалит, розенбуш и мн. др.

Те существенные составные части, которые служат характерными показателями принадлежности данной породы к тому или иному типу, семейству и роду, по предложению Лакруа, называются *симптоматическими* минералами. Так, например, кварц — симптоматический минерал для полнокристаллических кислых пород, оливин и фельдшпатаиды — для основных пород, недосыщенных кремнекислотой, и т. п. Этот же термин можно было бы сохранить и для обозначения минералов, характерных для разных глубинных зон и фаций метаморфизации; Бекке для метаморфических пород употребляет, однако, в этом случае термин «*типоморфные* минералы» и «типоморфные породы».

Изверженная порода может состоять существенным образом из одного минерала (мономинеральные породы) или из нескольких минералов (полиминеральные породы). Поэтому существуют такие комбинации существенных составных частей:

А. Мономинеральные породы

I. Один минерал или минералы одного семейства

1. Только полевые шпаты
2. Только пироксен или амфибол
3. Только оливин
4. Только магнетит (или титано-магнетит)
5. Только кальцит
6. Только сульфиды
7. Только кварц
8. Только нефелин
9. Только лейцит

В. Полиминеральные породы

II. Два минерала из разных семейств

10. Полевые шпаты и кварц
11. Слюды и кварц
12. Полевые шпаты и оливин
13. Полевые шпаты и пироксены (или амфиболы, слюды)
14. Фельдшпатаиды и пироксены (или амфиболы, слюды)
15. Пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин
16. Пироксены и рудные минералы (магнетит)
17. Оливин и рудные минералы (магнетит)

III. Три минерала из разных семейств

18. Полевые шпаты, пироксены (или амфиболы, слюды) и кварц
19. Полевые шпаты, пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин
20. Фельдшпатаиды, пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин
21. Полевые шпаты, фельдшпатаиды, пироксены (или амфиболы, слюды)

IV. Четыре минерала из разных семейств

22. Полевые шпаты, фельдшпатаиды, пироксены (или амфиболы, слюды) и оливин
23. Полевые шпаты, пироксены (или амфиболы, слюды), оливин и титано-магнетит

Так называемые второстепенные составные части изверженных пород, как рудные минералы, сульфиды, окислы, апатит, отличаются очень незначительной растворимостью в силикатной магме и потому относятся к наиболее ранним выделениям.

Остановимся вкратце на каждой из вышеуказанных групп минералов.

Самородные элементы. Из самородных элементов в изверженных породах встречаются железо, никель (в виде никелистого железа), золото, платина, висмут, углерод в виде графита и алмаза. Как видно, число этих элементов очень невелико, да и встречаются они обыкновенно лишь в незначительных количествах. Тем не менее присутствие таких самородных элементов, как железо и углерод, свидетельствует о том, что кристаллизация содержащей их магмы происходила в восстановительной атмосфере или по крайней мере в отсутствии условий, благоприятных для окисления.

Из перечисленных самородных элементов золото и углерод в виде графита встречаются как в кислых, так и в основных породах, висмут — исключительно в гранитах, а остальные, т. е. железо, никель, платина и алмаз, приурочены исключительно к основным породам.

Свободные окислы. Из окислов встречаются в свободном состоянии кремнекислота в виде α -кварца, β -кварца, тридимита и кристобалита, корунд, магнетит, хромит и другие шпинели, рутил, оловянный камень. Все эти минералы выделяются из магмы в тех случаях, когда она пересыщена соответствующими окислами, как это было экспериментально иллюстрировано Морозевичем (20) для глинозема и магнезиальной шпинели. Само собой разумеется, что в свободном состоянии встречаются лишь те окислы, которые образуют самостоятельные минералы; если бы в расплаве существовал избыток таких окислов, как щелочи, известь, магнезия, то это могло бы послужить причиной застывания такого расплава в аморфном состоянии. Выделение свободных окислов из расплава регулируется, как и для других минералов, их растворимостью при данных условиях. Принимая во внимание сравнительно незначительную растворимость этих окислов так же, как и сульфидов, титанита, апатита, легко себе объяснить, почему они обыкновенно относятся к наиболее ранним выделениям из магмы. С точки зрения растворимости тот факт, что первыми выделяются из сложного расплава те составные части, которые входят в его состав в небольших количествах, является совершенно понятным, и правильно подмеченный Розенбушем факт освобожден от той парадоксальности, которая ему была присуща в формулировке Розенбуша, гласившей, что первыми выделяются из магмы те минералы, которые входят в ее состав в наименьшем количестве.

Сульфиды встречаются в виде второстепенной составной части, по преимуществу пирротина и пирита; в некоторых случаях, а именно в породах из формации габбро, сульфиды железа (пирит, марказит, пирротин), меди, никеля и кобальта образуют иногда большие скопления, имеющие промышленное значение как результат магматической их концентрации.

Титанит и *перовскит* встречаются в виде второстепенной составной части в гранитах и других глубинных породах.

Кальцит встречается в виде первичной составной части в некоторых гранитах и нефелиновых сиенитах.

Фосфаты представлены апатитом, который в виде второстепенной составной части пользуется широким распространением, встречаясь в породах как основной, так и кислой магмы. Апатит всегда

является в виде идиоморфных призматических кристаллов очень раннего выделения. В Хибинских горах на Кольском полуострове апатит образует в чистом виде или совместно с некоторым количеством нефелина и эгирина самостоятельную породу, имеющую огромное практическое значение.

Силикаты. Для правильной оценки значения отдельных силикатов или групп силикатов в составе изверженных пород необходимо в каждом отдельном случае разграничивать первичные минералы от вторичных, так как только первые имеют значение для иллюстрации условий генезиса породы, между тем как вторые иллюстрируют процессы выветривания и метаморфизма. Если не всегда это легко сделать, то нельзя не признать эту задачу особенно важной и требующей внимательного к себе отношения, особенно если принять во внимание, что силикатными породами, кроме изверженных, являются также и метаморфические кристаллические сланцы и контактные роговики. Многие силикаты встречаются как в изверженных породах, так и в метаморфических; но можно указать и такие силикаты или комбинации силикатов, которые присущи только метаморфическим или только изверженным породам. Так, например, такие модификации кремнекислоты, как тридимит и кристобалит, затем лейцит, нефелин, мелилит, содалитовые минералы, базальтическая роговая обманка, присущи только изверженным породам, а парагонит, тремолит и вообще волокнистые роговые обманки, жадеит, хлоритoid, ставролит, дистен, глаукофан — только кристаллическим сланцам.

Всю совокупность силикатов, в частности породообразующих силикатов, можно сгруппировать следующим образом:

A. Безводные силикаты

- | | |
|---|--------------------------------------|
| I. Простые силикаты | { 1. Ортосиликаты
2. Метасиликаты |
| II. Алюмосиликаты и феррисиликаты | |
| III. Боросиликаты | |
| IV. Фторсиликаты | |
| V. Цирконосиликаты | |
| VI. Титаносиликаты | |
| VII. Хлоросиликаты | |
| VIII. Силикаты — двойные соли (молекулярные соединения силиката с несиликатным минералом = силикаты содалитового типа). | |

B. Водные силикаты

- IX. Кислые соли тяжелых металлов
- X. Цеолиты
- XI. Водные магнезиальные (и железисто-магнезиальные) силикаты
- XII. Водные силикаты глинозема (каолин, аллофан и др.).

С точки зрения того значения, которое имеют те или иные представители силикатов для оценки условий кристаллизации магмы, можно указать следующие группы. Те силикаты, которые не переносит не только плавления, но и значительного нагревания без разложения, если этому не препятствует соответствующее давление,

образуются исключительно в интрателлурическую фазу кристаллизации магмы; сюда относятся минералы гидроксильные и с конституционной водой: эпидот, хлорит, анальцит, а также базальтическая и щелочные роговые обманки, мусковит и, отчасти, биотит. Вместе с кальцитом и включениями жидкой углекислоты в кварце гранитов эти минералы свидетельствуют о существовании более или менее значительного давления в интрателлурическую фазу кристаллизации магмы или во всяком случае о кристаллизации в замкнутом пространстве, где парциальное давление углекислоты и воды препятствует диссоциации соответствующих минералов. К глубинным минералам, а именно к тем, для образования которых требуются летучие фтористые, хлористые и борные соединения, относятся разнообразные фторосиликаты и боросиликаты (турмалин) и некоторые минералы нефелиновых сиенитов, как лампрофиллит, астрофиллит, эвдиалит, ловенит, розенбушит, хиордалит и др. В отдельных случаях силикаты являются результатом пневматолитического процесса в конце эффузивной фазы кристаллизации, как, например, фаялит в литофизах липаритов. Но главная масса силикатов представляет продукт непосредственной магматической кристаллизации, безразлично и в интрателлурической и в эффузивной фазе кристаллизации.

Так как калий обнаруживает большее сродство к кремнекислоте, чем натрий, то этим обусловлено стремление к образованию всегда наиболее богатых кремнекислотой соединений калия в ущерб натрию; пример: ортоклаз и нефелин в нефелиновых сиенитах, а не лейцит и альбит.

Изверженные породы делятся по своему минералогическому составу на мономинеральные (или, как правильно говорит Фогт, анхимономинеральные, т. е. почти мономинеральные) и полиминеральные. Эти последние в большинстве случаев составлены из представителей двух групп: бесцветных, или щелочных и щелочно-известковых силикатов — это полевые шпаты и так называемые фельдшпатаиды (нефелин, лейцит, содалит, гаюин) и цветных, или железисто-магнезиальных — это пироксены, амфиболы, оливин и, отчасти, слюды. Группировка минералов на бесцветные и цветные основана на их макроскопическом облике, так как в шлифе некоторые цветные минералы бесцветны. Если принять во внимание, что некоторые полевые шпаты макроскопически окрашены (красный ортоклаз, синий лабрадор, темные полевые шпаты анортозитов), то следует признать, что деление на бесцветные и цветные является до известной степени условным, и потому лучше говорить о щелочных и щелочно-известковых силикатах, с одной стороны, и железисто-магнезиальных — с другой. Некоторые петрографы обозначают эти две группы составных частей терминами: *салические* и *фемические* минералы. В американской классификации их называют мафическими и фельзическими, а соответственные минералы так называемого нормативного (т. е. вычисленного по установленной для этого схеме) состава — салическими и фемическими.

Вообще говоря, породе определенного химического состава соответствует вполне определенная комбинация минералов; поэтому в громадном большинстве случаев можно по химическому составу

горной породы судить о ее минералогическом составе. Существует, однако, несколько таких случаев, правда очень немногочисленных, когда две породы одинакового химического состава состоят из разных минералов. Такие породы Лакруа называет *гетероморфными*.

Нельзя не отметить, что наиболее распространенными составными частями изверженных пород являются полевые шпаты, составляющие, по Кларку, в среднем около 60% всего состава изверженных пород. Не удивительно поэтому, что способы определения полевых шпатов занимают такое выдающееся место в петрографической методике.

При изучении полевых шпатов наше внимание привлекает не только приуроченность тех или иных номеров плагиоклаза к определенным семействам, к определенному содержанию кремнекислоты и т. п., не только закономерность зонального строения, но и связь тех или иных законов двойникования плагиоклазов с интрузивными или эффузивными породами, с разными фациями одной и той же петрографической формации и т. п.¹

То обстоятельство, что, как общее правило, всякая изверженная горная порода состоит из определенных комбинаций минералов, объясняется тем, что при кристаллизации огненножидкой магмы должно наблюдаться стремление к достижению некоторого устойчивого при данных условиях равновесия. Если во время кристаллизации или в непосредственно следующую за кристаллизацией магматическую фазу физико-химические условия подвергаются изменению, может произойти нарушение установившегося или начавшего устанавливаться равновесия и частичное изменение минералогического состава. Это и находит себе выражение в контактных магматических, так называемых коррозионных, каемках, в диссоциации порфирированных вкрапленников и т. п. явлениях, а также в магматическом метасоматозе, как-то: серпентинизация оливина в дуните, хлоритизация пироксена в диабазе, пелитизация² ортоклаза в граните и т. п. Если подойти с этой точки зрения к связи между минералогическим и химическим составом силикатной породы, то станет ясным, что масса одного и того же химического состава, поставленная в разные условия, может дать разные минеральные комбинации, соответственно различным состояниям ее равновесия при разных условиях. Под таким углом зрения мы легко можем понять, почему в кристаллических сланцах и в контактных роговиках, которые получились не путем кристаллизации расплавленных масс, а путем перекристаллизации в твердом состоянии, существуют такие минеральные комбинации, которые невозможны в изверженных породах. В учении о метаморфизме петрографы таким приспособлением к внешним условиям равновесия склонны даже объяснить различия минералогического состава в различных глубинных зонах метаморфических серий. Так, например, для верхней зоны харак-

¹ См. работы Дюпарка и его сотрудников, также Бубнова.

² Пелитизацией называется помутнение и превращение полевых шпатов в глиноподобные вторичные минералы, как-то: каолинизация и разные случаи превращения в облаковидные вещества переменного состава и смеси более или менее сложного состава, часто не поддающиеся определению.

герны дистен, хлоритоид, цоизит, а для нижней — соответственно — силлиманит, альмандин, анортит (см. главу о метаморфических породах).

Минералогический состав изверженной породы, как уже указано, определяется прежде всего химическим составом материнской магмы, и, за исключением незначительных примеров гетероморфизма, эта связь настолько определена, что можно по химическому составу изверженной породы до известной степени определять ее минералогический состав. Другими словами, есть некоторая закономерность в минералогическом составе изверженных пород, отличающая их от контактных роговиков и кристаллических сланцев.

Из закономерностей минеральных комбинаций в изверженных породах отметим следующие.

В изверженных породах невозможны следующие минеральные комбинации: кварц и нефелин, кварц и лейцит, кварц и оливин (как общее правило, но есть исключения), кварц и минералы содалитовой группы; гиперстен с нефелином или лейцитом; анортит и акмит; лейцит и альбит; мелилит не встречается с полевым шпатом; роговая обманка охотнее, чем авгит, встречается с ортоклазом и кварцем; титанит — чаще с роговой обманкой, чем с авгитом; мусковит встречается только в зернистых породах, богатых ортоклазом и кварцем.

Невозможность в виде устойчивой равновесной системы в изверженных породах таких комбинаций, как лейцит и кварц, оливин и кварц, и некоторых других, вытекает как следствие из их диаграммы плавкости. Эти системы образуются лишь при высоких температурах, когда происходит разложение таких более устойчивых при низких температурах минералов, как ортоклаз (лейцит + кварц), пироксен (оливин + кварц). Мы имеем в таких парах, как пироксен, с одной стороны, оливин и кварц — с другой; ортоклаз, с одной стороны, лейцит и кварц — с другой, — обратимые реакции, и при понижении температуры в магме должна получиться более устойчивая при низких температурах левая комбинация:

Пироксен \rightleftharpoons оливин + кварц

Ортоклаз \rightleftharpoons лейцит + кварц

Правая комбинация может сохраниться, избегнув реакции с жидкостью, только в том случае, если она тем или иным путем будет выведена из сферы реакции с ней: отсадкой и изолированием, обволакиванием коррозионной каемкой или закалкой.

Совместное нахождение оливина и кварца изредка встречается и, вероятно, в каждом отдельном случае объясняется особыми условиями. Таковы, например, случаи нахождения оливина в гранитах (рапакиви), в диабазовых (21), в липаритах, в кварцевых порфирах и дацитах (22) (см. соответствующую главу).

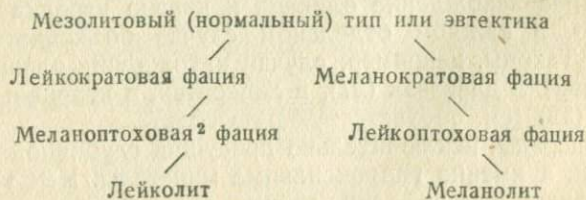
Есть минералы, исключительно присущие глубинной стадии кристаллизации, а именно гидроксильные минералы. Как уже указано, такие минералы, как нефелин, лейцит, содалитовая группа, базальтическая роговая обманка, тридимит, кристобалит, мелилит, присущи исключительно изверженным породам.

Наоборот, такие, как хрупкие слюды, ставролит, парагонит, андалузит, кордиерит, цоизит, тремолит, жадеит, хлоритовид, дистен, глаукофан, волокнистые роговые обманки, присущи исключительно кристаллическим сланцам или контактными роговикам.

Такие комбинации, как, например, мусковит и амфибол, встречаются в кристаллических сланцах, но неизвестны в изверженных породах.

При одинаковом качественном минералогическом составе горные породы могут довольно существенно различаться между собою по количественным соотношениям между слагающими их минералами. Так, например, горная порода, которую мы назовем плагиоклазо-авгитовой, может состоять в одних случаях из 75% плагиоклаза и 25% авгита, в других, наоборот, из 25% плагиоклаза и 75% авгита, или оба минерала могут входить в ее состав приблизительно в одинаковых количествах, или наконец еще в каком-либо ином отношении. В каждом семействе мы называем *лейкократовым* тот тип, в котором бесцветных минералов больше, чем полагается для нормального среднего типа данного семейства; и обратно, тип с таким же превышением содержания цветных минералов называется *меланократовым*. Если первоначально этим количественным взаимоотношениям не придавали должного значения, то в настоящее время они не только принимаются во внимание и служат для характеристики и правильного разграничения типов, которые только этим и различаются, но и дают возможность осмыслить эти различные случаи, подвести их под некоторую общую точку зрения. Таким приемом является прежде всего рассмотрение этих случаев с точки зрения эвтектических соотношений, систематически проводимое Фогтом. По этой схеме изверженные породы распадаются на два типа: *эвтектические* («анхивтектические»¹) и *мономинеральные* («анхимоминеральные»). И те и другие являются результатом дифференциации сложной полиминеральной магмы вследствие ее стремления привести свой состав к эвтектике путем выделения избыточного компонента в виде мономинеральной породы.

Такой ход дифференциации сложной магмы может быть выведен из принципа энтропии, как будет указано в главе о химическом составе. В промежутке между начальными и конечными продуктами — эвтектикой и мономинеральными породами — помещаются переходные звенья, обогащенные той или иной из составных частей данной системы. В простейшем случае породы, существенным образом состоящей из двух компонентов, например полевого шпата и железисто-магнезиального силиката, получается следующая схема:



¹ Анхи означает по-гречески „почти“.

² Птохос по-гречески „бедный“.

Для разграничения мезолитов, меланократолитов, лейкократолитов, меланолитов и лейколитов необходимо, конечно, прежде всего установить для разных пород нормальный средний, или мезолитовый, тип; это может быть сделано при помощи измерения относительных количеств главных составных частей по методу Делесса-Розиваля окуляром Гиршвальда или Шэнда, а также точечным методом Глаголева.

Границы остальных типов будут пока более или менее произвольны; но со временем можно будет и эти границы установить при помощи методов вариационной статистики. Пока можно условно установить, например, следующие границы для породы, состоящей в типичном мезолитовом (эвтектическом) типе из равных количеств полевого шпата и цветного минерала (рис. 32):

- 1) до 5% цветного минерала — лейколит,
- 2) до 15% — меланоптоховая область,
- 3) от 15 до 40% — лейкократовая область,
- 4) от 40 до 60% — мезолитовая область,
- 5) от 15 до 40% полевого шпата — меланократовая область,
- 6) до 15% полевого шпата — лейкоптоховая область,
- 7) до 5% полевого шпата — меланолит.

Схема, изображенная на рис. 32, относится, конечно, лишь к тому случаю, когда нормальный мезолитовый тип состоит приблизительно из одинаковых количеств цветных и бесцветных минералов. Вообще же говоря, меланократовый тип не требует непременно абсолютного преобладания цветных составных частей над бесцветными или, наоборот, при лейкократовом типе. Меланократовым или лейкократовым типом для данного семейства является тот, в котором цветные составные части преобладают над тем количеством бесцветных, которое характеризует мезолитовый тип, или наоборот.

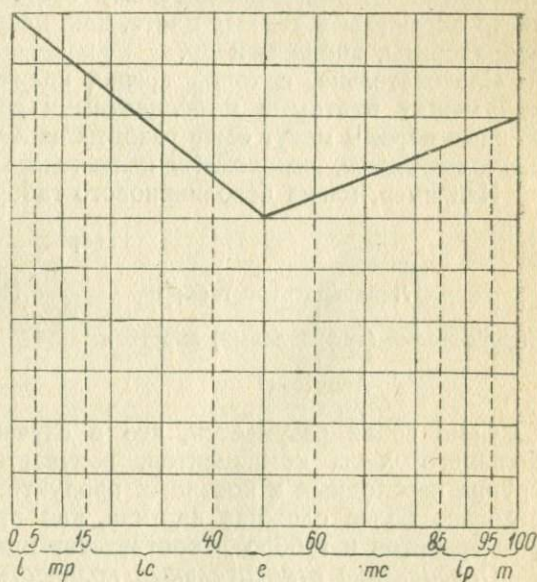


Рис. 32. Схема разграничения меланократовых и лейкократовых типов.

l — лейколитовая область; *mp* — меланоптоховая область;
lc — лейкократовая область; *e* — мезолитовая область;
mc — меланократовая область; *lp* — лейкоптоховая область;
m — меланолитовая область.

Так, например, гранит, содержащий 25% цветного минерала, будет уже меланократовым, так как в нормальном граните цветной составной части не более 15%.

Лейколиты — это фельдшпатолиты и фельдшпатидолиты, кото-

рые могут быть разбиты на следующие типы: ортоклазиты (ортозиты), санидиниты, микроклиниты, анортоклазиты, олигоклазиты, андезиниты, лабрадориты, анортититы, альбититы, амфигениты (лейцититы — италит), нефелинолиты (нефелиниты-конгрессит), меллититы, нозеаниты,¹ кварцолиты, кварцевая порода (норсфильдит).
Примеры фельдшпатолитов:

Натровый микроклинит из южной Норвегии (тёнсбергит) и из центрального Кавказа, по Тереку, в массиве Тумагор-Кая в связи с мощными массаами полевошпатового грейзена (алаяскита).

Ортоклазо-плагиоклазовый фельдшпатолит из группы гор Джаксы-тау в Мугоджарах.

Альбитит с р. Тагила выше с. Ангары и из некоторых других местностей Урала.

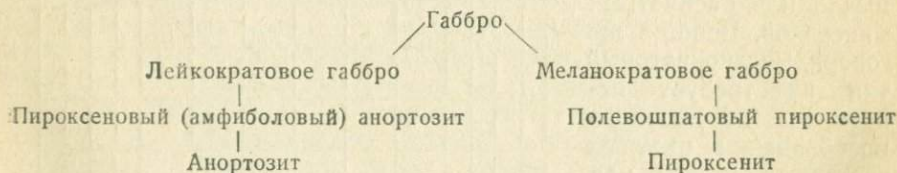
Санидиниты с Лаахерского озера и из некоторых других местностей.

Меланолиты — это пироксениты, горнблендиты (роговая обманка), дуниты (оливин), титано-магнетит и др.

Меланократовые породы оправдывают свое название и с внешней стороны, так как они окрашены в темный цвет, чего нельзя сказать относительно пород лейкократовых, которые, будучи лейкократовыми по минералогическому составу, сами макроскопически часто окрашены в темные цвета, как, например, многие анортозиты, лабрадориты, ийолиты и др.

Следовательно, с точки зрения количественных взаимоотношений между цветными и бесцветными составными частями изверженные породы могут быть разбиты на *мезолиты, меланократолиты, лейкократолиты, меланолиты* и *лейколиты*.

Например, магма безоливинового габбро по этой схеме дает:



Само собой разумеется, что в случае системы, состоящей из большого числа компонентов, получается более многочисленная группа переходных и конечных продуктов дифференциации и следовательно более сложная картина, как это иллюстрировано примером гранитов и габбро в соответствующих главах.

Определение относительных количеств минералов в горной породе может быть произведено непосредственным измерением на шлифе по методу Делесса-Розиваля при посредстве окуляра Гиршвальда или Шэнда, интегратором Глаголева по точечному методу или же путем перечисления химического анализа на минералы.

Вычисления значительно упрощаются при пользовании таблицей Харкера, которая дает возможность по молекулярным отношениям

¹ Некоторые из этих терминов употреблялись в петрографии в другом значении, почему надо заменить их новыми или определенно условиться относительно их значения, во избежание недоразумений.

находить количества главнейших минералов, или таблицами Филлипсборна и Заварицкого (см. список литературы).

Если минералы данной горной породы анализированы, перечисление химического состава на минералогический производится легко и точно. Если этих анализов не имеется, приходится исходить из теоретических формул минералов, что, конечно, не может не отразиться на точности результата.

Примером пересчета анализа на минералы может служить следующий пересчет сиенита из Плауэна в Саксонии, сделанный Д. С. Белянкиным:

SiO ₂	60,95	FeO	2,16
TiO ₂	0,88	MgO	2,33
P ₂ O ₅	0,29	CaO	4,76
Al ₂ O ₃	16,76	Na ₂ O	4,46
Fe ₂ O ₃	2,99	K ₂ O	4,32

В этом сиените найдены следующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, роговая обманка, магнетит, титанит, апатит.

Для роговой обманки и микроклина были произведены химические анализы; для остальных минералов можно удовольствоваться их теоретическим составом.

Состав роговой обманки (в %)		Состав микроклина (в %)	
SiO ₂	44,36	MnO	1,00
TiO ₂	1,8	MgO	13,62
Al ₂ O ₃	6,57	CaO	10,64
Fe ₂ O ₃	6,08	Na ₂ O	3,94
FeO	11,35	K ₂ O	0,59
		SiO ₂	61,80
		Al ₂ O ₃	21,48
		CaO	1,52
		Na ₂ O	2,40
		K ₂ O	12,70

Для вычисления процентного содержания каждого из минералов можно исходить из той или иной из характерных для них составных частей. Так, в данном случае вся магнезия входит в состав роговой обманки; следовательно для вычисления количества роговой обманки можно исходить из магнезии; если бы вся порода состояла из роговой обманки, то было бы магнезии 13,62%, а у нас ее 2,33%; следовательно количество роговой обманки

$$x = \frac{2,33 \times 100}{13,62} = 17,10\%$$

Фосфорная кислота вся в виде апатита; следовательно этого минерала 0,74%.

Титановая кислота — в виде титанита, за вычетом того ее количества, которое вошло в роговую обманку, т. е. 0,88—0,32 = 0,56%; следовательно титанита — 1,37%.

Магнетита (за вычетом Fe₂O₃ и FeO, вошедшего в состав роговой обманки) — 2,17%.

Кали входит целиком в состав микроклин-пертита (за вычетом 0,10% в роговой обманке); следовательно микроклин-пертита

$$x = \frac{4,32 \times 100}{12,80} = 33,71\%$$

Плагиоклаз определяется по натрию и извести:

$$\text{Na}_2\text{O} = 4,46 - (0,67^1 + 0,80^2) = 2,99\%;$$

$$\text{CaO} = 4,76 - (0,45 + 1,82 + 0,39 + 0,51^3) = 1,59\%;$$

$$\text{следовательно количество альбита } x = \frac{2,99 \times 100}{11,75} = 25,40\%;$$

$$\text{анортита } y = \frac{1,59 \times 100}{20,10} = 7,92\%, \text{ т. е. плагиоклаза — } 33,32\%.$$

Остаток кремниескислоты: $60,95 - (7,56 + 0,42 + 20,85 + 20,85)^4 = 11,27\%$ соответствует кварцу. В результате получается такой состав (в процентах):

Кварц	11,24	Магнетит	2,17
Микроклин	33,71	Титаниг	1,37
Плагиоклаз	33,32	Апатит	0,74
Роговая обманка	17,10		
			99,65

За отсутствием химических анализов минералов данной породы приходится довольствоваться теоретическим составом, и тогда целесообразнее исходить из эквивалентных количеств, а не из процентного состава.

Другой пример перечисления — аляскит с вершины Тумагор-Кая в бассейне Терека (центральный Кавказ): порода состоит из кварца, ортоклаза, плагиоклаза и пироксена.

Расчет сделан из предположения, что весь кали входит в состав ортоклаза, весь натр — альбита и вся известь — анортита.

Анализ перечислен на эквиваленты:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Сумма	1,347	0,116	0,040	0,011	0,069	0,007
Ортоклаз	0,042	0,007	—	—	—	0,007
Альбит	0,414	0,069	—	—	0,069	—
Анортит	0,080	0,040	0,040	—	—	—
Пироксен	0,011	—	—	0,011	—	—
Кварц	0,800	—	—	—	—	—

Это соответствует (в процентах)

50,8	кварца	или 50,8 ⁰ / ₁₀	кварца
34,0	альбита	и 47,5 ⁰ / ₁₀	полевого шпата
3,5	ортоклаза		
10,0	анортита		
1,31	пироксена		
<hr/>			
99,61 ⁰ / ₁₀			

Вообще говоря, различному минералогическому составу изверженной породы соответствует и различный химический состав. Лишь в виде исключения встречаются изверженные породы одинакового химического состава с различным минералогическим составом. Такое явление Лакруа называет *гетероморфизмом*; примеров гетеро-

¹ Это Na₂O в роговой обманке.

² Это Na₂O в микроклине.

³ Это известь в апатите, роговой обманке, титаните и микроклине.

⁴ Это кремниескислота в роговой обманке, титаните, микроклине, плагиоклазе

морфизма немного, но самое их существование имеет большое принципиальное значение. Пример гетероморфизма представляют, по Лакруа, зернистые породы, которые он называет пулянитом и себастьянитом; первая состоит из лейцита, анортита и авгита, вторая — из анортита, авгита и слюды; калий в первом случае вошел в состав лейцита, во втором — слюды. Другой пример — это два представителя тералитов: берондрит (с нефелином) и мафраит (с щелочным амфиболом).

По Леману, гетероморфными парами в вулканической области Ниассы являются эссексит-базальт (плаггиоклаз и оливин) и атлантит (нефелин и пироксен), а также трахидолерит (плаггиоклаз, оливин и магнетит) и тефрит (нефелин, эгирин, авгит и магнетит).¹

Изучая минералогический состав изверженных пород с точки зрения механизма кристаллизации магмы, мы интересуемся не только минеральными ассоциациями как таковыми, но и *последовательностью их появления* в процессе кристаллизации магмы. В главе о структуре будет указано, как нам в этом отношении помогают морфологические соотношения (идиоморфизм и аллотриоморфизм), а также включения одних минералов в другие. Пользуясь этими признаками, старались установить какую-то общую универсальную последовательность кристаллизации. Поскольку магма является сложным раствором, такой общей универсальной последовательности кристаллизации, конечно, быть не может; она в каждом отдельном случае определяется растворимостью, а эта последняя зависит от состава расплава, от температуры и давления. Наиболее распространен тот случай, когда второстепенные составные части выделяются раньше других, железисто-магнезиальные минералы раньше полевошпатовых; но бывают случаи и обратного порядка, не говоря уже о деталях в пределах одного и того же семейства, как это указано в других местах (см. «Часть специальную»). В связи с вопросом о последовательности выделения минералов из магмы обращает на себя внимание одно давно подмеченное мною соотношение, еще не получившее освещения, а именно: соотношение молекулярных объемов породообразующих минералов и суммы молекулярных объемов тех оснований и кремнекислоты, из которых они построены.² Оказывается, что полевые шпаты и фельдшпаты имеют больший молекулярный объем, чем сумма молекулярных объемов образующих их окислов и кремнекислоты, а железисто-магнезиальные минералы изверженных пород, наоборот, — меньший объем, т. е. первые образуются с расширением объема, а вторые — с сокращением. В нижеприведенной табличке приведено несколько примеров. В этой табличке теоретический молекулярный объем

¹ Явление гетероморфизма совершенно определенно было установлено еще Ротом, хотя термина «гетероморфизм» у него и нет. *„Es können mineralogisch ganz verschiedene Gesteine in dieselbe Gruppe gehören, denn feurigflüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher chemischer Zusammensetzung können in verschiedene Mineralien auseinanderfallen“* (23).

² Теоретический молекулярный объем это сумма молекулярных объемов окислов (из которых сложен данный минерал, например для анортита $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{SiO}_2$), деленных на удельный вес этих окислов. Действительный молекулярный объем — это частичный вес данного минерала, деленный на его удельный вес.

означает сумму молекулярных объемов частиц окислов и кремнекислоты, слагающих данный минерал, а истинный молекулярный объем — это частичный вес минерала, деленный на его удельный вес.

Название минерала	Теоретический молекулярный объем ¹	Действительный частичный объем	Сокращение объема —	Расширение объема +
Гиперстен	138,2; 150,0	128	—	
Диопсид	72,7; 85,9	68	—	
Геденбергит	76,1; 87,9	69	—	
Эгирин	143,0; 157,8	130	—	
Форстерит	44,8; 50,0	43	—	
Энстатит	33,7; 37,5	32	—	
Анортит	102,7; 87,1	100	—?	+
Лейцит	171,8; 166,1	175		++
Нефелин	106,6; 92,8	111		+++
Альбит	204,6; 183,2	200	—?	++++
Ортоклаз	201,6; 217,8	217	—?	++++
Гроссуляра	142,5; 172,5	43	—	

С этим явлением, которое иногда называется законом объемов, мы встретимся еще в породах метаморфических. Там наблюдается в этом отношении известная закономерность, состоящая в том, что более глубокой зоне метаморфизации соответствуют минералы с меньшим объемом, иначе сказать, под действием давления там происходит изменение минералогического состава в сторону замены первоначальных минералов другими, с меньшими молекулярными объемами (см. «Метаморфические породы», введение).

Для правильной оценки генетического значения минералов, входящих в состав изверженных пород, недостаточно различать первичные и вторичные составные части. Необходимо принять во внимание, что некоторые минералы могут попасть в изверженную породу извне в виде оставшихся нерезорбированными составных частей посторонних обломков, ассимилированных магмой, так называемых ксенолитов, как, например, кварц в базальтах, гранат, циркон, кордиерит в трахитах и базальтах и т. п., или в виде новообразований за счет резорбированных минералов. Необходимо также считаться с возможностью образования некоторых минералов пневматолитическим путем, т. е. посредством взаимодействия выделяющихся из магмы газов и уже закристаллизовавшейся части породы; таковы, например, кристаллы фаялита в литофизах липаритов, кристаллы тридимита в трахитах, кварца в порах базальтов. Независимо от этого и самый процесс образования минералов из магмы более сложен, чем простая кристаллизация расплава; есть минералы,

¹ Величины молекулярных объемов взяты из новых данных Гудчайльда (см. 13), который дает для каждого окисла, вследствие их диморфизма, две величины — максимальную и минимальную. Исключения, отмеченные вопросительным знаком, вероятно лишь кажущиеся; они наблюдаются лишь по отношению к максимальным значениям для молекулярных объемов окислов; кроме того, надо принять во внимание, что при вычислении истинных объемов пришлось в некоторых случаях брать средний теоретический удельный вес минерала.

указывающие на участие в этом процессе серного ангидрида, хлора, фтора, как, например, группа содалита, роговая обманка, некоторые слюды; есть минералы, являющиеся результатом *магматического автокатализа* водяными парами, как, например, цоизит в некоторых анортозитах, серпентин, анальцим в мончикитах, анальцим в диабазах, серпентин в дунитах, хлорит в диабазах, скаполит в габбро и некоторые другие. Это минералы, которые выше были названы *протопневматолитическими*, или *автопневматолитическими*. Наконец нельзя отрицать существования и таких промежуточных соединений, которые образуются на глубине и разлагаются в процессе извержения, являясь даже, быть может, причиной вулканического взрыва; таковы, по предположению Брена, хлоросиликаты и фторосиликаты; таковы, быть может, карбиды, силициды, азотаты, признаки которых были действительно в незначительном количестве обнаружены в некоторых лавах. Для полноты той сложности картины, какую представляет химический состав магмы, если вникнуть во все его детали, необходимо принять во внимание также включения жидкостей в минералах глубинных пород, как жидкая углекислота, вода, насыщенные растворы солей, органические жидкости, а также заключенные в горных породах газы; на эти последние впервые обратил внимание Арман Готье, затем их изучали Брен и Чемберлин. При накаливании таких пород из них выделяется объем газов, во много раз превышающий объем взятых кусков породы, а такие породы, как обсидиан, при этом даже пузырятся и пенятся. Об этих газах будет подробнее сказано в главе о химическом составе.

Есть еще одна группа составных частей изверженных пород, свидетельствующая, в связи со всем, что уже было сказано, о сложности процесса формирования изверженной породы, в особенности глубинной. Некоторые минералы образуют такие сложные взаимные прорастания, которые при некотором разнообразии структурного облика имеют тот общий признак, что напоминают продукты распада твердых растворов. Образовавшиеся при высокой температуре твердые растворы при понижении температуры, а быть может и давления, распадаются на два компонента, которые образуют тесную смесь прорастаний или представляют картину как бы многочисленных включений одного минерала в другом. Сюда следует отнести пертитовые полевые шпаты, свидетельствующие об образовании при высокой температуре однородных смешанных кристаллов калиевого и натриевого полевого шпата и о распаде этих твердых растворов на ортоклаз и альбит при охлаждении; далее червеобразные включения кварца в плагиоклазе — так называемый мирмекит; сюда же принадлежат и пегматитовые или пойкилитовые прорастания авгита роговой обманкой, вероятно псевдолейциты, представляющие псевдоморфозы нефелина и санидина по лейциту, порфиرويدные вкрапленники полевых шпатов, переполненные включениями стекла, и, быть может, еще некоторые другие случаи. В металлографии известны многочисленные примеры таких распадов с характерной для них структурой; там это называется *дистектикой*, дистектической структурой; можно по аналогии применить этот термин и к изверженным породам.

Таким образом первичные составные части изверженных пород

могут быть разбиты на: *тектические*, или тектоморфные (*протектические* — непосредственные продукты кристаллизации расплава и *дистектические* — продукты распада твердых растворов), образующиеся непосредственно путем кристаллизации расплава, и *протопневматолитические*, являющиеся результатом взаимодействия расплавленной магмы или уже выделившихся из нее кристаллов и заключенных в ней газообразных веществ и растворов. Третью группу минералов изверженных пород составляют те, которые можно назвать *коррозионными*, или *дейгеротектическими* («келифитовые»). Это те минералы, которые образуются в результате взаимодействия уже выделившихся минералов с остальной, еще жидкой частью магмы; таковы, например, каемки амфибола на границе оливина и плагиоклаза в некоторых габбро, магматическое нарастание амфибола на пироксене; это те явления, которые Гюртлер называет в металлических сплавах *перитектической* системой; Боуэн такие минералы называет *реакционными*.

Наконец можно выделить под названием *экзогенных* те минералы, которые получаются от резорбированных ксенолитов, не вполне ассимилированных, как, например, кварц в базальтах от вплавленных кусков песчаника.

При оценке минералогического состава изверженной породы следует принять во внимание, что окончательный минералогический состав изверженной породы не всегда отражает всю совокупность процессов кристаллизации, через которую прошла магма на протяжении данного цикла явлений охлаждения, выделения летучих составных частей и кристаллизации до окончательного застывания и охлаждения. В металлическом сплаве часто можно обнаружить путем закалки на разных стадиях застывания и охлаждения присутствие таких временных составных частей, которые исчезают в последующую стадию охлаждения и в холодном, медленно охлажденном сплаве уже не наблюдаются. Можно было бы ожидать того же и в силикатных расплавах, тем более что было уже установлено, что в расплаве сложные минералы находятся в диссоциированном состоянии. Опыты Боуэна над закалкой силикатных расплавов при начальной температуре застывания действительно обнаружили существование таких временных минералов, которые в дальнейшем процессе нормального охлаждения снова растворяются и заменяются более сложными минералами. Так, например, из расплава энстатита вместо энстатита при закалке получается оливин, из ортоклаза — лейцит. И если мы не придаем этому факту того решающего значения для процесса дифференциации, которое ему приписывает Боуэн, то самое явление бесспорно заслуживает с вышеуказанной точки зрения полного внимания.

Таким образом, принимая во внимание все фазы, через которые протекает процесс кристаллизации и застывания магмы, прежде чем она превратится в изверженную породу, можно с генетической точки зрения сгруппировать все минералы изверженных пород следующим образом:

- минералы магматические,
- минералы экзогенные,
- минералы постмагматические.

Магматические, или первичные, обнимают минералы *тектические*, которые получаются путем непосредственной кристаллизации магмы и составляют главную массу первичных минералов изверженной породы, и минералы *реакционные*, или перитектические (коррозийные, синантетические).

Далее следуют минералы *дистектические* и *протопневматолитические*.

Экзогенные минералы, т. е. остатки от ассимилированных ксенолитов, могут быть или непосредственно реликтивными, т. е. нерезорбированными остатками, или *реакционными*, образовавшимися в результате взаимодействия ксенолита и магмы.

Постмагматические минералы могут быть тройкого происхождения: пневматолитические, гидротермальные новообразования и продукты видоизменения и выветривания (диафорические).

Излившиеся породы образовались в более простых условиях кристаллизации, и некоторые из перечисленных генетических типов, характерные для пород глубинных, в них отсутствуют.

Если основываться при классификации и параллелизации изверженных пород только на действительном их минералогическом составе, можно впасть в ошибку относительно некоторых излившихся пород, в которых, вследствие неполной кристаллизации, выделились не все минералы, которые могли бы при данном химическом составе магмы образоваться и которые на самом деле и образуются при застывании такой магмы в условиях интрузивной кристаллизации. Такие минералы, не выделившиеся, но которые, как показывают химический состав и соответствующие глубинные породы, могли бы выделиться, целесообразно называть вместе с Лакруа *потенциальными* минералами. Такими потенциальными минералами являются, например, полевой шпат в лимбургите, кварц в дацитах и липаритах, в которых он не выделился, и т. п.

Потенциальные минералы можно выявить путем расплавления и кристаллизации данной горной породы. Таким путем, например, Лакруа обнаружил плагиоклаз в так называемых ариежитах, состоящих из пироксенов и оливина, но по химическому составу дававших основание ожидать в них плагиоклаз (24).

Минералогический состав метаморфических пород

Согласно нашим современным представлениям, минералогический состав метаморфических пород является результатом перекристаллизации в твердом состоянии, быть может, при участии небольшого количества растворяющих жидкостей. Условия равновесия здесь совершенно иные, чем при пирогенетическом происхождении из магмы. Не термические условия, а давление, и в частности дифференциальное давление, является здесь регулятором, и потому наибольшей устойчивостью пользуются здесь не те минералы, которые образуются с выделением тепла, а те, образование которых сопровождается сокращением объема по сравнению с тем материалом, из которого они получаются (так называемый закон объемов; см. главу о метаморфических породах). В метаморфических породах возможны поэтому совершенно другие комбинации, чем те, которые

характеризуют породы изверженные; таковы, например, кальцит и кварц, мусковит и амфибол и некоторые другие. В состав метаморфических пород входят как такие минералы, которые являются первичными или вторичными составными частями изверженных пород, каковы кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, кальцит, сульфиды, хлориты, серпентин, эпидот, так и такие, которые в изверженных породах не встречаются, как-то: андалузит, кианит, силлиманит, парагонит, хрупкие слюды (оттрелит, ксантофиллит, хлоритоид), волокнистые роговые обманки, глаукофан, гастальдит, ставролит, красный железняк и некоторые другие, принадлежащие к той группе, которая выше была названа *бластофильной*. Иначе сказать, эти минералы *бластофилы* и вместе с тем *тектофобы*.

С другой стороны, в составе метаморфических пород мы не встречаем таких минералов, как санидин, лейцит, нефелин, мелилит, группа содалита и титанистый авгит. Следовательно эти минералы *тектофилы* и вместе с тем *бластофобы*.¹

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ГОРНЫХ ПОРОД

(Строение, или собственно структура, и сложение, или текстура)

Под структурой горной породы в широком смысле слова понимается совокупность ее признаков, определяемых морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственными взаимоотношениями. При этом те особенности, которые отражают пространственные взаимоотношения составных частей и определяют собой общий внешний облик горной породы, ясно выступающий макроскопически, можно называть сложением, или текстурой, сохраняя название строения, или структуры в тесном смысле слова (иначе — микроструктуры), за теми особенностями, которые выступают лишь при микроскопическом исследовании, как-то: морфологические признаки отдельных составных частей и характер сочетания этих составных частей.

Такое понимание терминов «структура» и «текстура» соответствует терминологии, установленной в немецкой петрографии. Англичане и американцы употребляют эти термины в диаметрально противоположном смысле; для них текстура — это наша микроструктура, а наша структура обнимает у них такие внешние признаки, как внешний структурный облик, отдельность, пористость, слоистость, сланцеватость и т. п. В русской петрографической литературе встречается и то и другое употребление этих терминов.

Сложение горной породы может быть *явнокристаллическое*, с подразделениями на крупнокристаллическое и мелкокристаллическое, и плотное, или *афанитовое*. С другой стороны, можно различать кристаллически-зернистое строение *равномернозернистое* (равнозернистое) и *порфиоровидное*. Далее, массивнокристаллическому сложению или *однородно-кристаллическому* («richtungsloskörnig» немецких авторов) можно противопоставить разные случаи ориенти-

¹ Некоторые авторы, правда, описывают нефелиновые кристаллические сланцы (например Лакруа); можно, однако, думать, что это не метаморфические породы, а нефелиновые сиениты с полосатой или гнейсовидной структурой.

рованных структур, т. е. неравномерности или определенной ориентировки составных частей, как-то: слоистое и *полосатое* — это плоскопараллельное сложение, *шаровое, сферолитовое, оолитовое* — это центрированное сложение, наконец *пегматитовое*, т. е. закономерные прорастания двух составных частей.

Структуры изверженных пород, с точки зрения степени кристалличности, распадаются на полнокристаллическую, полукристаллическую и стекловатую; с другой стороны, эти структуры можно сгруппировать так: *кристаллически-зернистая, порфириовидная*, подразделяющаяся на *гранитопорфировую, порфировую* и *витрофировую, и стекловатая*.

Структура горной породы может быть или непосредственным результатом процесса ее кристаллизации или следствием процессов позднейшей ее метаморфизации; в первом случае структура породы отражает на себе особенности условий ее генезиса, во втором — особенности ее метаморфизма. Исходя из этого соображения можно разбить все структуры с генетической точки зрения на *первичные, или синсоматические* (иначе *кристаллизационные*), структуры и *вторичные, или метасоматические* (иначе *метакристаллические*). Первичные в свою очередь распадаются в зависимости от того, являются ли они следствием кристаллизации магм или водного раствора, на *тектические, или магматические, и гидрокристаллические*. Вторичная структура может быть результатом одного из следующих процессов: частичного переплавления, перекристаллизации в твердом состоянии, динамометаморфных изменений или гидрокхимических превращений; вторичные структуры соответственно распадаются на *диатектические, обязанные своим происхождением частичному переплавлению, катабластические, вызванные перекристаллизацией в твердом состоянии, катакластические, обусловленные внешними механическими воздействиями, и каталитические, связанные с гидрокхимическими процессами перекристаллизации и группировки новообразований*.

Применительно к указанному здесь подразделению структур кристаллические породы могут быть сгруппированы так:

I. Породы магматического происхождения

1. Протокристаллические
2. Паракристаллические (перекристаллизованные в твердом состоянии)¹
3. Апокристаллические (расстеклованные)

II. Породы водного происхождения

1. Протокристаллические
2. Паракристаллические (перекристаллизованные в твердом состоянии)
3. Метакристаллические (перекристаллизованные гидрокхимическим путем)

Для правильной оценки условий образования горной породы и ее метасоматических изменений под влиянием того или иного процесса метаморфизации надо также тщательно разграничивать *вто-*

¹ Вообще говоря, частица *пара* применяется для обозначения пород, перекристаллизованных в твердом состоянии, *мета* — перекристаллизованных гидрокхимическим путем, *апо* — расстеклованных.

ричные структурные признаки от *первичных*, как мы привыкли делать это относительно минералогического состава. Это тем более необходимо, что не всегда при беглом внешнем осмотре это удастся сделать, так как внешний облик и внешнее сложение породы с резко-метаморфическим прошлым может иногда в сильной степени походить на то сложение, которое мы привыкли связывать с представлением о *первичной* структуре. Так, например, порфиоровидное сложение может появиться в результате катакlastических или каталитических процессов, и в этом случае оно, конечно, будет вторичным, т. е. «псевдопорфиоровым»; равномернозернистое сложение может быть *первичным* магматическим, вторичным метаморфическим, наконец *первичным* гидрохимического происхождения.

С точки зрения генезиса можно привести структуры к трем типам: 1) *кристаллизационные*, возникшие непосредственно при кристаллизации минеральной массы из расплава или из раствора; 2) *вторичные*, или *метаструктуры*, возникающие как результат воздействия каких-либо внешних факторов (температуры, давления, растворов) на готовую кристаллизационную структуру; 3) *агломератные*, получающиеся в результате механического накопления осколков и обломков минералов и горных пород и цементирования их новообразованиями (гидрохимического или магматического происхождения).

Внешний структурный облик горной породы, т. е. ее макроструктура, как уже указано, называется ее сложением, или текстурой, в противоположность микроструктуре, которая и есть структура в тесном смысле слова, или строение. Напомним, что термины *структура* и *текстура* употребляются немецкими петрографами так, как и в этой книге, а английскими и американскими петрографами, как уже было указано выше, — в диаметрально противоположном смысле.

По сложению можно различать:

1. Породы *явнокристаллические* (*фанерокристаллические*) и *афанитовые*, плотные (микrokристаллические, полукристаллические и аморфные).

2. Породы массивно-кристаллические и слоисто-кристаллические, слоистые, обломочные, сферолитовые.

3. Породы равномернозернистые, порфиоровидные и шаровые.

4. Породы моносоматические, т. е. имеющие во всей массе одинаковое сложение, и *такситовые*, т. е. состоящие из участков различного сложения, например крупнозернистых и мелкозернистых, с случайными брекчиевидным (*атакситы*) или правильным послойным чередованием этих участков (*этакситы*).

Зависимость структуры магматических пород от условий охлаждения, следовательно связь ее с условиями залегания горной породы, уже давно была подмечена и дала французским петрографам повод отождествлять гранитовидную структуру с глубиной формой залегания, а порфиоровую, которую они называли трахитовидной, — с эффузивной формой застывания. Это сопоставление в общем верно, однако в основных лавах внутренние части более или менее мощных потоков или покровов могут иметь и полнокристаллическое сложение, как показывают долериты и диабазы; поэтому

полнокристаллическое сложение не всегда является символом кристаллизации на глубине.

Вообще говоря, структура магматической породы не зависит от химического состава магмы, а определяется лишь условиями застывания и кристаллизации. Породы различного химического состава могут иметь одинаковую структуру, между тем как одна и та же магма может принимать различную структуру, в зависимости от условий кристаллизации. Основные магмы, правда, обыкновенно кристаллизуются хорошо, между тем как кислые легко дают формы стекловатые или богатые стеклом. Кроме этого косвенного влияния химический состав сам по себе не влияет на структуру, т. е. при самом разнообразном химическом составе могут быть одинаковые структуры. Есть, однако же, случаи, когда структура определяется именно химическим составом: это структуры гранитпорфировая и пегматитовая, и та и другая определяемые эвтектической схемой кристаллизации (см. ниже).

Структура горной породы является функцией условий кристаллизации, а в пределах определенных условий — кристаллизационной способности отдельных ее составных частей. Поэтому породы совершенно различного состава могут обладать одинаковой структурой, и, наоборот, породы одинакового состава могут обладать различной структурой; например, базальтовая магма может дать полнокристаллический долерит, обыкновенный базальт, интерсертальный базальт и витробазальт. Еще со времени Джемса Холля и Фожа де-Сен-Фон известно, что в зависимости от скорости кристаллизации можно получать одну и ту же породу в разных структурных модификациях. В том, что действительно условия кристаллизации и прежде всего скорость охлаждения расплава играют первенствующую роль в выработке структуры горной породы, нас убеждают три ряда фактов: во-первых, наблюдение в природе, т. е. сравнение структуры глубинных пород и лав, мощных лавовых покровов и незначительных потоков; во-вторых, об этом говорят явления так называемого эндометаморфизма, т. е. охлаждающее влияние стенок на структуру породы интрузивного пласта или лакколита, когда можно определенно констатировать, что, по мере приближения к контакту, порода часто становится более мелкозернистой, иногда приобретает порфировую структуру (с микролитами) или даже делается стекловатой; наконец в этом же нас убеждают многочисленные лабораторные опыты.

Кроме скорости охлаждения имеют значение так называемые минерализаторы, т. е. летучие составные части магмы и некоторые примеси, и наконец кристаллизационная способность магмы. При прочих равных условиях кислые лавы кристаллизуются хуже основных и часто обнаруживают стремление или к стекловатому развитию, или к тем формам тонко- и скрытокристаллического строения, которые называются *фельзитом* и *литоидитом*.

Структурный облик горной породы определяется тремя моментами: 1) формой отдельных составных частей горной породы (минералов, обломков горных пород или органических остатков), 2) относительными размерами неделимых, 3) расположением составных частей в пространстве и относительно друг друга.

Кристаллически-зернистое сложение и строение

Кристаллически-зернистая структура (кристаллически-зернистое сложение) характерна для глубинных пород магматического происхождения — гранитов, сиенитов, диоритов, габбро, анортозитов и т. п. Но кристаллически-зернистая структура не приурочена исключительно к глубинным изверженным породам; она присуща также внутренним частям мощных лавовых излияний (долерит), некоторым подводным извержениям (диабазы), далее — химическим осадкам среди осадочных пород, как, например, каменная соль, гипс, затем перекристаллизованным осадочным породам, как, например, мрамор, наконец контактными роговикам и кристаллическим сланцам. Естественно задать себе вопрос: существуют ли какие-либо различия между первичной кристаллически-зернистой структурой изверженной породы или химического осадка, с одной стороны, и вторичной кристаллически-зернистой структурой метаморфических пород — контактных роговиков и кристаллических сланцев, в которых эта структура является результатом перекристаллизации в твердом состоянии, с другой? Такие различия на самом деле имеются и очень характерны. Во-первых, в изверженной породе кристаллические зерна каждого минерала равномерно распределены по всей породе, зерна разных минералов чередуются, вообще говоря, поодиночке, и поэтому структура и состав такой породы являются вполне однородными во всех частях, как можно убедиться на примере гранита. Такой тип кристаллически-зернистой структуры можно назвать *монокристаллическим*. В отличие от него, структура у метаморфических пород является *гломеробластической*, или кучной, т. е. зерна отдельных минералов располагаются кучками, и потому состав породы не является во всех местах однородным. В изверженных породах со значительным преобладанием какой-нибудь составной части может быть частичная гломеробластическая структура (например в лейкократовом габбро); Хауксом (25) описан случай гломеробластической структуры, или гломерозернистой (*glomero-granular*), как он ее называет, в граните; но это лишь исключительный случай. Другой признак перекристаллизации в твердом состоянии заключается в том, что, в отличие от плавных контуров отдельных кристаллических зерен в изверженных породах, здесь часто наблюдаются зазубренные контуры; такова структура мелкокристаллических контактных роговиков, такова во многих случаях структура мрамора. Наконец последнее и, быть может, наиболее существенное отличие метаморфической кристаллически-зернистой структуры от магматической для пород, состоящих из нескольких минералов, заключается в том, что при кристаллизации магмы наблюдается известная последовательность кристаллизации разных составных частей; начало кристаллизации у разных минералов не совпадает: сначала наступает кристаллизация одного минерала; несколько позднее, а иногда и по окончании кристаллизации первого, начинается выделение второго, затем третьего и т. д. При перекристаллизации в твердом состоянии этой последовательности кристаллизации не наблюдается, так как кристаллизация всех новообразований данного участка породы совершается одновременно. Последовательность выделения

минералов влечет за собой определенные особенности условий нарастания кристаллов и находит себе выражение в известных морфологических особенностях последовательно выделяющихся минералов. Само собою разумеется, что в наиболее благоприятных условиях для правильного развития будет находиться тот минерал, который начинает выделяться раньше других: к нему со всех сторон равномерно притекает питательное вещество, он не встречает нигде механических препятствий для своего развития; кристаллизуясь сообразно свойственной ему пространственной решетке, он будет выделяться в виде правильно образованных и, поскольку охлаждение идет достаточно медленно, более или менее крупных кристаллов. Следующий минерал, кристаллизация которого начинается тогда, когда первый минерал уже существует, находится в этом отношении в менее благоприятных условиях: там, где нарастающие кристаллы этого минерала сталкиваются с неделимыми выделившегося раньше минерала, они испытывают препятствие для правильного ограничения, недоразвиваются, получают случайные очертания, подобно тому как кристаллы, образующиеся в жеодах или в жилах, хорошо развиваются свободно торчащими в полость концами и недоразвиты в тех частях, где они сидят на стенках полости. Наконец тот минерал, который выделяется последним, лишен возможности правильно нарастать сообразно симметрии направлений роста в нем, а принужден пользоваться случайными очертаниями промежутков, оставшихся между выделившимися раньше минералами.

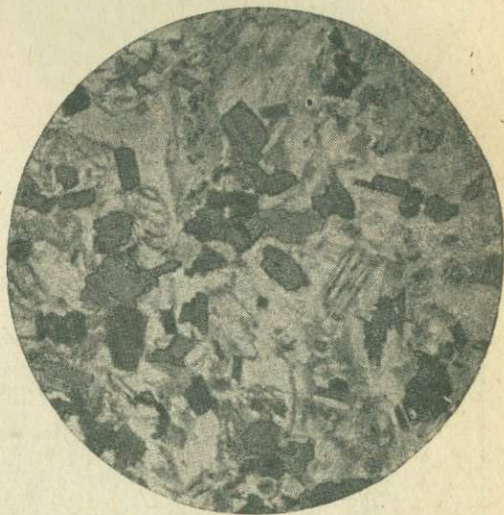


Рис. 33. Гранитовая (гипидиоморфная) структура.

В результате и получается та обычная кристаллически-зернистая структура глубинных пород, которая известна под названием *гранитовидной* и *гипидиоморфно-зернистой* (рис. 33), или же так называемая *офитовая*, иначе *долеритовая* структура (рис. 34), которая характеризуется более ранним выделением полевого шпата, являющегося поэтому в виде идиоморфных призматических кристаллов.

Офитовая структура, вообще говоря, характерна для интрузивных пластов или мощных лавовых излияний; но она встречается иногда и в тонких (3—4 м) лавовых потоках.

Типичная офитовая структура говорит о том, что кристаллизация плагноклаза предшествовала кристаллизации пироксена; о том же говорит и так называемая *пойкилофитовая* структура (рис. 35), когда идиоморфные кристаллы плагноклаза целиком заключены

в пироксене, а не только врастают в него, как в обыкновенной офитовой структуре. Имеются, однако, и такие случаи, когда эти вклю-

ченные в пироксен кристаллы плагиоклаза закономерно ориентированы; эта *пегматофитовая* структура говорит об одновременной кристаллизации пироксена и плагиоклаза.

Эти соотношения морфологически выражаются в том, что принято называть, согласно Розенбушу, *идиоморфизмом* и *аллотриоморфизмом*, по Рорбаху — *автоморфизмом* и *ксеноморфизмом*. Идиоморфными (или автоморфными) называются кристаллы, имеющие собственные кристаллографические очертания, т. е. то кристалло-

графическое ограничение, которое им свойственно в силу их принадлежности к тому или иному классу сингонии (рис. 36—38). Алло-



Рис. 34. Офитовая структура в габбро.



Рис. 35. Пойкилофитовая структура в сибирском траппе.

триморфными (ксеноморфными) являются те кристаллы, очертания которых определялись внешними препятствиями при встрече нарастающего кристалла с раньше его кристаллизовавшимися неделимыми другого или других минералов. Сравнительно более



Рис. 36. Идиоморфный кристалл оливина.

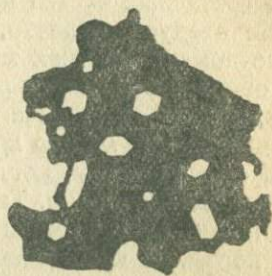


Рис. 37. Идиоморфные кристаллы апатита в магнетите.

редкими являются случаи полного идиоморфизма (панидиоморфное развитие) и полного аллотриоморфизма (паналлотриоморфное развитие); чаще приходится иметь дело с частичным или относительным идиоморфизмом или аллотриоморфизмом, и такие случаи представляют особое значение для решения вопроса о последовательности кристаллизации, так как минерал, который является идиоморфным относительно другого, кристаллизовался раньше этого последнего, и наоборот. Так, например, если в породе, состоящей из роговой обманки, ортоклаза и кварца, раньше других составных частей начала кристаллизоваться роговая обманка, а кристаллизация ортоклаза следовала за роговой обманкой, но предшествовала кристаллизации кварца, то роговая обманка будет идиоморфна как относительно ортоклаза, так и относительно кварца, ортоклаз будет аллотриоморфен по отношению к роговой обманке, но идиоморфен относительно кварца, а этот последний будет аллотриоморфен по отношению к двум другим минералам. Принимая во внимание эти отношения, можно следовательно в горной породе вышеуказанного строения и состава по относительному



Рис. 38. Зональные идиоморфные плагиоклазы. Дацит Фидар-Хоха. Центральный Кавказ

идiomорфизму и аллотриоморфизму роговой обманки, ортоклаза и кварца установить последовательность кристаллизации этих трех минералов в данной горной породе.

Указанные здесь соотношения идиоморфизма и аллотриоморфизма, само собой разумеется, отсутствуют как у мономинеральных пород, так и у тех полиминеральных, которые получились путем перекристаллизации в твердом состоянии, когда кристаллизация всех составных частей шла одновременно.

Не следует, конечно, представлять себе, что кристаллизация вышеупомянутых трех минералов резко разграничена, что вся роговая обманка выделится раньше, чем начнет кристаллизоваться ортоклаз, и т. д. Здесь речь идет лишь о той последовательности, которая определяет *начало кристаллизации* каждого минерала; на самом деле есть моменты, когда два или даже три минерала кристаллизуются одновременно. Так, например, магнитный железняк начинает кристаллизоваться раньше других составных частей основных горных пород, но кристаллизация его, определяемая условиями растворимости, может продолжаться долго, совпадая отчасти с кристаллизацией других составных частей, иногда до самого конца процесса застывания.

Частичный идиоморфизм некоторых составных частей в гранитовидных структурах и в основной массе гранитопорфировых пород объясняется еще и тем, что вследствие сокращения объема при кристаллизации образуются пустоты (потенциальные), в которые врастают своими свободными концами некоторые минералы, в частности кварц; Розенбуш назвал эти пустоты и самую структуру таких пород *миаролитовыми*.

Нормальная гранитовая структура является гипидиоморфной (частично идиоморфной), т. е. в ней наблюдается частичный идиоморфизм отдельных составных частей. Тот тип структуры, когда полевой шпат является идиоморфным призматическим, а пироксен — аллотриоморфным, называется *офитовой*, или *долеритовой*, структурой, если же обе составные части имеют призматическое идиоморфное развитие, получается структура *призматически-зернистая*, или *панидиоморфная*. Наоборот, паналлотриоморфной, т. е. нацело аллотриоморфной, структура называется в тех случаях, когда составные части аллотриоморфны, например в контактных роговиках.

Многие минералы изверженных пород, являющиеся изоморфными смесями, в особенности плагиоклазы и авгиты, обладают *зональным* строением в зависимости от изменения состава выделяющихся кристаллов по мере их нарастания. В ядре и внутренних слоях таких кристаллов больше того компонента, который повышает точку плавления расплава, например в плагиоклазах ядро и внутренние слои богаче аортитовой частицей, содержание которой по мере движения к наружным слоям падает (рис. 38). Резкая зональность изоморфизма наблюдается также и у авгитовых кристаллов в некоторых лавах. Зональное строение характерно, однако, не только для изоморфных кристаллов, но и для простых соединений, у которых нарастание идет скачками и с перерывами. В этом отношении особенно интересны зональные вкрапленники кварца, например, по Лемлейну, в липаритах Белого Ключа на Кавказе.

Независимо от тех двух типов кристаллически-зернистых структур, которые охарактеризованы терминами монадобластической и гломеробластической, различие кристаллически-зернистых сложений обуславливается крупностью зерна и относительным расположением составных частей в пространстве. Для разграничения мелкозернистых, среднезернистых и крупнозернистых структур пока не установлено общепризнанного мерила; можно было бы остановиться на следующем: называть крупнозернистыми те, в которых размеры зерен приблизительно не меньше 10 мм, а мелкозернистыми — если размеры зерен не превышают приблизительно 3—4 мм. Если стремиться к более дробному подразделению, то можно установить приблизительно такие пределы: до 2 мм — тонкозернистое сложение, от 2 до 3 мм — мелкозернистое, от 3 до 5 мм — среднезернистое, от 5 до 10 мм — грубозернистое, выше 10 мм — крупнозернистое.

Существует несколько попыток внести определенность и количественные нормы в определение зернистости кристаллических пород. Эти попытки делались как с чисто петрографической точки зрения, так и с точки зрения технической оценки каменных строительных материалов (Иддингс, Гренг и др.). Тейшер (26) недавно предложил метод, основанный на измерении при помощи особых шаблонов некоторой площади шлифа, отброшенной проекционным аппаратом на экран и сфотографированной. Он дает пределы для размеров зерен и количество зерен на площади в 1 см² и устанавливает следующие группы:

Средние размеры зерен (в мм)	Число зерен на см ²	Название структуры
> 33	1... 10	Крупнозернистая
~ 1	10... 100	Среднезернистая
~ 0,33	100... 1 000	Мелкозернистая
~ 0,1	1 000... 10 000	Тонкозернистая
< 0,1	> 10 000	Плотная

При этом следует, однако, помнить, что существуют все переходы от такой мелкости зерна, которая граничит с афанитовым сложением, до сравнительно гигантских (величиной с кулак или даже детскую голову) размеров отдельных зерен — так называемая *гиганто-плазматическая* структура, характерная для некоторых пегматитов и мономинеральных магматических пород, каковы, например, лабрадориты и пироксениты.

С точки зрения относительного расположения составных частей кристаллически-зернистой породы в пространстве можно установить четыре различных типа. Первый — наиболее широко распространенный — это тип *однородного* (гомогенного) сложения, в котором структура во всех местах и во всех направлениях одинакова; это то, что немцы называют «*richtungsloskörnig*». Второй тип характеризуется периодической правильностью расположения составных частей вокруг определенных центров — *шаровая* структура. Третий тип обусловлен правильным расположением всех или некоторых со-

ставных частей параллельно некоторому определенному направлению, например плоскости напластования — *плоскопараллельные* структуры, или параллельно некоторой линии — *линейнопараллельные*.

Морфологическим признаком этих параллельных текстур (по-немецки *Parallelgefüge*) является следовательно расположение того или иного структурного элемента в горной породе параллельно некоторой плоскости или линии, например вкрапленников полевого шпата — своими широкими гранями, кристаллов кварца — своей вертикальной осью, правильное расположение шпиров и ксенолитов. Этот морфологически единый тип представляет, однако, в генетическом отношении два различных случая: 1) эта текстура произошла вследствие движений в жидком состоянии, т. е. она является флюидалной структурой; 2) она получилась при кристаллизации под односторонним давлением или вследствие движений в твердом состоянии и деформаций. Второй случай и есть то, что Клоос называет *Streckung*, т. е. растяжением, между тем как все случаи первого типа называются по-немецки *Fliesserscheinungen*, *Fluktuationerscheinungen*, *Fliessgefüge*.

Последний тип составляют разные случаи правильного прорастания одних составных частей другими — *пегматитовые* структуры, например так называемый письменный гранит; пегматитовая структура рассматривается некоторыми авторами, по примеру Тиля, как структура эвтектическая.

Последние три типа составляют группу так называемых *ориентированных* структур: составные части в них закономерно ориентированы относительно некоторой плоскости, линии (направления) или центра.

Иногда в массивной изверженной породе наблюдается неправильное, как бы брекчиевидное, чередование случайными участками, но на самом деле первичное сложение из крупнозернистой и мелкозернистой разности той же породы, например в сиенито-диорите с Денежкина Камня, в горнблендите Синих гор на Урале. Такое сложение можно назвать *такситовым*, в частности *атакситовым*, а самую горную породу — структурным *такситом*.

В кристаллически-зернистых структурах крупность зерна варьирует в широких размерах. Принято считать, что крупность зерна зависит от скорости охлаждения. Если в общем это представление и верно, то все-таки нельзя связывать крупнозернистое сложение исключительно с медленностью охлаждения; чем глубже залегает кристаллизующаяся магма, тем медленнее идет ее охлаждение; следовательно в общем глубина залегания является как бы мерилем медленности охлаждения, и можно сказать, что, вообще говоря, глубоко залегающие магмы находятся в более благоприятных условиях для крупнозернистого сложения, чем залегающие ближе к поверхности. Вместе с тем в этом процессе играют аналогичную роль и размеры кристаллизующейся на некоторой глубине магматической массы, так как очевидно, что при прочих равных условиях более крупный магматический бассейн будет охлаждаться медленнее, чем менее значительный; следовательно и структура в более крупном интрузивном теле будет более крупнозернистой, чем в мас-

сиве незначительных размеров. Однако есть факты, говорящие за то, что в процессе формирования крупнозернистого сложения играет роль не только — а в некоторых случаях, быть может, и не столько — глубина залегания, но что здесь имеют известное значение и другие факторы. Каковы эти факторы, это вопрос еще открытый: быть может, газообразным составным частям магмы следует в этом процессе приписать роль особых катализаторов; не лишено вероятия предположение, что иногда известную роль играло давление, наконец можно думать и о явлениях переохлаждения; так, например, Лагорни определенно говорил, что гранитная структура получается не в результате медленной кристаллизации, а вследствие быстрой кристаллизации сильно переохлажденной массы.

В наружных краевых частях интрузивных массивов и в зальбандах жил нередко бодее мелкозернистое сложение, чем в главной массе таких интрузивных тел. Лэн (Lane) сделал попытку привести крупность зерна в математическую зависимость от расстояния от охлаждающей стенки, принимая во внимание теплопроводность, и от размеров интрузивного тела.

Чтобы подойти к решению вопроса об условиях, благоприятствующих развитию крупнозернистого сложения, следует оставить путь спекулятивных рассуждений и обратиться к экспериментальным работам, с одной стороны, и к геологическим наблюдениям — с другой. Лабораторные опыты и металлургические шлаки достаточно красноречиво говорят о роли скорости охлаждения. А вот несколько примеров и из области геологических наблюдений. В Йеллоустонском парке в горах Галлатин мелкозернистые порфиновые интрузивные лакколиты и интрузивные пласты залегают под толщей палеозойских слоев мощностью в 3500 м, а крупнозернистые диориты и граниты Electric Peak залегают на 2500 м выше; в ядре вулкана Grandall в Уайоминге залегают габбро и диориты. Гранит Hårtekollen в Норвегии, по Брёггеру, застыл на глубине менее 1300 м от поверхности. Зюсс указывает на полнокристаллическое сложение нефелинового сиенита (кениита) внутри пеплового покрова размытого вулкана Кения в Восточной Африке. Рейер говорит, что основная магма приобретает полнокристаллическое сложение уже на глубине нескольких сот метров, кислая же — лишь около 2000 м.

Порфиroidное сложение и строение

Порфиroidной (порфиroidной) называется структура, которая присуща изверженной породе, известной еще в древности под названием порфира. Характерным признаком этой структуры является то обстоятельство, что она получается из сочетания двух структурных элементов: более или менее крупных и правильно ограниченных кристаллов, носящих название *вкрапленников*, или порфиroidных вкрапленников (у иностранных авторов *фенокристаллов* или *фенокристов*), и общей массы породы, в которую они погружены и которая носит название *основной массы*. Всякая порода, у которой имеются эти два структурных элемента, независимо от размеров и количества вкрапленников и независимо от их происхождения, по-

сит название порфировидной. Поэтому порфировидной может быть структура изверженной породы, в которой она является результа-



Рис. 39. Гранитопорфировое сложение (гранитовый-порфир Юстилы в Финляндии).

том условий ее кристаллизации, т. е. структурой первичной; порфировидной структурой обладают и метаморфические породы, в которых эта структура полу-



Рис. 40. Гранитопорфировая структура под микроскопом.

чилась в результате метаморфических процессов и является уже структурой вторичной, которую иногда поэтому называют ложнопорфировой. Порфировидным обликом обладают и некоторые осадочные породы, например хотя бы глины с вкрапленными в них кристаллами каменной соли и др.

Особенный петрогенетический интерес представляет порфировидное сложение изверженных пород, обнимающее два, с точки зрения генезиса, принципиально различных типа, которые мы будем называть *гранитопорфировым* и *порфировым*. То

обстоятельство, что эти два типа не разграничивали в должной мере, явилось причиной споров в петрографической литературе, одно время довольно оживленных, о месте и времени образования

порфиroidных вкрапленников; по мнению одних, вкрапленники образуются в интрателлурическую фазу кристаллизации, по мнению других — на месте застывания магмы. В сущности правы и те и другие, так как первый случай относится к порфиroidным структурам эффузивных пород, а второй — к гранитопорфиroidной структуре интрузивных пород.

Розенбуш (27) в своем определении порфиroidной структуры представляет как характерный признак, отличающий ее от кристаллически-зернистой, присутствие двух поколений минералов, между тем как в зернистой структуре имеется только одно. Такое определение требует, однако, некоторых поправок. Во-первых, при сопоставлении вкрапленников с минералами основной массы можно констатировать, что существуют два типа вкрапленников: один тип, который можно назвать *монофилетическим* (т. е. с одним поколением минералов) — это тот случай, когда минералы вкрапленников не повторяются в основной массе: в кислых породах это вкрапленники роговой обманки и биотита, в основных — оливина. Второй тип с *бифилетическими*, или *повторными*, вкрапленниками — это тот случай, когда один и тот же минерал встречается в данной породе в двух поколениях: и в виде вкрапленников и в виде составной части основной массы; сюда относятся кварц и полевошпат — в более кислых породах, полевошпат и пироксены — в более основных. Однако и этот случай требует некоторого ограничения, так как, например, полевые шпаты только в гранитопорфиroidной породе на самом деле повторяются в виде одного и того же плагиоклаза во вкрапленниках и в основной массе; в эффузивных же порфиroidных породах полевошпатовые вкрапленники обыкновенно принадлежат иному плагиоклазу, чем микролиты основной массы (так, например, в андезитодацитовой серии вкрапленники всегда основнее микролитов). Вкрапленники в лавах часто оплавлены, как говорят, корродированы (например, кварц в кислых лавах, оливин в базальтах); в других случаях они сохранили полностью свой идиоморфизм (например, полевые шпаты, авгиты и др.). Далее, нам хорошо известны типы афанитовых, литоидитовых, спилитовых и т. п. эффузивных пород, в которых имеется только основная масса, а вкрапленники отсутствуют, следовательно только одно поколение минералов; этот так называемый *афировый* порфиroidный породы: сюда относится тип спилитов, а также все афанитовые и литоидитовые породы, лишенные вкрапленников. Наконец, когда мы имеем перед собой витрофиroidную породу со стекловатой основной массой, но богатую вкрапленниками, о двух поколениях тоже не приходится говорить. Поэтому мы откажемся от распространения розенбушевской характеристики на все порфиroidные породы и сохраним ее лишь за некоторыми порфиroidными породами и за гранитопорфиroidными породами; в этих последних действительно наблюдается и должно наблюдаться тождество вкрапленников и соответствующих минералов основной массы, т. е. одна из составных частей является в двух поколениях; в порфиroidных же породах часто имеются два поколения минералов, свидетельствующие о кристаллизации в два приема, но в каждом из этих поколений минералы обыкновенно различны. Внешний облик порфиroidной породы и микроскопическая картина ее в шлифе опре-

деляются при прочих равных условиях количественными соотношениями между основной массой и вкрапленниками (рис. 39—42).¹

Если разграничивать порфировую и гранитопорфировую структуры, утрачивает свое значение и спор о том, где образуются вкрапленники: там ли, где происходит окончательное застывание магмы, или раньше. Для эффузивных пород давно было установлено Спалланцани, что порфировидные вкрапленники существуют уже в лаве при ее извержении, что следовательно они образуются в интрателлурическую фазу кристаллизации, до извержения лавы. Этот вывод основывается на непосредственном наблюдении лав, далее на том факте, что при внезапном застывании лавы с образованием стекловатой основной массы все же вкрапленники в ней имеются, накопец на том, что в стекловатых кусочках вулканического пепла имеются обломки порфировидных вкрапленников и т. п. Наблюдения Спалланцани были подтверждены Лакруа для последнего извержения Лысой горы на Мартинике и другими авторами. Особенно интересным подтверждением этого наблюдения представляется наблюдение Perret и Shepard в 1911 г. на лавовом фонтане Old Faithful на Килауэа: захватив железной палкой комок лавы из этого фонтана, они констатировали, что, несмотря на быстрое застывание этого комка в стекло, в нем имелись порфировидные вкрапленники, очевидно интрателлурического происхождения. Это легко проверить на любом действующем вулкане, и было проверено мною на Везувии.

С другой стороны, многие авторы приводят ряд фактов, говорящих за то, что в интрузивных породах вкрапленники образуются на месте застывания породы (Циркель, Пёрсон). Другими словами, в эффузивной породе порфировидная структура определяется наличием двух фаз кристаллизации, как это было определено формулировано Розенбушем и Мишель-Леви, между тем как в интрузивной породе кристаллизация совершается от начала до конца в одних и тех же условиях, т. е. здесь нет двух фаз кристаллизации, а только определенная последовательность кристаллизации. Мишель-Леви и в кристаллически-зернистой структуре интрузивных пород видит следы двух фаз кристаллизации, принимая ошибочно последовательность кристаллизации за появление двух фаз кристаллизации. (См. мою полемику с Мишель-Леви и Фуке) (28).

Это отличие гранитопорфировой структуры от порфировой структуры эффузивных пород становится вполне понятным, если подойти к гранитопорфировой структуре с точки зрения эвтектики.

Гранитопорфировая структура хорошо объясняется при свете тех данных, которые в этом отношении дает металлография. На

¹ Для сокращения описаний можно было бы согласиться пользоваться следующей терминологией: *эвпорфировый* — порфировая структура с порфировидными вкрапленниками; *афировый* — без вкрапленников; *микрофировый* — с микроскопическими вкрапленниками; *олигофировый* — для породы, бедной вкрапленниками; *спорадофировый* — когда имеются лишь единичные вкрапленники; *плезифировый* — богатый вкрапленниками; *монофировый* — если вкрапленники принадлежат одному минералу; *полифировый* — если нескольким; небесполезны могут быть и такие термины, как *альбитофировый*, *авгитофировый*, *амфилофировый* и т. п.

сплавах металлов имеются многочисленные примеры великолепной порфиroidной структуры, в которой крупные идиоморфные порфиroidные вкрапленники резко выделяются на фоне мелкозернистой



Рис. 41. Порфиroidное сложение. Лабрадоровый порфирит с неполнокристаллической основной массой.

эвтектической основной массы. О двух фазах кристаллизации с значительным интервалом времени здесь, очевидно, не может быть



Рис. 42. Порфиroidное сложение (дацит с Казбекского Сырха).



Рис. 43. Эвтектическая структура в сплаве 68,9% серебра и 31,1% магния.

Фото С. Ф. Жемчужного.

речи: весь сплав застывает почти мгновенно или во всяком случае очень быстро на наших глазах, от начала до конца в одних и тех же условиях. Вкрапленниками являются здесь кристаллы избыточ-

ного против эвтектики компонента; они образуются вследствие стремления случайной смеси дать эвтектику путем первоначального выделения избыточного компонента в виде вкрапленников (рис. 43 и 44).

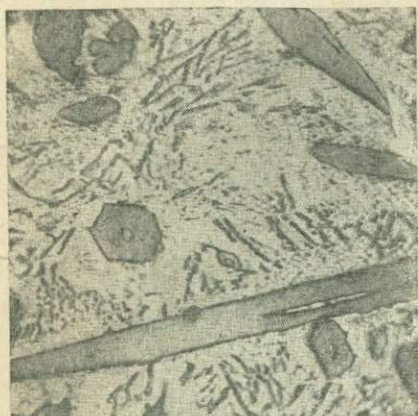


Рис. 44. Эвтектофировая структура в сплаве 93,2% цинка и 6,8% сурьмы.

Фото С. Ф. Жемчужного.

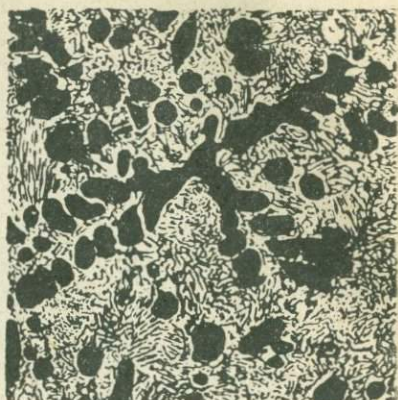


Рис. 45. Эвтектофировое строение в сплаве солей: 35% K_2CrO_4 и 65% $AgCl$.

Фото С. Ф. Жемчужного.

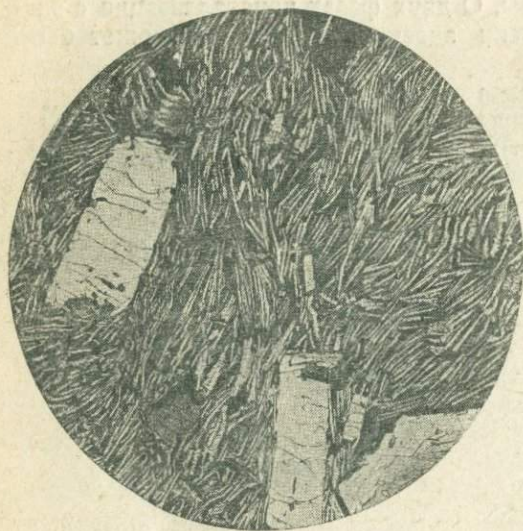


Рис. 46. Трахитовая структура.

Такой же результат был получен Жемчужным и мною на сплавах солей (рис. 45) (29), Ефремовым — на органических соединениях.

Гранитопорфировая структура следовательно является эвтектофировой и объясняется не условиями кристаллизации, а особенностями химического состава кристаллизующей магмы.

Другое объяснение полнокристаллически-порфировой структуры было дано Майерсом на основании опытов, произведенных им совместно с сотрудницей Айсак. В водных растворах солей, говорит

этот автор, в процессе их охлаждения наблюдаются два состояния: метастабильное и лабильное; в первом из них выделяются вкрапленники, или, как англичане их называют, фенокристаллы, во втором — мелкозернистая основная масса. Майерс работал с водным раство-

ром NaNO_3 , насыщенным при 26° (48%); метастабильное состояние соответствует температурному интервалу $26-16^\circ$, а лабильное, при котором происходит самопроизвольная быстрая кристаллизация, лежит ниже 16° . Опыты Майерса (30), бесспорно очень интересные, неприменимы к магме, так как они относятся к раствору одной соли и притом в растворителе, который сам при условиях опыта не кристаллизуется.

Переходя к порфиrowой структуре, следует отметить, что ее отличительными признаками являются, с одной стороны, микролиты (т. е. микроскопические мелкопризматические или игольчатые кристаллы), с другой — аморфный кристаллизационный остаток, носящий название базиса или мезостазиса; если в основной массе присутствуют микролиты или если в ней имеется стекло, породу надо отнести к порфиrowой, независимо от того, имеются ли в ней два поколения минералов или одно. Породы порфиrowой структуры со стеклом и даже чисто стекловатые породы (как, например, сордавалит) встречаются и в виде мелких жил. Но в типично глубинных породах, образующих лакколиты и другие интрузивные тела, отсутствуют и стекло и микролиты. Основная масса может состоять целиком из микролитов, как например трахитовая структура или микролитовая, т. е. быть полнокристаллической, но она все-таки не будет гранитопорфиrowой, а порфиrowой, т. е. характерной для эффузивных пород. Поэтому термин «полнокристаллически-порфиrowый» является неопределенным и не может заменить термина «гранитопорфиrowый». Микролитовая форма кристаллизации, как показывают не только основная масса лав,

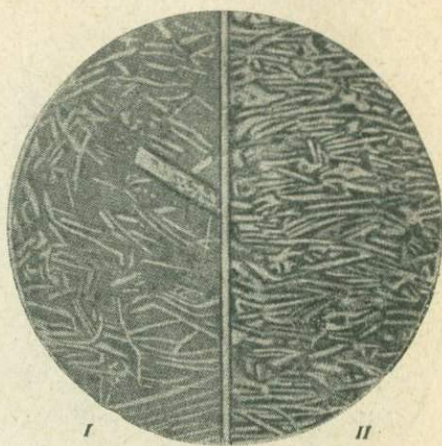


Рис. 47. I—гиалопилитовая структура; II—витрофиrowая структура (Олонецкие-авгитовые порфириты).

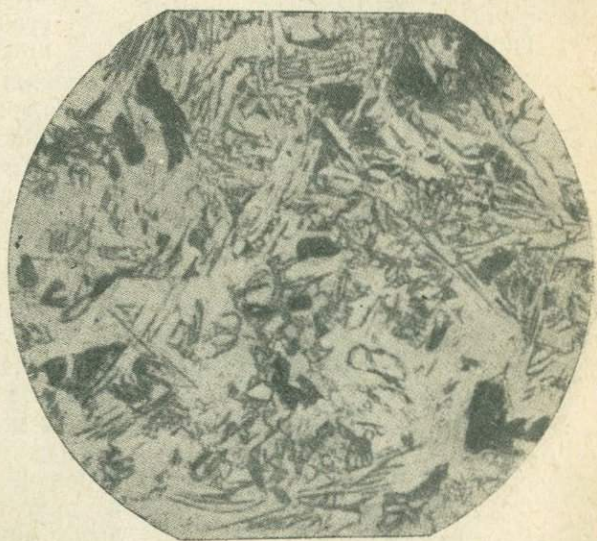


Рис. 48. Интерсертальная структура в базальте.

структура или микролитовая, т. е. быть полнокристаллической, но она все-таки не будет гранитопорфиrowой, а порфиrowой, т. е. характерной для эффузивных пород. Поэтому термин «полнокристаллически-порфиrowый» является неопределенным и не может заменить термина «гранитопорфиrowый». Микролитовая форма кристаллизации, как показывают не только основная масса лав,

но и многочисленные лабораторные опыты, является характерной для быстрой кристаллизации, независимо от того, кристаллизуется ли данное вещество целиком или с более или менее значительным кристаллизационным остатком.

Порфиroidные вкрапленники в эффузивных породах, образовавшиеся в интрателлурическую фазу кристаллизации, т. е. до извержения магмы на поверхность, часто впоследствии подвергаются частичному разъеданию магмой, частично растворяются. Таковы, например, кристаллы оливина, часто сильно корродированные, т. е. разъеденные основной массой лавы, вкрапленники полевых шпатов с многочисленными втеками остаточной части магмы, застывшей в виде стекла и придающей им сетчатый вид (так называемые гранулированные полевые шпаты, оплавленные вкрапленники кварца и т. д.).

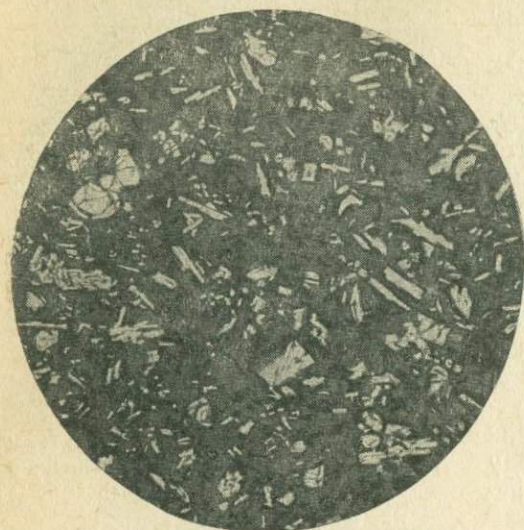


Рис. 49. Витрофирная структура.

Количественные взаимоотношения между основной массой и вкрапленниками определяют внешний облик порфировой породы. Но все многообразие порфировых структур обнаруживается лишь под микроскопом, который вскрывает разнообразие структуры основной массы порфировых пород и в свое время открыл здесь новый мир для петрографа.

Различные количественные отношения между микролитами и другими кристаллическими выделениями в основной массе, с одной стороны, и стеклом — с другой определяют собою различные разновидности порфировой микроструктуры. Так, если основная масса состоит почти целиком из микролитов, между которыми имеются лишь тонкие стекловатые пленки, которые могут и отсутствовать, то такая структура называется *трахитовой* (рис. 46); она характерна для трахитов и для одной группы фоноли-

Рис. 50. Структура переходная от витрофирной к интерсертальной. Жильный базальт с о. Паргаса (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу).

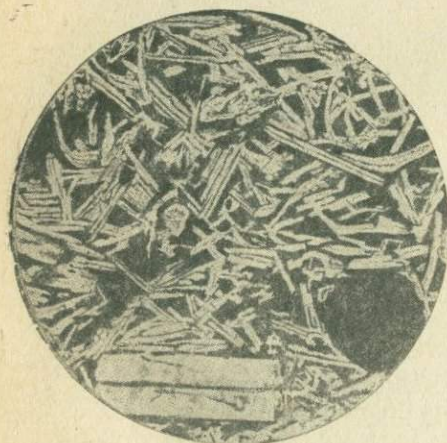


Рис. 50. Структура переходная от витрофирной к интерсертальной. Жильный базальт с о. Паргаса (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу).

если основная масса состоит почти целиком из микролитов, между которыми имеются лишь тонкие стекловатые пленки, которые могут и отсутствовать, то такая структура называется *трахитовой* (рис. 46); она характерна для трахитов и для одной группы фоноли-

тов. Когда основная масса целиком сложена из микролитов, получается структура *микролитовая*. Тот случай структуры, когда мелкие микролиты образуют как бы спутанный войлок иголочек, пропитанный стеклом, Розенбуш предложил называть *гиалопилитовым*, иначе *андезитовым* (рис. 47, II). Если стекло преобладает, структура называется *витрофировой* (рис. 47, I, и 49). Базальтовый тип отличается тем, что стекло выполняет отдельные мелкие неправильные участки между кристаллическими неделимыми; этот тип носит название *интерсертального* (рис. 48 и 50). Есть еще несколько других разновидностей порфировой структуры, о которых можно здесь не говорить; необходимо только упомянуть так называемую *флюидальную* (рис. 51 и 52), или *флюктуационную*, структуру. В этой структуре находят себе отражение мелкие конвекционные и иные токи в застывающей основной массе; следовательно в этом случае перед нами в застывшем виде имеются те мелкие флюктуации, которые выражаются в правильном расположении микролитов микропотоками или различно окрашенных участков (рис. 51 и 52). Эти микроскопические потоки при встрече с вкрапленниками обтекают их, этим еще раз подчеркивая факт существования вкрапленников в жидкой основной массе; если эта масса была очень вязкой, она иногда разбивала вкрапленники на два или несколько кусков и разъединила эти куски (рис. 79).



Рис. 51. Флюидальная структура в андезите с Эльбруса в долине Малки.
Фото К. Рива.



Рис. 52. Флюидальная структура в искусственном нефелиновом стекле (по А. С. Гинзбергу).

Аморфный кристаллизационный остаток часто представляется совершенно бесструктурным стеклом; иногда он обнаруживает какое-то строение — волокнистое, чешуйчатое и т. п., оставаясь при этом изотропным; Розенбуш называет его в этом случае *микрофельзитом*. Особый тип представляет *гиалоплазматическая* структура, ко

торая имеет сахаровидный облик, а под микроскопом обнаруживает зернистые участки стекла среди идиоморфных кристаллов полевого шпата и роговой обманки.

Интересную разновидность порфировых структур представляет тот случай (когда можно говорить о породах с *бифилетической* основной массой, т. е. с двумя поколениями микролитов): если после выделения полевошпатовых микролитов остаток не застывает в виде стекла, а также кристаллизуется, то образуется второе поколение микролитов, более мелких, чем нормальные микролиты основной массы. Это второе поколение игольчатых микролитов, обыкновенно принадлежащих также полевым шпатам, иногда пироксенам, обнаруживается лишь



Рис. 53. Кристаллиты.

при сильных увеличениях; их размеры определяются микронами, и потому их можно назвать *микролитами*. Такие случаи встречаются, например, в некоторых авгитовых порфиритах, андезито-базальтовых породах и др. Полевошпатовая составная часть основной массы всегда является в форме микролитов. Прежде, когда довольствовались для определения этих микролитов статистическим методом определения углов погасания, французские петрографы полагали, что в основной массе той или иной эффузивной породы могут присутствовать ми-

кролиты различных плагиоклазов. Однако, применяя более точный способ определения этих микролитов, а именно федоровский метод, можно убедиться в том, что обычно в каждой эффузивной породе имеются микролиты лишь одного определенного плагиоклаза, например в андезитах — андезина, в базальтах — лабрадора.

Розенбуш полагал, что характерным классификационным признаком для порфировых пород является полевой шпат вкрапленников. Если же принять во внимание, что порфировидные вкрапленники могут принадлежать разным плагиоклазам, иногда довольно различным по своему составу и обладающим зональным строением, то мы придем к заключению, что характерным элементом следует считать не вкрапленники, а микролиты основной массы и что именно ими следует руководствоваться при определении принадлежности эффузивной породы к тем или иным типам; например, только этим путем или при помощи химического анализа можно во многих случаях отличить андезит от безоливинового базальта, так называемого лабрадорита французских петрографов.

Когда вкрапленники полевых шпатов обладают зональной структурой, как это на самом деле часто наблюдается, внутренние зоны являются более основными, т. е. более богатыми анортитовой частицей, а по мере приближения к периферии мы наблюдаем постепенное увеличение содержания альбитовой частицы. Самая наружная зона имеет тот же состав, что и микролиты основной массы, как это и должно быть с точки зрения закономерностей, управляющих кристаллизацией сложных растворов изоморфных смесей.

Зачатки кристаллизации в стекловатом базисе основной массы порфировых пород, в стекле витрофировых пород, а также в искусственных стеклах представляют некоторое разнообразие, которое может быть приведено к следующим случаям: *гранеллитовое* расстеклование — появление многочисленных неопределимых зернышек (например в так называемом сордавалите); *глобулитовое* расстеклование — мелкие шарики с ясными контурными темными линиями, но тоже неопределимые: *трихитовое* и *белонитовое* — палочки, волоски и т. п.; *радиолитовое* — пучки иголок в радиальном расположении, но секторами, а не цельными сферолитами; *сферолитовое* — появление правильных радиально-лучистых сферолитов отдельными неделимыми или кучками.

Если мы согласимся объединить под названием *микриты* все составные части изверженных пород, видимые лишь под микроскопом, то можно их подразделить на: I) *кристаллиты* — формы роста (трихиты, белониты, глобулиты, гранеллиты) минералогически неопределимые (рис. 53); II) *микрокристаллы*; эти последние в свою очередь распадаются на: 1) *микролиты* — вытянутые в одном направлении призматические или игольчатые образования; 2) *микроплакиты* — табличатые или пластинчатые, 3) *микроспикулиты* — волокнистые, игольчатые и 4) *микрококкиты* — зернистые.

Пегматитовые и гранофировые структуры

Под этим названием понимают те структуры, которые возникают в результате одновременной кристаллизации двух составных частей; при этом получают своеобразные прорастания с правильной ориентировкой неделимых одной из составных частей, или тот тип структуры, который хорошо известен по металлическим сплавам, где он соответствует эвтектике.

Большинство петрографов в настоящее время склонно гранофировую (мелкозернистая пегматитовая основная масса и вкрапленники (рис. 54) или пегматитовую структуру считать за структуру эвтектическую и видеть в ней как бы доказательство реального существования эвтектик среди изверженных пород.

Сопоставление структуры гранофира (рис. 54) с эвтектикой металлических сплавов (рис. 43 и 44) показывает, что они морфологически тождественны, и подкрепляет нас в правильности толкования гранофировой структуры как эвтектической.

Впервые в 1888 г. Тиль сопоставил структуру письменного гранита с эвтектической структурой. Если верно, что многие изверженные породы имеют приблизительно эвтектический состав (Фогт), следовало бы ожидать гораздо более широкого распро-

странения эвтектических структур. На самом деле они редки (типичны только пегматитовая, микропегматитовая и гранофировая структуры). Но это отнюдь не может рассматриваться как возражение против эвтектического состава наиболее распространенных горных пород.



Рис. 54. Гранофировая структура в кварцевом порфире.

Мы знаем, что даже в металлических сплавах эвтектическая структура не всегда бывает ясно выражена. В этом отношении очень интересны опыты Бочвара (30 а) с органическими соединениями и металлическими сплавами. В зависимости от явления переохлаждения и температуры кристаллизации эвтектических смесей органических веществ и металлических сплавов, обладающих очень высокой кристаллизационной способностью, кристаллизация идет различными путями, и получаются

различные структуры: то сначала кристаллизуется один компонент, а несколько позднее другой, то оба компонента кристаллизуются

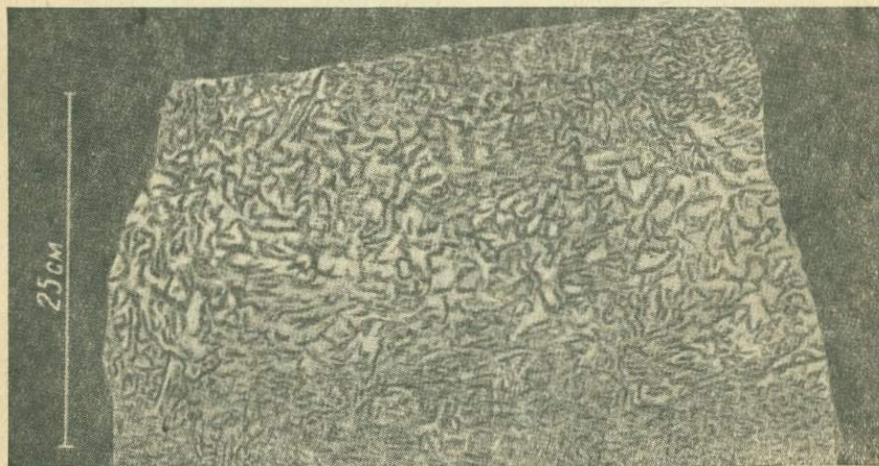


Рис. 55. Отполированная поверхность письменного гранита; внизу мелкозернистый участок, выше — участки более крупнозернистые. Апатитовая гора, Обум. США (по Бастину).

одновременно, то порознь, то получается типичная эвтектическая структура, иногда с различной крупностью зерна в разных частях

сплава. Тем более сложен механизм кристаллизации в силикатных расплавах, дающих начало изверженным горным породам вследствие их многокомпонентности, малой кристаллизационной способности, вязкости и склонности к переохлаждению (на что в свое время указывал уже Дёльтер).

Кроме классического случая пегматитового прорастания ортоклаза и микроклина кварцем в виде так называемого письменного гранита (рис. 55), Брёггером, Хёгбомом и некоторыми другими указывается ряд других случаев, например полевой шпат и диопсид, полевой шпат и эгирин, полевой шпат и лепидомелан, полевой шпат и роговая обманка, полевой шпат и оливин, полевой шпат и авгит в некоторых олонецких диабазах (рис. 56), авгит и роговая обманка (рис. 57б), эгирин и арфведсонит, альбит и арфведсонит, микроклин и арфведсонит и другие.

К пегматитовой структуре до известной степени морфологически, но не генетически, примыкают и другие случаи прорастания, как, например, многочисленные включения неправильных случайно расположенных неделимых какого-нибудь минерала в крупных кристаллах другого, например оливина в амфиболе; Вильямс предложил такие прорастания называть *пойкилитовыми* (рис. 57а).

В метаморфических породах, подвергшихся более или менее глубокой перекристаллизации, как теперь обыкновенно себе представляют, в твердом состоянии, чрезвычайно широко распространены взаимные прорастания разных минералов. Но, в отличие от изверженных пород, эти прорастания не обнаруживают никакой закономерности, и все минералы могут друг в друге встречаться в виде включений, не обнаруживая никакой определенной последовательности в кристаллизации.

Различные случаи прорастания у Циркеля обнимаются общим названием «импликационные структуры»; они были также названы *симплектическими* прорастаниями (Левинсон-Лессинг).

Симплектический структурный облик, *морфологически* более или менее одинаковый, может быть *генетически* результатом различных процессов: структура эвтектики, т. е. результат одновременной кристаллизации, структура дистектики, т. е. результат распада твердого раствора, структура роговика, т. е. результат перекристаллизации в твердом состоянии. Поэтому при определении генетического типа структуры не следует делать поспешных заключений, основываясь на общем внешнем морфологическом впечатлении, а необходимо внимательно проанализировать все морфологические детали и учесть генетический тип самой породы.

В органическом мире нам хорошо известны случаи схождения (конвергенции) признаков, т. е. существование одинаковых морфологических признаков совершенно различного происхождения. Та-



Рис. 56. Пегматитовое прорастание плагиоклаза авгитом (темные участки) в олонецком габбро-диабазе.

жие случаи наблюдаются и в структурах горных пород; кроме уже указанных случаев симплектических структур назовем гранито-порфировую (эвтектофировую) структуру гранитовых порфиров и полнокристаллическую структуру кварцевых порфиров с макрогранитовой основной массой, настоящую первичную флюидальную и метафлюидальную миграционную структуры, первичную порфировидную и вторичную псевдопорфировую структуру катаклизического происхождения и т. п. То же самое следует сказать и относительно *идiomорфизма*: в некоторых случаях, как, например, у кианита, ставролита, андалузита, граната в кристаллических сланцах и в контакт-метаморфических породах *идiomорфизм* определяется не последовательностью кристаллизации, а значительным превосходством кристаллизационной способности.

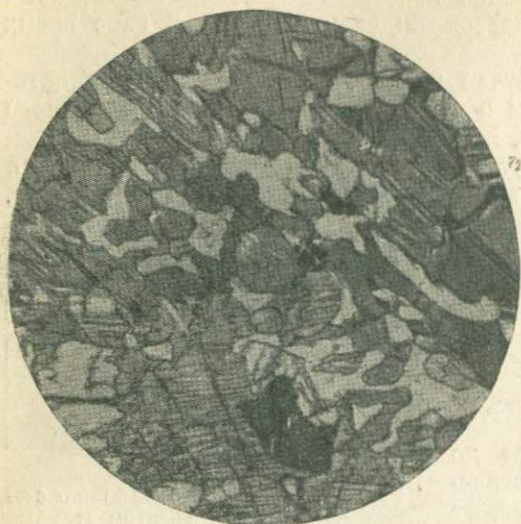


Рис. 57а. Пойкилитовые вроски кварца в амфиболе. Гранатовый амфиболит у д. Прянишниковой на р. Тагиле.

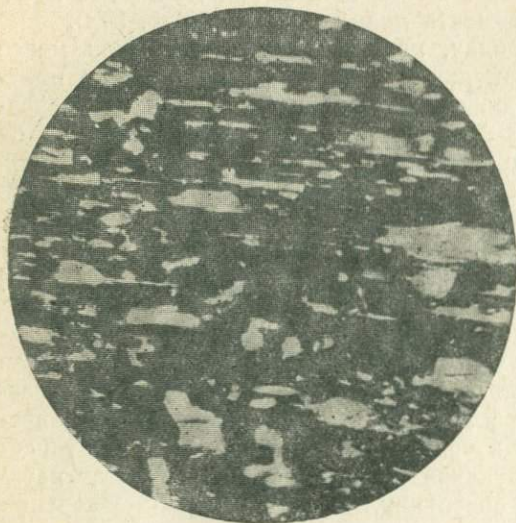


Рис. 57б. Пегматитовое прорастание авгита роговой обманкой в пикрите с р. Тагила; при скрещенных николях.

Шаровые, сферолитовые и оолитовые структуры

Шаровые и сферолитовые структуры относятся к тому типу ориентированных структур, которые называются центрированными. Другими словами, шаровые и сферолитовые структуры отличаются тем, что кристаллизация совершалась вокруг определенных центров; при этом обыкновенно нарастание происходило, так сказать, центробежно, и получались конкреционные образования, состоящие из радиально-лучистых пучков или концентрических слоев различного состава.

Эти структуры поэтому и называют центрированными. Шаровые структуры характеризуют глубинные породы, сферолитовые — эффузивные и осадочные.

В породах с шаровой структурой (рис. 58 и 59) мы имеем более или менее крупные (от 20 до 200 мм) шаровые или эллипсоидальные образования, состоящие из нескольких концентрических зон различного состава, погруженных в равномернозернистую массу типичной гранитовидной структуры; внутреннее ядро имеет кристаллически-зернистое строение, в некоторых случаях тождественное с промежуточной массой, которая цементирует шары.

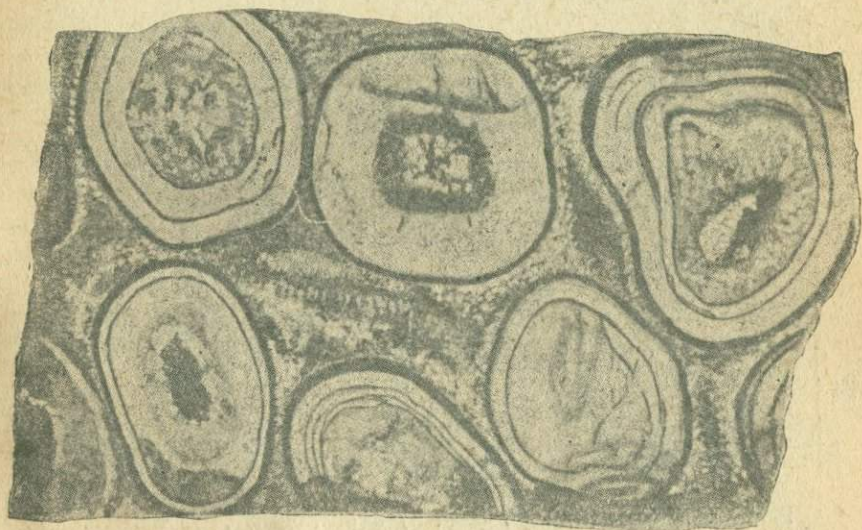


Рис. 58. Шаровое сложение (шаровой гранит). Кангасниэми, Финляндия.

Существенное различие между структурами шаровой и сферолитовой заключается в том, что в сферолитах обыкновенно наблюдается радиально-лучистая структура из центра, между тем как в шаровых структурах резко выражено концентрически-скорлуповатое строение, но никогда нет строения радиально-лучистого. Таковы, например, шаровые граниты, шаровые габбро Корсики, так называемый корсит. Происхождение этой структуры еще не вполне разъяснено. Весьма вероятно, что шаровые структуры получаются путем реакции с магмой как ксенолитов, так и ранних зернистых интрателлургических выделений («гомеогенных включений» Лакруа).

В простых случаях на этих включениях образуются отложения, аналогичные коррозионным каемкам у кристаллов (см. ниже). В более сложных случаях, с повторением концентрических слоев одинакового состава, можно думать о явлениях повторного пересыщения то тем, то другим компонентом в зависимости от колебаний температуры или о ритмических диффузионных явлениях, как это указано Лизегангом для агатов.

Шаровая структура повидимому является лишь краевой (или

верхней) фацией интрузивных тел и получается за счет ксенолитов, как это было высказано еще Хрущовым (31). Ксенолитами могут быть либо обломки посторонних пород, либо обломки более ранней порции той же магмы, уже застывшей и разломанной напором новой порции этой магмы, содержащей летучие компоненты

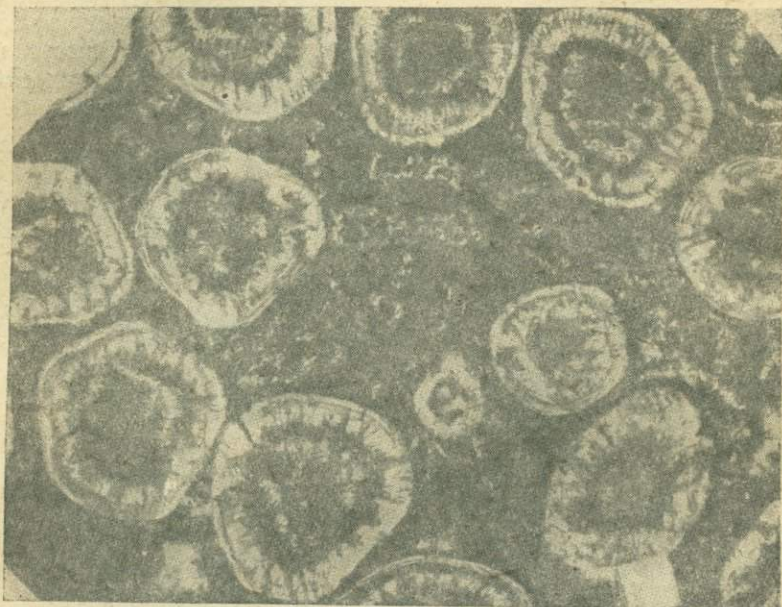


Рис. 59. Шаровое габбро (корсит) с о. Корсики, $\frac{3}{4}$ нат. вел.

(эти два типа можно назвать *аллотраусматическими* и *гомеотраусматическими*, 32). В последнем случае количественный минералогический состав центральных ядер шара и промежуточной между шарами массы тождествен. В процессе ассимиляции обломков



Рис. 60. Сферолитовая структура (два типа вариолита. Ялгуба, Карело-Финская ССР).

происходит их закругление, а вызванное растворением пересыщение магмы ведет к образованию лейкократовых и меланократовых зон. «Шары» могут иметь правильную форму; но чаще они эллипсоидальны и деформированы в местах их взаимного соприкосновения (31).

В сферолитовых породах мы обыкновенно имеем или стекловатую или полукристаллическую основную массу, в которую погружены многочисленные небольшие (от 1 до 10 мм в диаметре) шарики или концентрически-скорлуповатые, или радиально-лучистые, или наконец смешанные. В кислых породах эти шарики

называются сферолитами, в основных — вариолями (а самые породы — вариолитами), в осадочных породах — оолитами, пизолитами (рис. 60—64).

В сферолитовых породах наблюдается известная дифференциация, выражающаяся в том, что сферолитовые образования и основная масса более или менее различаются по химическому составу, о чем подробнее речь будет ниже.

Механизм образования сферолитов по большей части должен быть рассматриваем как процесс конкреционного нарастания вокруг некоторого центра кристаллизации в центробежном направлении. Происходит ли конкреционное нарастание из магмы или из водного раствора, получается ли радиально-лучистое или концентрически-скорлуповатое, или комбинированное строение, независимо от этого нарастание идет от центра к периферии. Если во время такого роста сталкиваются два сферолита, то граница между ними образует прямую линию в том случае, если они оба нарастают приблизительно с одинаковой скоростью (33). Если один из столкнувшихся сферолитов нарастает быстрее



Рис. 61. Сферолиты в заводском стекле — продукт растеклования.



Рис. 62. Вариолит (стекловатый) с г. Бохтыбай Мугоджары.

или имеет значительно большие размеры, граница получается в виде кривой, выпуклой со стороны более быстро нарастающего сферолита. Другой тип сферолитов отличается тем, что сначала образуется периферическая корка, и от нее нарастание идет внутрь,

в центростремительном направлении. Это характеризует те сферолиты, для которых можно предположить образование в виде капель, как бы эмульсиеобразно выделяющихся среди еще жидкой массы и застывающих снаружи.

Сферолитовое строение среди изверженных пород характеризует липариты, а также диабазы и порфириды, и в этом случае оно носит название *вариолитового*; в осадочных породах сферолитовым строением обладают некоторые известняки (*оолитовое* или *пизолитовое* строение, гороховый камень), некоторые бурые железняки (минетта). Конкрециозное, в особенности концентрически-скорлуповатое, строение оолитовых зерен может быть истолковано различно, о чем подробнее будет сказано в главе об известняках.

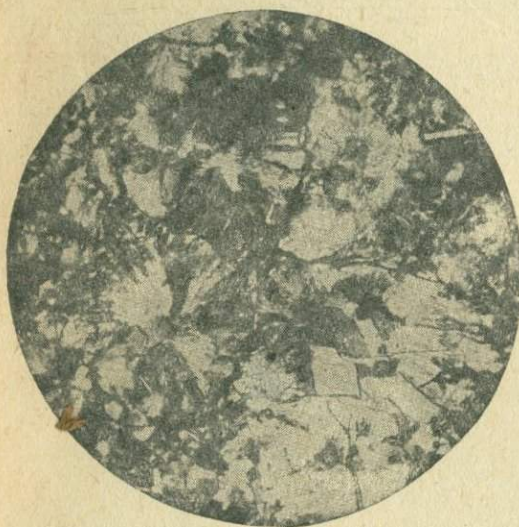


Рис. 63. Сферолитовая структура в кварцевых порфирах (Мугоджары).

Фото А. Чумакова.

Каие, являясь продуктами видоизменения известковых оолитов. Другой тип оолитов — это так называемые железистые хлориты (шамозит, тюрингит, бавалит и др.). Оолиты имеют концентрически-скорлуповатое строение, и лишь в процессе перекристаллизации известковых оолитов может получиться радиально-лучистое строение. Согласно Заварицкому, в известковых оолитах призмочки арагонита расположены не радиально, а по касательной, так же и хлоритовые листочки в железистых оолитах. Оолиты представляют как бы клубки кристалликов, нарастающие около какого-нибудь постороннего тела (песчинки, осколки раковины и т. п.), и образуются в воде, находящейся в движении (Заварицкий).

Для арагонитовых оолитов возможно также образование путем кристаллизации коллоидальных арагонитовых капель, выделяющихся из нагретых растворов (опыт Линка).

Новейшие опыты Рожковой и Соловьева приводят их к заклю-

чению, что оолиты образуются путем перекристаллизации первоначально коллоидальных образований и что для формирования оолитов не требуется движения — оно может идти в среде, находящейся в покое (33 а).

В изверженных породах сферолитовые образования, согласно изложенному выше, могут быть сведены к двум типам: в одном из них имеются коллоидально-концентрические образования, выделившиеся в виде коллоидальных капель; второй тип — это радиально-лучистые образования, остовом которых являются радиально-лучистые агрегаты полевого шпата. Этот тип надо рассматривать как результат поспешной кристаллизации, которая дает радиально-лучистые агрегаты, не всегда развивающиеся в полные сферолиты, а иногда составляющие в виде многочисленных секторов всю массу породы; этот тип структуры, который встречается, например, в сордалите, был мною назван *радиолитовым*. В оолитовых известняках и железняках в некоторых случаях можно рассматривать оолитовую структуру как результат перехода эмульсии в твердое состояние: сферолитовая форма является следствием коагуляции частиц образования капель. Примеси обуславливают при этом образование концентрически-скорлуповатого строения, а в случае чистого вещества получается радиально-лучистый тип.

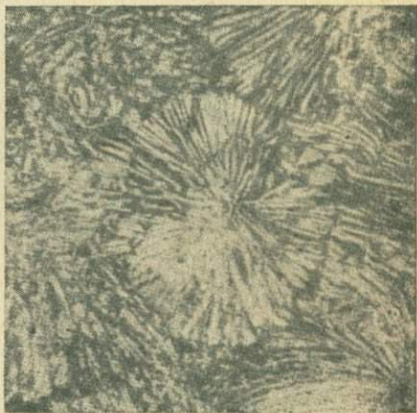


Рис. 64. Радиально-лучистый сферолит, полученный при перекристаллизации стекла, состоящего из нефелина и анортита (опыт А. С. Гинзберга).

Сферолиты легко образуются в стекле, когда оно, охлаждаясь недостаточно быстро, застывает в полурасстеклованном виде, а также при кристаллизации некоторых силикатов в лаборатории (рис. 61 и 64).

Радиально-лучистые сферолиты хлоритовых минералов и халцедона (кварцина) часто образуются в порых или в основной массе лав.

Сферолитовые структуры, как уже указано, интересны еще и в том отношении, что с ними связана более или менее значительная кристаллизационная дифференциация. Сферолиты имеют иной состав (более богаты кремнекислотой и щелочами), чем основная масса. Эта дифференциация в одних случаях, как, например, в сферолитовых липаритах, представляет пример настоящей кристаллизационной дифференциации; в других, — как, например, в некоторых вариолитах Мугоджар, где сферолиты состоят из полевого шпата, а основная масса из роговой обманки, а также в вариолитах Ялгубы, — невольно возникает представление об эмульсионном их происхождении, т. е. о распаде магмы в жидком состоянии с образованием эмульсии (34).

Полосатые и плоскопараллельные структуры

В некоторых породах, в особенности у габбро и у нефелиновых сиенитов, наблюдается резко выраженное чередование участков различного состава в виде параллельных тонких или более или менее толстых слоев. Получается полосатое сложение, в котором слои различного состава имеют значительное протяжение, а иногда



Рис. 65. Полосатое сложение (миаскит из Ильменских гор на Урале).

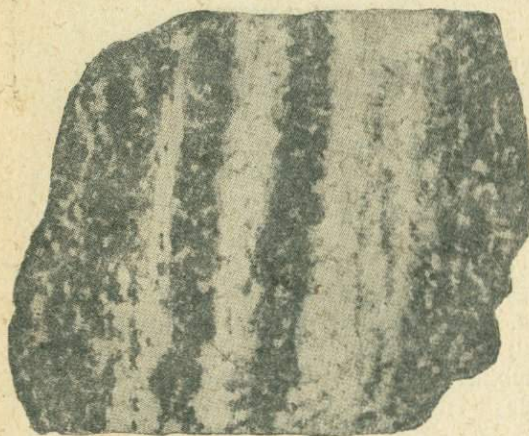


Рис. 66. Полосатая структура под микроскопом (полосатое габбро с Денежкина Камня на Урале).

сравнительно быстро выклиниваются (полосатые габбро Шотландии и Урала, миаскиты — рис. 65, 66, 67, 68, 70, 71). На уральских полосатых габбро Денежкина Камня и полосатых гнейсовидных миаскитах Ильменских гор эти полосы или слои расположены более или менее близко к перпендикулярному положению относительно направления горообразующей силы. Отсюда невольно напрашивается предположение, что структура возникла во время процесса горообразования и что этот последний действовал ориентирующим образом на эти слои. Те же соотношения наблюдаются и в гнейсовидном сложении некоторых гранитов, как это в последнее время было подчеркнуто Клоосом. Состав слоев представляет некоторое разнообразие. В одних случаях слои состоят из одного только минерала, например в полосатом габбро слои плагиоклазовые и слои пироксеновые. В других —

слои представляют лишь меланократовую или лейкократовую фацию, например в габбро чередуются слои, богатые пироксеном и богатые плагиоклазом (см. «Внешние признаки горных пород»). Наконец иногда наблюдается несколько слоев с постепенным возрастанием одной из составных частей, например в габбро слои нормальные, слои богатые титано-магнетитом и наконец слои, состоящие целиком из этого минерала (см. главу о габбро), иногда со спорадическими пироксенами. Все эти соотношения, отсутствие

каких бы то ни было пограничных между слоями образований, а иногда, наоборот, постепенный переход между ними — ясно говорят за происхождение слоев из одной общей расплавленной массы, а не за внедрение слоев одного состава в породу другого состава. Как возникает такая полосатая структура? На этот вопрос трудно дать ответ в категорической форме; но в виде догадки можно предположить, что она получается из эмульсионной массы, в которой участки одного состава плавают в массе другого состава, не сливаясь с ним. При передвижении такой эмульсии под влиянием дислокационных усилий гигантские капли вытягиваются в по-



Рис. 67. Тонкополосатое сложение в габбро Денежкина Камня на Урале.

лосы, ориентирующиеся, как указано выше, более или менее перпендикулярно к направлению горообразующей силы, т. е. примерно вдоль простирания возникающей дислокационной области; эти

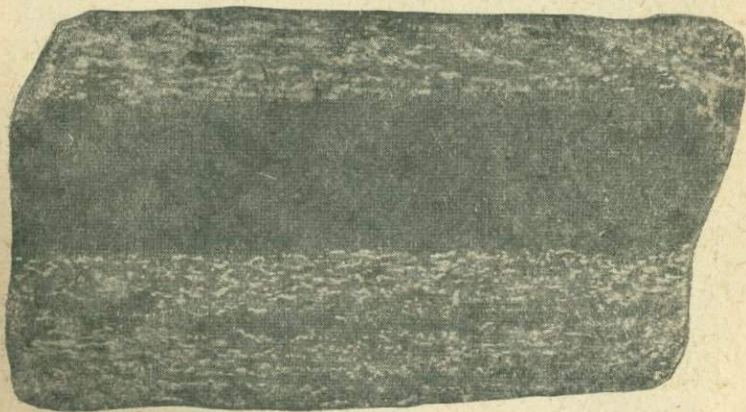


Рис. 68. Толстополосатое сложение в габбро с Денежкина Камня на Урале. Толстая полоса — пироксенитовая.

полосы иногда тянутся параллельно на значительном протяжении, иногда сравнительно быстро выклиниваются.

Макрофлюидальным типом строения и сложения является и гнейсовидная полосатая структура так называемых гранито-гнейсов, где растянутость (по-немецки *Streckung*), т. е. вероятное направле-

ние жидкостного истечения, расположена в плоскостях, приблизительно перпендикулярных тому ориентирующему боковому давлению, под которым происходило застывание данного магматического

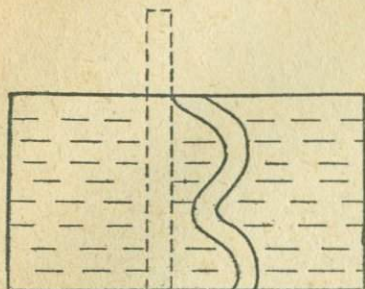


Рис. 69. Схема Спёрра (Spurr).
Пунктирный столбик изображает первоначальную длину изогнутой жилы и мощность породы.



Рис. 70. Полосатое (флюидальное) сложение Дациг Калько, центральный Кавказ.

бассейна; но гнейсовидное полосатое сложение может быть также результатом позднейшего метаморфизма, т. е. ориентированного давления. Если в такой породе имеются механически деформиро-



Рис. 71. Полосатое (флюидальное) сложение. Липарит, стекловатый. Гора Сырх, Центральный Кавказ.

ванные изогнутые жилы, то, выпрямив их мысленно графически в прямолинейные, какими они и были первоначально, можно, согласно Спёрру (Spurr, 35), получить мерило уменьшения мощности такого тела по направлению давления за счет жидкостного истечения в перпендикулярном направлении (рис. 69).

Полосатое сложение флюидального происхождения встречается также в лавах и в стекловатых породах (рис. 70 и 71), где оно носит иногда название *этакситового строения*. Это в некоторых случаях может быть объяснено вытягиванием участков богатых и бедных летучими компонентами, в частности водой.

Такситовые структуры

В противоположность громадному большинству пород с первичной структурой, в которых и сложение и строение являются во



Рис. 72. Такситовая микроструктура. Соломенская брекчия из Карело-Финской ССР.

всей массе породы однородными, существуют породы, состоящие как бы из двух структурных модификаций или из двух пород, сочетающихся в одном теле. Эти бисоматические породы, или *такситы*, представляют в одних случаях правильное послойное чередование различных по структуре или по составу участков, — это так называемые *этакситы* (сюда же можно отнести и вышеописанные полосатые структуры); в других мы имеем неправильное брекчиевидное чередование этих различных участков: одни из них образуют как бы угловатые обломки среди включающей их массы иного состава. Получается брекчиевидный облик (рис. 72 и 73), но с той разницей, что обе составные части являются продуктами кристаллиза-



Рис. 73. Такситовое сложение; темные участки мелкозернисты (снитиди-рит с Березовки, Южно-Заозерская дача на Урале).

ции из одной и той же массы, и между ними нет никаких пограничных образований, которые говорили бы о ксенолитах, т. е. посторонних включениях; этот тип называется *атакситовым*. Среди атакситов можно различать два типа: в первом две составные части атаксита имеют различный минералогический и химический состав — это *конституционные такситы*; в другом — состав их одинаков, и они различаются только структурой — *структурные такситы*. Примерами конституционных такситов могут служить такситовый сиенито-диорит, описанный мною из Южно-Заозерской дачи на Урале (рис. 73), и такситовый гранито-диорит, описанный Заварицким из массива г. Магнитной на Урале. Примером структурного таксита являются горблендит и пироксенит из Синих гор около Баранчи, где неправильно чередуются крупнозернистые и мелкозернистые участки.

Отдельные участки такситовой породы, обуславливающие ее неоднородность, называют, по предложению Рейера, *шлирами*; в стекле они носят также название *свилей*.

Вторичные структуры

Первичная структура горной породы является результатом условий ее образования. Когда меняются условия существования горной породы, например под влиянием прогревания, механических воздействий дислокационных процессов, химических агентов, первичные структуры могут оказаться неустойчивыми, поэтому в процессе метаморфизации горной породы более или менее значительные изменения претерпевают не только ее минералогический состав, но и ее структура. В зависимости от условий, в которых совершается метаморфизация, т. е. от факторов, ее вызывающих и направляющих, вырабатываются те или иные вторичные структуры, из которых некоторые напоминают первичные структуры изверженных пород. Метаморфические процессы при этом играют роль не только разрушающего, но иногда и созидющего фактора. Для того чтобы подчеркнуть, что первичные (*протогенные*) структуры образовались одновременно с самой породой, а вторичные (*дейтерогенные*) — впоследствии, в готовой уже породе, можно называть их, по аналогии с рудными месторождениями, *сингенетическими* и *эпигенетическими*.

Очертания и вообще морфологические особенности кристаллических составных частей горных пород могут быть, как уже указано, результатом непосредственной кристаллизации или каких-нибудь позднейших воздействий на готовые уже кристаллы. Будем называть *протоморфными*, или *синсоматическими*, те формы, которые одновременны с образованием самого минерала, а *дейтероморфными*, или *метасоматическими*, те, которые приобретаются минералом вторично, уже после его образования. Вторая группа в свою очередь распадается на следующие типы: 1) формы *литоморфные*, вторично измененные деятельностью водных растворов; 2) формы *текторморфные*, вторично измененные, как говорят, «корродированные», плавлением; 3) формы *кластоморфные* — измененные механическими процессами, раздробленные; 4) формы

неоморфные, т. е. регенерированные (обновленные) или путем нарастания из водного раствора (*гидронеоморфные*), или путем нарастания из расплавленной массы (*тектонеоморфные*).

Вторичные структуры могут быть вызваны либо химическими воздействиями, либо механическими, либо термальными; эти три группы вторичных структур носят соответственно названия *каталитических*, *катакластических* и *катабластических*.

В породах, подвергшихся более или менее значительному химическому метаморфизму, сопровождающемуся появлением ряда новообразований, первоначальная структура в значительной степени маскируется расположением этих новообразований, и при этом развиваются такие структуры, которые могут быть названы *каталитическими*. Одним из частных случаев каталитической структуры является тот, при котором расположение мелких новообразований напоминает флюидальную структуру; это *метафлюидальная*, или вторичная флюидальная, структура; к ней примыкает и то, что Гюмбель называет *миграционной* структурой.

Более разнообразны и более распространены те видоизменения первоначальных структур, которые связаны с так называемым динамометаморфизмом, т. е. с механическими воздействиями на породу. При этом наблюдаются или механические изменения и повреждения отдельных минералов, или раздробление большей части, а иногда и всех составных частей породы. В зави-



Рис. 74. Слева разорванный (крутящим движением) кристалл плагиоклаза в динамометаморфном порфирите; направо изогнутый полевой шпат. Центральный Кавказ.

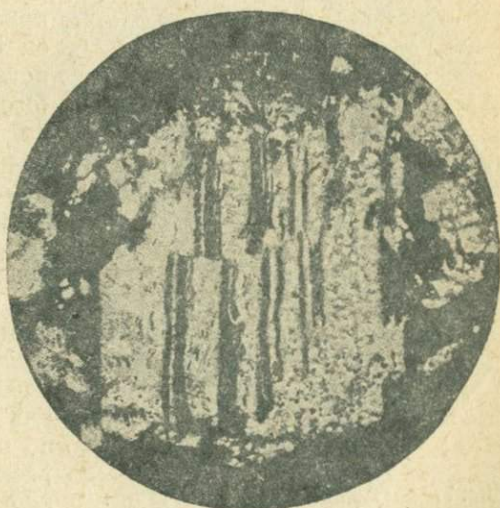


Рис. 75. Сдвиг по трещине в плагиоклазе. Богезский гранит.

симости от механических свойств первоначальных минералов характер повреждений варьирует. В гибких и мягких минералах, как, например, в слюде и хлорите наблюдаются изгибы; такие изгибы полу-



Рис. 76. Катакlastическая псевдопорфировидная структура в прессованном граните. Кавказ, Дарьяльское ущелье.
Фото К. Рива.

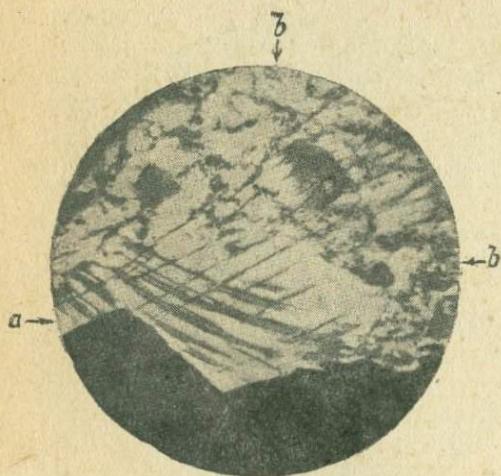


Рис. 77. Катакlastическая структура: *a* — крупный кристалл, *b* — раздробленные кристаллы. Габбро с Дежневкина Камня на Урале.

чаются, однако, в некоторых случаях также и в хрупких твердых минералах, как, например, плагиоклазы (рис. 75). Для хрупких минералов характерны переломы, по которым иногда происходят сдвиговые перемещения (рис. 74), краевые раздробления, полное раздробление и даже окончательное распыление целых кристаллов. Если механическое усилие недостаточно, чтобы вызвать перелом, оно часто сказывается в виде тех внутренних натяжений, нарушающих нормальный оптический характер

кристалла, который выражается в так называемом волнистом погасании, как это часто наблюдается, например в кварце гранитов. Наконец в некоторых случаях давлению следует приписать образование вторичных механических двойников. В результате этих механических процессов возникают те структуры, которые известны под названием *катакlastических* (рис. 76, 77); возникающие при этом породы иногда называются *милонитами*, а при полном раздроблении всех составных частей на мелкие части — *распыленными породами* (Федоров). Если в процессе раздробления сохраняются отдельные более или

менее крупные обломки, выделяющиеся на общем фоне породы как бы в виде порфировидных вкрапленников, то получается так

называемая *псевдопорфировидная*, или вторичная порфировидная, структура (рис. 76, 78).

При оценке механических повреждений отдельных кристаллов следует, однако, быть осторожным, так как переломы и даже раздробления, изогнутости и сдвиговые перемещения могут быть вызваны не только воздействием дифференциального механического



Рис. 78. Очковая структура.

давления извне, но и внутренними причинами. Так, например, порфировидные вкрапленники в лавах иногда разбиты на два или несколько кусков, более или менее раздвинутых той механической силой, которая связана с мелкими точками в затвердевающей вяз-

кой массе лавы (рис. 79); более или менее значительные переломы или изогнутости могут быть вызваны внутренними напряжениями, возникающими при кристаллизации, как это иллюстрируется некоторыми металлическими сплавами (рис. 80). Здесь мы имеем картину резкой вторичной механической структуры с изогнутостями и сдвиговыми перемещениями. Этот сплав застыл, однако, в нормальных условиях и не подвергался никаким внешним механическим

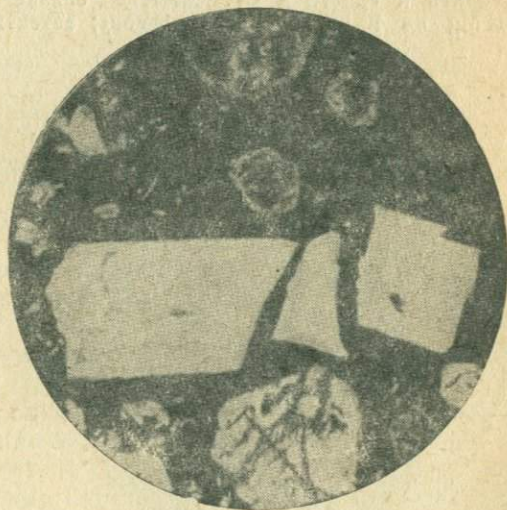


Рис. 79. Порфировидный вкрапленник санидина в фонолите, разбитый флюидальными токами на три куска.

внешним механическим воздействием. Его структура является первичной, вызванной лишь внутренними напряжениями во время кристаллизации; очевидно, такие случаи возможны и в природе при кристаллизации магмы; они на самом деле существуют. Это те структуры катакластического характера, в которых перелом или даже раздробление отдельных

составных частей не могут быть приведены в связь с позднейшими механическими воздействиями извне, а где приходится предположить первичные раздробления в самом процессе застывания под

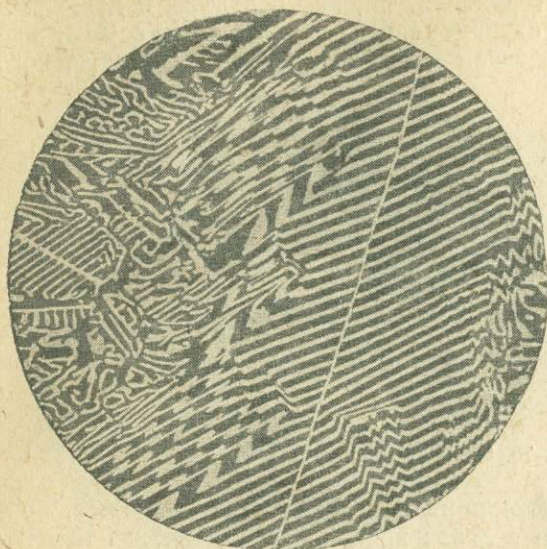


Рис. 80. Первичная механическая деформация; складки и сдвиги в металлическом сплаве (Sn и Mg по Курнакову и Степанову; эвтектика Mg и Mg₂Sn)



Рис. 81. Первичная изогнутость в диопсиде после плавления.
Опыт и фото Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

влиянием внутренних натяжений при кристаллизации или под влиянием магматических превращений минералов (от так называемого автокатализа) и связанного с этим увеличения объема; эти структуры называют *протокластическими*; таковы, например, структуры некоторых анортозитов.

Первичная изогнутость была мною также получена при кристаллизации расплавленного диопсида (рис. 81).

Магматически - вторичным структурным признаком являются также и так называемые коррозионные каемки на некоторых минералах, например амфиболовые каемки на пироксенах или на оливинах. Такие каемки представляют результат химического воздействия еще жидкой части магмы на уже выделившиеся кристаллы, что ведет к образованию таких минералов, которые непосредственно из магмы в данных условиях не кристаллизовались бы; такие минералы являются следовательно результатом сплавления, или *синтектическими*. Зедергольм называет их *синантектическими*, а Боуэн — *реакционными*. В металлографии такие структуры называются *перитектическими*.

Нельзя также обойти молчанием и ту оплавленность некоторых порфиоровидных вкрапленников в лавах, например кварца, которая свидетельствует об изме-

нении физико-химических условий равновесия: под влиянием повышения температуры лавы от выделяющейся при кристаллизации теплоты, под влиянием изменений условий равновесия от выделения летучих составных частей, может быть в некоторых случаях и вследствие изменения давления после извержения лавы, начинается растворение кристаллов, которые выделялись из этой магмы в интрателлурическую фазу кристаллизации (рис. 82). Следует, однако, отметить, что во многих случаях то, что описывалось как оплавленность, как показал Лемлейн на кварцевых порфирах Белого Ключа на Кавказе, есть лишь результат распада сложных сростков кварца (однобокая кажущаяся оплавленность с полным идиоморфизмом на другом конце кристалла). К этой же стадии кристаллизации и к тем же причинам должны быть отнесены и те темные, так называемые опадитовые,



Рис. 82. Оплавленный („корродированный“) вкрапленник кварца в даците. Центральный Кавказ, Калько у Бло в Хевсуретии.

каемки на базальтической роговой обманке, иногда и на биотите, которые говорят о частичном плавлении с распадом роговой обманки и с заменой ее в этой каемке стеклом, магнетитом и авгитом (рис. 30). Иногда весь кристалл, сохраняя свою форму нетронутой, нацело превратился вследствие диссоциации в черную непрозрачную массу, представляющую продукты распада; получают *магматические псевдоморфозы диссоциации* (рис. 31).

Чрезвычайно глубокие и разнообразные изменения структуры сопровождают процессы термальной перекристаллизации горных пород в твердом состоянии и характеризуют метаморфические породы и в частности кристаллические сланцы; это структуры *катабластические*, или *кристаллобластические*. Некоторыми из характерных примеров этих *катабластических* структур являются следующие: 1) резкое кучное гломеробластическое сложение при габброидной структуре; 2) микрогранитовое (или микрогранулитовое в смысле французских авторов) полосатое или массивное сло-

жение; 3) роговиковая и роговико-порфиридная структура с зазубренностью краев отдельных зерен; 4) аномально порфиридная структура, т. е. присутствие вкрапленников там, где в магматической породе, судя по количественному минералогическому составу породы, их не должно быть, и, наоборот, отсутствие вкрапленников там, где их следовало бы ожидать. Катабластические, или кристаллобластические, структуры метаморфических пород распадутся на несколько типов, в зависимости от изометрического (зернистого), пластинчатого или волокнистого типа развития кристаллов некоторых или даже всех составных частей, далее — в зависимости от наличия отдельных более крупных кристаллов, мор-

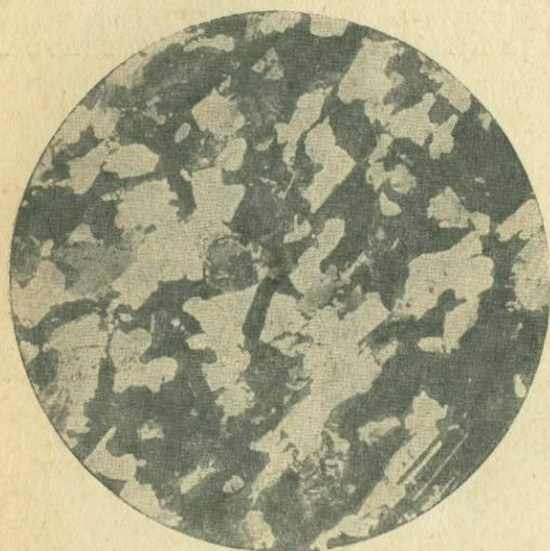


Рис. 83. Гранобластическая структура в гнейсе.

фологически соответствующих порфиридным вкрапленникам изверженных пород, от вытянутости составных частей параллельно некоторому направлению, от значительного числа прорастаний. Оставляя в стороне детали, можно запомнить *гранобластическую* структуру (более или менее изометрические кристаллические зерна, рис. 83), *лепидобластическую* (чешуйчатый тип), *нематобластическую* (тип волокнистый), *порфиробластическую* структуры и порфиробласты (неравномернозернистая с более крупными выделениями типа вкрапленников), ситовидную структуру (многочисленные прорастания), кристаллизационную сланцеватость.

Наконец под названием *диатектических* или *анатектических* можно выделить те структуры, которые получаются в породах при частичном их переплавлении или при внедрении магмы в осадочную серию, сопровождающемся частичной ассимиляцией и гранитизацией; возникающие при этом «мигматиты» Седергольма обладают *макродиатектическим сложением*. Об этом подробнее речь будет в главе о метаморфических породах.

Происходит ли выработка структуры изверженной породы в процессе медленного ее охлаждения и кристаллизации, или же кристаллизация совершается в некоторых случаях быстро из переохлажденного состояния — вопрос, на который разные петрографы смотрят различно. Однако, независимо от нашего взгляда на этот общий вопрос, нельзя не признать, что имеются такие факты, которые говорят, что по крайней мере в некоторых случаях между

началом кристаллизации и концом ее протекает вероятно довольно значительный срок, в течение которого физико-химические условия более или менее существенно меняются, вследствие чего и совершаются в застывающей или только что застывшей породе явления, не только выражающиеся в некоторых минеральных превращениях, но и оставляющие свой след на структуре породы. Так, например, протокластическая структура в некоторых случаях, как в анортозитах с первичным цоизитом, может быть объяснена процессом магматического автокатализа, в результате чего получается цоизит, и вследствие сопровождающего этот процесс увеличения объема происходят раздробление уже кристаллизовавшегося плагиоклаза и образование протокластической структуры. Другой пример представляет магматическая серпентинизация оливина в дуните, разбивающая кристалл оливина на ряд кусков, сохраняющих одинаковую оптическую ориентировку, говорящую о принадлежности этих кусков одному кристаллу; сюда же следует отнести и вышеуказанные коррозионные каемки.

Некоторые виды механических структур, как, например, плóйчатая, могут, однако, быть результатом не только внешнего дислокационного давления, но и того давления, которое оказывают на боковую породу интрузивные массивы.

Таким образом можно установить следующие категории вторичных, или метасоматических, структур, в противоположность первичным, или синсоматическим, структурам:

1) диатектические (кататектические, анатектические), вызванные частичным расплавлением или реакциями между уже выделившимися минералами и еще жидкой частью магмы;

2) катакластические — результат механического метаморфизма;

3) каталитические, обусловленные гидрохимическими процессами превращений и новообразований;

4) катабластические — результат перекристаллизации в твердом состоянии.

Агломератные структуры

Вулканический пепел, песок, щебень, галька, вообще всякие скопления рыхлого материала, связанные каким-нибудь цементом, представляют тот тип структур, который можно назвать *агломератным* (рис. 84 и 85). Сюда относятся вулканические туфы, песчаники, конгломераты, брекчии, о которых подробнее речь будет в соответствующих местах. Здесь достаточно отметить, что разнообразие этих структур определяется, с одной стороны, характером обломков, с другой — характером и относительным количеством цемента. Минералы, входящие в состав таких пород, могут быть или *аутигенными*, т. е. образовавшимися на месте в данной породе; иначе сказать — это новообразования, или *аллотигенными*, т. е. минералами, принесенными извне, следовательно образовавшимися не в данной породе, а при иных условиях. Особенно интересным явлением в таких породах представляется рост аллотигенных минералов, как, например, нарастание кварцевых зерен или полевых шпатов в песчаниках (рис. 217); эти явления уместно подробнее рассмотреть в главе о песчаниках. Агломератные структуры могут

быть разбиты на следующие типы: *пепловые* (туфы из вулканического пепла), *пелитовые* (глины), *псаммитовые* (песчаники), *псефитовые* — с подразделением на *брекчиевидные* и *конгломератовые* (рис. 84, 85).

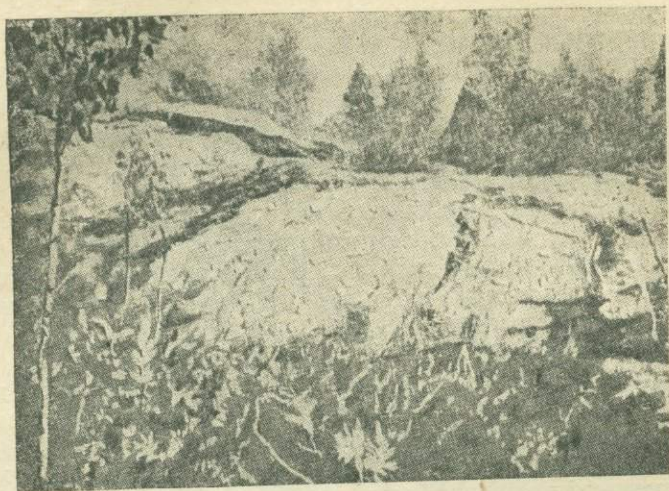


Рис. 84. Брекчиевидное сложение. Вулканический туф с Укшозера в Карело-Финской ССР.

Фото В. М. Тимофеева.



Рис. 85. Конгломератовый сланец. Харью в Суодениemi в Финляндии (по Зедегольму).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Общие соображения

Исходя из того факта, что изверженные породы представляют не определенные соединения, а смеси разных минералов в разных отношениях, можно было бы предположить, что химический состав изверженных пород является случайным, не дающим возможности подметить какие-либо закономерности. При ближайшем знакомстве с химическим составом нетрудно, однако, убедиться в том, что несмотря на довольно широкие пределы, в которых колеблется состав разных пород, эти вариации не являются случайными. Прежде всего можно отметить, что есть известный максимум и минимум для содержания той или иной составной части, за пределы которых она не переходит; есть также известная сопряженность вариаций в содержании разных составных частей, делающая некоторые комбинации обычными, другие — невозможными. Далее, сразу бросается в глаза полный параллелизм в химическом составе глубинных и излившихся пород и постоянное повторение во все геологические периоды одних и тех же химических типов изверженных пород. Наконец невольно останавливает на себе внимание петрографа и тот факт, что среди кристаллических сланцев и контактных роговиков, которые подобно изверженным породам являются силикатными породами, встречаются такие химические типы, которые не встречаются среди изверженных пород и, очевидно, там невозможны (36). Все это приводит нас к заключению, что химический состав изверженных пород не является случайным, что в разнообразии химического состава изверженных пород есть известная закономерность, вытекающая из законов, управляющих кристаллизацией того сложного расплава, именуемого *магмой*, из которого образуются изверженные породы. Совокупность тех процессов, которые ведут к образованию из магмы определенных типов и определенных комплексов изверженных пород, объединяют под общим названием «*дифференциации*». И недаром в современной петрографии уделяется такое большое внимание процессам дифференциации: если бы удалось расшифровать эти процессы, генезис, естественная история изверженных пород были бы установлены.

Дифференциация изучается и должна изучаться трояким путем: наблюдением и детальным исследованием в природе таких комплексов изверженных пород, которые можно считать происшедшими благодаря дифференциации из одного общего источника; разработкой тех теоретических основ, на которых может быть построена рабочая гипотеза дифференциации; наконец экспериментальным исследованием условий образования, сосуществования и равновесия минеральных комбинаций, слагающих изверженные породы, и процессов расщепления силикатных расплавов. О дифференциации речь еще будет ниже.

При первом знакомстве со всей совокупностью изверженных пород бросается в глаза громадное их разнообразие как по химическому, так и по минералогическому составу. Конечно, было бы неестественно думать, что каждая горная порода является резуль-

татом кристаллизации особой магмы. Этому противоречат и геологические данные: в пределах одного и того же интрузивного массива наблюдаются разные породы с переходами между ними; один и тот же вулкан или вулканическая трещина доставляли лавы разного состава. Очевидно число магм, если их несколько, во всяком случае значительно меньше числа изверженных пород. Распространение разных пород говорит об их неравнозначности; одни из них редки и количественно ничтожны, другие играют более существенную роль в составе земной коры; наконец есть такие, которые значительно преобладают над всеми остальными, — это граниты и базальты. Учитывая все эти обстоятельства, можно притти относительно происхождения изверженных пород лишь к следующей альтернативе: либо все изверженные породы произошли и получаются из одной родоначальной магмы путем разных процессов, которые объединяются в понятие дифференциации, либо такими родоначальными магмами являются несколько или только те две, которым соответствуют наиболее распространенные породы, т. е. гранитовая и базальтовая; иначе сказать, перед нами встают дилеммы одного или двух эволюционных рядов изверженных пород.

Таким образом одна из основных петрогенетических проблем — это вопрос о *монофилетическом* или *бифилетическом* (быть может, даже полифилетическом) происхождении изверженных пород. Многое об этом сказано с точки зрения теоретических соображений и сопоставлений. Быть может, сказано даже почти все, что может быть почерпнуто из области спекуляции и обобщений, а между тем и до сих пор противостоят друг другу и гипотеза единой базальтовой магмы, и гипотеза двух независимых магм — кислой и основной, и другие представления. Очевидно решения этого вопроса надо ожидать не с этой стороны. Другой возможный подход к решению этой проблемы — это эксперимент. Всем хорошо известно, какие крупные результаты достигнуты и на этом поприще. Однако, если мы хотим избежать упрека, что стали на ложный путь слишком широкой экстраполяции результатов лабораторных опытов с упрощенными и сухими расплавами на то комплексное образование, каким является глубинная магма, если мы воздержимся от односторонних обобщений и если мы хотим избежать упрека, что подгоняем факты под слишком широкие обобщения, мы должны признать, что и эксперимент, в частности важные опыты Боуэна, не решил еще проблемы генезиса изверженных пород. А при беспристрастном отношении к эксперименту, значение которого я менее кого бы то ни было склонен умалять, мы придем к признанию, что и этим путем наша проблема разрешена быть не могла.

Остается третий источник — это петрогеологические наблюдения в поле. Изучение стратиграфических и возрастных взаимоотношений тех комплексов изверженных пород, которые группируются вокруг того или иного интрузивного массива, достаточно обнаженного и достаточно расчлененного, чтобы можно было уловить все его составные части и их взаимоотношения, — вот главный источник для решения нашей проблемы. Правда, мы знаем, что и в поле мнения могут расходиться, что один и тот же массив может разными авторами толковаться различно. Но мы также

знаем, что при повторных, все более и более детальных исследованиях строение и история возникновения таких крупных массивов постепенно все более и более выясняются. И мы теперь достаточно хорошо знаем, что для освещения той (или тех) родоначальной магмы, которая дала начало тому или иному расчлененному и дифференцированному интрузивному образованию, необходимо включить в круг рассмотрения не только самый массив с его контактным полем, но также непосредственно или косвенно связанные с ним пегматитовые и иные жильные образования, инъекции, импрегнации и эффузивную фацию, где последняя имеется. Другими словами, перед нами встает задача всестороннего изучения тех комплексов, которые были названы *петрографическими*, или *магматическими*, *формациями* (см. стр. 179).

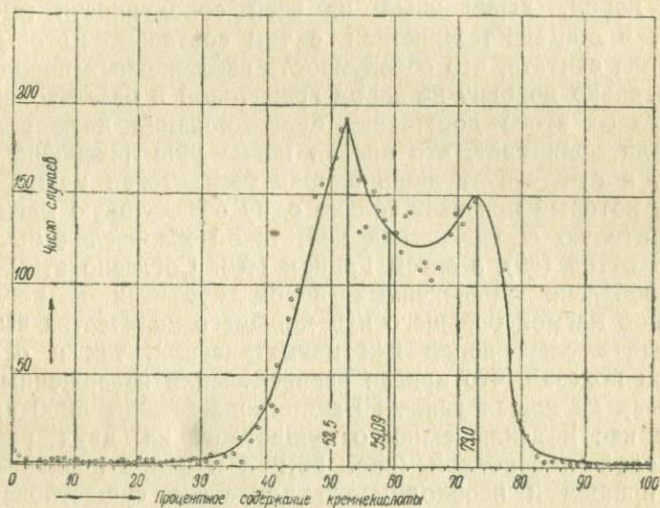


Рис. 86. Кривая Ричардсона (41), показывающая распределение изверженных пород различной кислотности. Ордината в $52,5^0/0$ кремнекислоты соответствует базальту, ордината в $73^0/0$ — граниту, ордината в $59,09^0/0$ — среднему типу из всех 5000 анализов.

Стратиграфия, тектоника, металлогенез — вот главные наши орудия в этой геолого-петрографической работе. Мы хорошо знаем, что на этом поприще тоже достигнуты значительные успехи; но вместе с тем перед нами ясно встает картина возможных разногласий и здесь, как это показывает история изучения некоторых крупных интрузивных образований. В частности, с точки зрения *проблемы монофилетичности* или *бифилетичности*, на переднем плане всех работ по изучению петрографических формаций стоит вопрос о взаимоотношениях гранитовых и габбровых членов таких формаций. Вопрос заключается здесь в следующем: если в одном и том же интрузивном теле или в пределах некоторой глубинной формации имеются граниты или другие гранитоиды и представители габбровой формации, являются ли они все продуктами дифе-

ренциации одной родоначальной магмы, или же гранитоиды и габброиды имеют различный возраст, т. е., иначе сказать, имеют самостоятельное происхождение? Хотя в некоторых случаях мнения расходятся, но мы имеем уже достаточно примеров, определенно указывающих на вторую альтернативу.

Таким образом в первую голову следует различать два коренных типа магмы: кислую (гранитовую) и основную (базальтовую). Эти две магмы являются количественно преобладающими, все остальные играют значительно подчиненную роль. Еще Бунзенom были отмечены эти два типа под названием нормально-трахитовой и нормально-пироксеновой магмы. Такое же допущение с некоторыми особенностями легло в основу моих представлений (37) и, частично, взглядов Дэли (38), которые он называет «эклектической теорией». Мною было показано, что средний валовой состав изверженных пород, выведенный из всей совокупности имеющихся анализов, в общем тождествен с тем составом, который получается, если считать, что совокупность изверженных пород состоит приблизительно поровну из пород гранитовой и базальтовой магмы. В отличие от этого допущения существования двух отдельных магм, Дэли принимает, что кислая магма уже исчерпана в форме гранитов, а существует лишь единая базальтовая магма. Задолго до Дэли, который признает только одну базальтовую магму и кислую гранитовую оболочку над ней, такой же взгляд был формулирован Коттой (39), а затем Грином (40). Согласно этим авторам, все разнообразие изверженных пород сводится к поглощению базальтовой магмой большего или меньшего количества вышележащих более кислых пород как магматических, так и осадочных. Ричардсон показал, что кривая распределения изверженных пород, построенная на новых данных Вашингтона (свыше 5000 анализов), приводит нас к заключению о существовании двух отдельных магм: кислой и основной (рис. 86); а в последнее время Хольмс пришел к необходимости допустить существование еще третьей, перидотитовой, магмы (40а).

Исходя из того соображения, что перидотиты не могут получиться из базальтовой магмы, Боуэн тоже допускает перидотитовую потенциальную магму, т. е. твердые перидотитовые массы, из которых путем выборочного плавления и получается базальтовая магма, которую он считает единой материнской магмой всех изверженных пород.

Отличительные особенности кислой и основной магм сводятся к следующему. В кислой магме есть избыток кремнекислоты, остающейся при кристаллизации расплава в свободном состоянии и являющейся в полнокристаллических представителях кислой магмы в виде кварца; вследствие этого в кислой породе нет моносилкатов и ненасыщенных силикатов, а имеются лишь силикаты, насыщенные кремнекислотой. Кислая магма характеризуется сравнительно небольшим содержанием железа и обыкновенно ничтожным содержанием магнезии. Кислая магма повидимому более или менее богата фтористыми и борными соединениями, выделяющимися из нее в парообразном состоянии; об этом свидетельствуют многочисленные минералы пегматитовых жил, содержащие фтор и бор.

С кислой магмой связаны месторождения оловянного камня, висмут, молибден, вольфрам. Для основной магмы характерна нехватка кремнекислоты, необходимой для насыщения всех оснований, и, в связи с этим, более или менее значительное количество недосыщенных силикатов. С основной магмой связаны совершенно иные металлы и магматические рудные месторождения, чем с кислой, а именно железо в виде магнетита (или титано-магнетита), хромистый железняк, сульфидные соединения железа, меди, никеля и кобальта, платина и металлы платиновой группы. Пневматолитические процессы, связанные с основной магмой, повидимому указывают на отсутствие фтора и на более или менее значительную роль хлора (апатитовые жилы, связанные с некоторыми габбро, сопровождающая их скаполитизация и др.).

Такова в главных чертах общая характеристика кислой и основной магм. Однако, если вникнуть в детали проблемы химического состава, она оказывается не столь простой. Наряду с теми закономерностями состава, которые указывают на процессы дифференциации и могут быть из них выведены, вырисовываются такие особенности, которые стоят за пределами дифференциации и приводят нас к представлению о неоднородности магматического содержимого земли или к концепции изолированных магматических бассейнов. В самом деле, чем объясняется то обстоятельство, что оловянный камень, вольфрам, молибден неизменно связаны с гранитами и риолитами (Саксония, Корнваллис, Малайский полуостров и архипелаг, Забайкалье, Финляндия, Тасмания и др.), но что далеко не все граниты содержат эти металлы, вернее сказать, громадное большинство гранитов их вовсе не содержит? Или как следует истолковать тот факт, что магматические выделения титано-магнетита, сульфидов меди и никеля связаны исключительно с породами габбро-норитовой группы (Норвегия — Рёрос, Урал, Пьемонт — Варалло, Канада — Сёдбери), но вместе с тем громадное большинство этих пород лишено выделений и скоплений этих минералов. Еще более резкий пример этого рода представляет платина с ее спутниками: на значительном протяжении по обоим склонам Урала тянутся дуниты с приуроченными к ним месторождениями платины; однако многие дуниты других стран и даже некоторые дуниты Урала лишены платины. Месторождения серебра в Мексике не содержат золота, которое присутствует в большинстве других месторождений. В Боливии известна исключительная борно-медная жильная формация (медная руда с турмалином). По восточному берегу Тихого океана в Калифорнии на протяжении более 700 км тянутся месторождения ртути, этого капризного, лишь спорадически встречающегося элемента; ртуть встречается, кроме того, в таких совершенно различных и изолированных местностях, как Альмаден в Испании, Идрия в Крайне, Никитовка на юге СССР, в Фергане, в Дагестане и немногих других местностях. Серебряные месторождения Боливии (Oruro, Potosi) содержит германий, почти нигде больше не встречающийся. Аналогичный пример представляет и ассоциация алмаза с перидотитом (кимберлитом) в Ю. Африке.

Эти и аналогичные им факты объясняются лишь при допущении

первоначальной неоднородности состава земной коры, как принимал это еще Рейер. Если при этом еще принять во внимание, что изверженные породы позднейших эпох отчасти являются продуктами переплавления частей земной коры более раннего образования, что при этом происходило вплавление осадочных материалов и что тем не менее дифференциация всегда шла по определенному направлению, то закономерность процессов дифференциации получает особенно яркое освещение.

Сравнительное однообразие и известная закономерность процессов дифференциации могут быть освещены, с одной стороны, анализом вариаций в химическом составе изверженных пород, с другой — анализом более или менее значительно дифференцированных интрузивных массивов. Примеры того и другого будут даны в специальной части. Происходят ли все изверженные породы из одного общего источника, путем дифференциации одной или двух родоначальных магм, или же различные вулканические и плутонические области питались и питаются обособленными магматическими бассейнами? Представляются ли родоначальные магмы или магматические бассейны однородными и все различия изверженных пород различных областей следует отнести на счет дифференциации, сплавлений и т. п. процессов, или же магма, — безразлично, представлять ли ее себе в виде одного общего бассейна или в виде ряда обособленных бассейнов, — отличается первоначальной, так сказать первозданной, неоднородностью, являющейся причиной разнородности горных пород? На эти и тому подобные вопросы ответ надо искать в сопоставлении и целесообразном использовании фактов, обнаруживаемых как наблюдением в природе, так и лабораторными исследованиями.

Известные указания в пользу неоднородности родоначальной магмы, говорящей повидимому за существование обособленных магматических резервуаров или индивидуализированных магматических зон, можно почерпнуть из распределения некоторых руд и рудных областей, т. е. из данных о металлогенетических зонах; некоторые примеры приведены выше.

Неоднократно ставился и еще ставится вопрос о том, что должно быть первоосновой классификации изверженных горных пород: химический или минералогический состав? Для полной характеристики изверженной породы одинаково важны оба признака, — и минералогический состав и химический. В докладе русской петрографической комиссии, представленном Парижской петрографической конференции и Парижскому геологическому конгрессу в 1899 и 1900 гг. (42), определенно указано, что характеристика главных групп и семейств должна основываться на химическом составе и на относительных количествах главных составных частей. Таким образом, выдвигая химическую классификацию, мы отнюдь не пренебрегаем минералогическим составом, в частности относительными количествами минералов; тем не менее нельзя не подчеркнуть, что первоосновой классификации должен быть именно химический состав. Во-первых, химический состав — та независимая переменная, функцией которой является уже минералогический состав; естественно в основу классификации класть не функцию,

а независимую переменную, особенно если принять во внимание, что химический состав вполне определяет минералогический состав; зная первый, всегда можно предвидеть второй; случаи пород одинакового химического состава с различным минералогическим составом совершенно исключительны, относятся к мало важным редким типам и общего правила не нарушают. Во-вторых, химический принцип классификации является более универсальным; он в одинаковой мере применим как к породам полнокристаллическим, так и к породам неполнокристаллическим и стекловатым. Правильное систематическое положение породы неполнокристаллической или стекловатой может быть почерпнуто только из ее химического состава, который один в состоянии выявить ее близость к тому или иному типу изверженной породы.

Если по отношению к полнокристаллическим породам может возникнуть вопрос о предпочтении химического или минералогического состава, то для пород неполнокристаллических или стекловатых этот вопрос теряет смысл, и не остается места сомнению в том, что правильное отождествление этих пород может быть сделано исключительно на основании их химического состава; минералогический состав в данном случае бессилён и ведет к ложным выводам; характерный пример отнесение лимбургита к бесполовошпатовым породам (см. стр. 364).

Самой видной составной частью изверженной породы надо считать кремнекислоту как по ее количественному преобладанию, так и по тому, что изверженные породы, как уже было указано, — породы силикатные.

По относительному содержанию кремнекислоты изверженные породы могут быть разбиты на следующие пять групп:

Ультракислые породы, или гиперацидиты, — сильно пересыщенные кремнекислотой.

Кислые породы, или ацидиты, — пересыщенные кремнекислотой.

Средние, или мезиты, — насыщенные кремнекислотой.

Основные, или базиты, — недосыщенные кремнекислотой.

Ультраосновные, или гипобазиты, — сильно недосыщенные кремнекислотой. Дальнейшие подразделения видны из таблицы на стр. 148—151.

Разграничение кислых, средних и основных пород первоначально основывалось на процентном содержании кремнекислоты (55% и ниже — основные породы, 55—65% — средние, 65% и выше — кислые). Эти границы в общем близки к тем, которые установлены по коэффициенту кислотности (см. ниже), но не совпадают с ним. Рациональнее основывать понятие о кислотности и основности не на эмпирических границах, а на принципе насыщения и пересыщения, аналогично понятию о средних, основных и кислых солях. Этот принцип был введен мною еще в 1890 г. (43) и затем подробнее разработан в 1897 г. (44). Пересыщенными мы называем те породы, в которых есть избыток кремнекислоты в свободном состоянии; в полнокристаллических породах этот избыток кристаллизовался в виде кварца, который поэтому и является *симптоматическим минералом* для кислых пород; в породах неполнокристаллических, содержащих аморфный кристаллизационный остаток

(в виде стекла или микрофельзита), кварца может и не быть, избыточная кремнекислота остается в этой аморфной части породы. Средними мы называем породы, в которых вся кремнекислота связана и все силикаты представлены насыщенными, предельными по содержанию кремнекислоты силикатами. Основными являются породы с недостатком кремнекислоты, т. е. с недосыщенными силикатами, как, например, оливин, нефелин, лейцит, отчасти анортит.

Принцип насыщения был применен Морозевичем (20) к глинозему. Значительно позднее принцип насыщения был также положен Шэндом в основу его химической классификации.

Границы между тремя главными классами, т. е. кислыми, средними и основными породами, вполне определенные. Нельзя этого сказать относительно разграничения кислых и ультракислых, основных и ультраосновных пород; там границы условны. Будем называть ультракислыми те породы, у которых коэффициент кислотности (см. ниже) больше 4,5, а процентное содержание кремнекислоты превышает 78%; для полнокристаллической кварцево-полевошпатовой породы это соответствует приблизительно породе, состоящей на две трети из щелочного полевого шпата и на одну треть из кварца; в породах эффузивных, например некоторых липаритах, ультракислый характер обусловлен высоким содержанием кремнекислоты в стекле или в литоидитовой основной массе. Что касается ультраосновных пород, то для них границей приняты условно коэффициенты кислотности меньше 1,30 или 1,25, а содержание кремнекислоты меньше 38% (быть может 40%). Среди полнокристаллических пород это такие, которые состоят существенным образом из разных комбинаций анортита или нефелина, оливина и мелилита, анальцима, пироксена, с более или менее значительным содержанием рудных выделений; в эффузивах мы имеем те же комбинации с очень основным стеклом или анальцимом.

Породы промежуточные между двумя крайними типами можно рассматривать (конечно, условно) как смеси этих крайних типов в разных пропорциях. Будем называть такие породы, или, вернее, такие ряды пород, которые можно рассматривать как различные смеси двух крайних членов, *изотектическими* (аналогично изоморфным смесям). Таковы, например, все переходные звенья между гранитами и кварцевыми диоритами, граносиениты, габбро-сиениты, трахиандезиты и т. п.

Гранитовая и базальтовая магмы, как уже указано, являются господствующими, значительно превосходящими в количественном отношении все остальные, вместе взятые. Кислая магма представлена главным образом глубинной фацией, т. е. гранитами, почему и можно называть ее гранитовой. Основная магма, наоборот, представлена по преимуществу эффузивной фацией — диабазами и базальтами; ее поэтому правильнее называть не габброидной, а базальтовой. Дэли видит в этом доказательство в пользу его «эктетической теории», согласно которой земная кора построена так: сверху кислая гранитная корка, под нею — базальтовая магма.¹

¹ В настоящее время Дэли говорит уже не о жидкой базальтовой магме, а о практически твердой, но потенциально жидкой *стекловатой* базальтовой зоне.

Не входя здесь в критическое рассмотрение этой теории, ограничимся пока замечанием, что упомянутый факт появления кислой магмы по преимуществу в виде интрузивной фации, а основной — в виде эффузивной, естественнее объясняется большей вязкостью кислой магмы и, наоборот, большей жидкоплавкостью основной магмы. Поэтому кислая магма быстрее, при прочих равных условиях, застывает или делается настолько вязкой, что утрачивает способность к извержению, а потому и остается в виде интрузивных массивов, в то время как базальтовая магма в тех же условиях достигает в жидком виде земной поверхности и питает различные подводные и наземные вулканические аппараты. Мы имеем здесь аналогию с фактом отсутствия мономинеральных пород (анортоситов, пироксенитов, дунитов и т. п.) среди эффузивных фаций; этот факт может быть объяснен их тугоплавкостью, лишаящей их возможности дойти в жидком виде до земной поверхности.

Не все авторы, принимающие существование единой базальтовой родоначальной магмы, согласны в своих взглядах на условия ее существования или образования в литосфере. Одни допускают непосредственное существование жидкой базальтовой магмы. Другие, как Дэли (45) в последнее время, считают, что эта магма находится в стекловатом состоянии и разжижается в процессе извержения. Фермор (46) высказывается за образование базальтовой магмы при ослаблении давления из глубинной эклогитовой зоны, существование которой он допускает, как и некоторые другие авторы, исходя из гравитационных соотношений и из того факта, что эклогит представляет наиболее плотную минеральную комбинацию состава базальтовой магмы. Наконец Боуэн допускает возможность образования базальтовой магмы за счет перидотитовой, которая составляет, вероятно, более глубокие слои литосферы (аналогия с метеоритами, на которую указывал уже Добрэ). Самый процесс превращения перидотита в базальтовую магму Боуэн называет выборочным плавлением (*selective fusion*); но трудно себе представить образование богатой полевым шпатом базальтовой магмы из перидотитовой, в которой полевошпатовые элементы почти или даже вовсе отсутствуют.

Проблема химического состава изверженных пород многогранна и затрагивает многие вопросы петрологии и вулканологии. Нами уже была отмечена известная закономерность химического состава, выражающаяся в том, что среди изверженных пород возможны лишь некоторые определенные типы химического состава, что среди них не встречаются такие типы, которые, однако, возможны среди других силикатных пород, образовавшихся при других условиях и представляющих иные формы равновесия — контактные роговики и кристаллические сланцы. Точно так же при разборе минералогического состава была отмечена его зависимость от химического состава, равно как и влияние химического состава магмы на порядок выделения минералов. Разнообразие изверженных пород в пределах той или иной петрографической провинции или даже в пределах одного интрузивного массива, приводящее нас к учению о дифференциации, представляет другую и, быть может, наиболее животрепещущую проблему химизма изверженных пород. С этой

последней проблемой тесно связан также вопрос о хронологической смене в одном и том же вулканическом очаге лав различного состава. Наконец, как отмечалось выше, особое место в ряду проблем химического состава занимает вопрос о родоначальной магме или родоначальных магмах, — вопрос, носящий, правда, спекулятивный характер и не поддающийся строгому геологическому учету, но несомненно представляющий большой интерес. Ко всем этим сторонам химической проблемы изверженных пород следует присоединить также искания в области возможной связи химического состава с геологическим возрастом и с формами залегания.

Издавна привыкли считать, что кислые породы, граниты, приурочены по преимуществу к древним периодам, главным образом к докембрию и отчасти к палеозою, хотя встречаются граниты и мезозойские и даже третичные.¹ Впоследствии, по мере расширения наших сведений в области древних извержений, в эту концепцию была внесена поправка в том смысле, что в древних формациях кислые породы преобладают среди интрузивных образований, а основные — среди эффузивных. Массовые излияния лав, носящие названия трещинных, площадных и т. п., которыми так изобилует третичный период и отчасти конец мелового, при сопоставлении их с трещинными излияниями Исландии как бы подсказывали, что такие массовые линейные или площадные излияния присущи по преимуществу кайнозою; обширные трапповые площади Сибири, Индии (Деккан) и отчасти Сев. Америки, правда, заставили нас ввести значительную поправку в этот вывод. Другое обобщение по отношению к массовым излияниям заключается в том, что они, по-видимому, играют доминирующую роль в подводных извержениях как неовулканических, так и древних. Все эти геохронологические стороны химической проблемы изверженных пород скорее должны быть названы исканиями, чем решениями; они нами ставятся, ответы нащупываются, но по самой сути дела могут быть пока только предположительны. Значение этих сторон проблемы в значительной степени заключается в том, что здесь резко подчеркивается связь химической петрографии изверженных пород с вулканологией, связь настолько тесная, что во многих случаях трудно сказать, где кончается петрография и где начинается вулканология, или наоборот. Поэтому всякий петрограф, не проходящий мимо этих вопросов химической петрографии изверженных пород, а задумывающийся над ними, фатально приходит к вулканологии, равно как и всякий вулканолог, который не довольствуется изучением внешнего процесса извержения и морфологии вулканических аппаратов, а вникает в генетические соотношения вулканических аппаратов, фатально сталкивается с вопросами петрографии.

Кислая магма, от которой происходят граниты, кварцевые диориты, сиениты, нефелиновые сиениты и их эффузивные аналоги, и основная магма, дающая начало габбро, перидотитам, пироксени-

¹ Дзели отмечает, однако, тот факт, что постаршеиские граниты пользуются несравненно меньшим распространением, чем допалеозойские. А для Германии Клоос недавно подчеркнул, что ее граниты приурочены, как общее правило, к границе между гнейсами и нижнепалеозойскими отложениями.

там, базальтам и другим основным эффузивам, различаются, конечно, прежде всего содержанием кремнекислоты: кислая магма пересыщена кремнекислотой (процентное ее содержание не ниже приблизительно 65%), основная магма недосыщена кремнекислотой (процентное содержание не выше приблизительно 55%). Но различие между ними заключается не только в этом. Кислая магма, вообще говоря, богаче летучими компонентами, и среди них большую роль играют фтор и бор; для основной магмы характерен хлор. С кислой магмой связаны магматические сегрегации и магматические (в широком смысле слова) месторождения оловянного камня, вольфрамита, молибденита, магнитного железняка; с основной магмой — платины и платиновых металлов, хромистого железняка, титано-магнетита, сульфидов железа, меди, никеля. Для кислой магмы и ее производных характерны месторождения фторапатита, а для основной магмы — хлорапатита. Наконец следует отметить склонность кислой магмы к инъекционному метаморфизму и к образованию мигматитов и склонность основной магмы давать значительные интрузивные пласты и мощные покровные излияния.

Магматические формулы и коэффициенты

Исходным материалом, на котором основаны химическая характеристика изверженных пород, сравнение между собою разных пород и возможность тех или иных петрогенетических выводов и сопоставлений, является химический анализ горной породы. Прежде довольствовались, анализируя горную породу, определением восьми (или немного более) наиболее в количественном отношении важных составных частей. Постепенно выяснилась необходимость гораздо более полных анализов. Широкое, почти универсальное распространение в изверженных породах титановой кислоты и фосфорной кислоты делает их определение в настоящее время обязательным. Значение таких, хотя бы и в ничтожных количествах входящих в изверженную породу, элементов, как литий, рубидий, барий, стронций и др., которые могут нам помочь уловить генетическую связь между разными горными породами того или иного района, наконец важность таких определений, как материала для геохимической истории разных элементов и их распространения в литосфере, довели число определений в анализе горной породы до 15—20. Благодаря этому анализ сделался громоздким; трудно непосредственным обозрением анализа или ряда анализов выявить характерные особенности данной породы или ряда пород. Отсюда стремление заменить громоздкий анализ какими-нибудь формулами или коэффициентами, которые в сжатой форме давали бы возможность уловить характерные особенности данной породы, не теряясь в мелочах, нужных для дальнейших подразделений.

Многие из старых анализов представляют в настоящее время негодный материал как по своей неполноте, так и по несовершенству методики. В частности при определении железа безусловно необходимо отдельно определять окись и закись, а не давать лишь валовое содержание железа в виде окиси, так как окись и закись железа играют в изверженных породах совершенно разную роль.

Незначительное содержание магнeзии при очень большом содержании глинозема во многих случаях объясняется неправильностью методики осаждения глинозема, ведущей к одновременному выпадению магнeзии. Определение щелочей просто по разности, вместо отдельного и непосредственного определения кали и натра, в настоящее время также совершенно недопустимо.

Основой всех наших суждений о химизме горных пород, о процессах дифференциации, о генезисе и родственных отношениях магматических пород являются химические анализы. Чтобы основа эта была достоверной и не вводящей в заблуждение, химические анализы должны удовлетворять двум условиям. Во-первых, анализы должны быть доброкачественными и полными, удовлетворяющими вышеуказанным условиям. Во-вторых, принимая во внимание, что отдельные анализы отражают индивидуальные особенности отдельных анализируемых образцов, необходимо иметь в своем распоряжении более или менее значительное число анализов для вывода из них характеристики *среднего типа* статистическим исчислением. Для определения средних величин отдельных составных частей породы можно применять три метода: 1) сумма содержания данной составной части в некотором числе анализов делится на общее число этих анализов, независимо от того, имеется ли данная составная часть во всех анализах или нет; 2) эта сумма делится на число только тех анализов, в которых данная составная часть имеется; 3) берется среднее из 1) и 2). В зависимости от примененного метода средняя характеристика будет несколько отличаться, не говоря уже о том, что степень ее достоверности будет, конечно, в значительной степени зависеть от качества и количества взятой для вычисления совокупности анализов.

С этими средними характеристиками совпадает наибольшее число встречающихся в природе представителей данного типа или семейства. Однако в более или менее значительном числе случаев наблюдаются отклонения от средних величин в ту или другую сторону. *Пределы этих отклонений*, т. е. следовательно пределы колебаний содержания данной составной части от некоторого минимума до некоторого максимума устанавливаются приемами вариационной статистики (о чем будет еще речь).

Независимо от вышеизложенного, анализ, выраженный в весовых процентах, не дает правильного представления о количественных взаимоотношениях разных составных частей между собою и с кремнекислотой. Переводя мысленно или путем пересчета химический анализ на минералы, мы должны иметь состав породы не в весовых процентах, а в эквивалентах. Этот пересчет значительно упрощается, если пользоваться таблицами Озанна, Экермана, Филлипборна или Заварицкого (см. список литературы в конце книги).

Заметим, что весовые проценты иногда искажают истинные количественными взаимоотношениями. Так, например, если в породе 3% натра и 4% кали, это не значит, что кали больше, ибо в эквивалентах отношения в этом случае как раз обратны (0,0484 натра и 0,0426 кали или в целых числах: 48 натра: 43 кали); такую же картину представляет, например, порода с 5% извести и 4% магнeзии и т. п.

Для целесообразного сравнения химических анализов изверженных пород между собою, для характеристики их химических особенностей надо процентное содержание кремнекислоты и разных оснований перечислить на молекулярные отношения, и желательно найти простые коэффициенты и формулы, которые резюмировали бы особенности химического состава в компактной форме.

Существует несколько методов таких пересчетов; наибольшим распространением пользуются методы Озанна, Вашингтона-Пёрсона-Кросса-Иддингса (так называемый американский, или СРРW), Ниггли и тот, который был предложен мною в 1897 г.

Мы будем в дальнейшем пользоваться этим последним, сущность которого сводится к нижеследующему.

Для общей характеристики химического состава изверженной породы и для вычисления по химическому составу изверженной породы ее минералогического состава надо перечислить анализ, который всегда дается в весовых процентах кремнекислоты и оснований, на эквивалентные молекулярные количества. С этой целью мы делим число, выражающее процентное содержание кремнекислоты или того или иного окисла, на соответствующий частичный вес.¹ Чтобы иметь дело не с дробями, а с целыми числами, можно полученные величины помножить на 10 или на 100. Отсюда легко уже перейти путем соединения окислов одного типа к такой краткой магматической формуле, которая дает в сжатом виде все родовые особенности данного семейства или рода, подобно тому как общая, так сказать алгебраическая, формула пироксенов, оливинов, гранатов и т. п. дает общий тип состава данной группы, считаясь с изоморфными замещениями и с тем или иным конкретным значением групп R_2O , RO , R_2O_3 в определенном роде и виде. Такие общие алгебраические формулы хорошо и достаточно характеризуют данное семейство, в пределах которого, в зависимости от того или иного конкретного значения коэффициентов при R_2O , RO , R_2O_3 и SiO_2 , и получаются определенные роды и виды. Приведя сумму R_2O , RO , R_2O_3 и SiO_2 к 100, можно было бы получить в молекулярных процентах формулы такого вида: nR_2O mRO pR_2O_3 $qSiO_2$. Такие формулы были мною в свое время вычислены, но практически я предпочитаю пользоваться и всегда пользовался еще более компактной формулой: соединяя сумму R_2O и RO в одно целое, обозначаемое \overline{RO} , и давая отдельно отношение $R_2O : RO$, мы получаем формулу такого вида: $n \overline{RO}$ mR_2O_3 $qSiO_2$, а приняв коэффициент при R_2O_3 за единицу, получим $\frac{n}{m} \overline{RO}$ R_2O_3 $\frac{q}{m} SiO_2$, т. е. $k \overline{RO} R_2O_3 / SiO_2$ и $R_2O : RO = a : 1$ или $R_2O : RO = 1 : b$ в зависимости от преобладания щелочей или щелочных земель.

Вот пример перечисления анализа на магматическую формулу и коэффициент кислотности.

¹ TiO_2 , вода, CO_2 , P_2O_5 , Cl , S отбрасываются, причем вычитается тройное по сравнению с P_2O_5 молекулярное количество CaO , необходимое для образования с P_2O_5 фосфата, а также то количество CaO , которое нужно для образования с CO_2 кальцита. MnO присоединяется к FeO .

Сибирский трапп (габбро-диабаз) с р. Ангары ниже Падунского порога

%		Эквиваленты	
SiO ₂	48,76	SiO ₂	0,8127
TiO ₂	2,00	Al ₂ O ₃	0,1482
Al ₂ O ₃	15,12	Fe ₂ O ₃	0,0092
Fe ₂ O ₃	1,47	FeO	0,1711
FeO	12,24	MgO	0,1305
MnO	0,08	CaO	0,1766
MgO	5,22	Na ₂ O	0,0381
CaO	10,14	K ₂ O	0,0077
Na ₂ O	2,36		
K ₂ O	0,72		
P ₂ O ₅	0,21		
H ₂ O	0,70		
Пот. при прокал.	1,97		
Сумма . 100,99			

5,2 \overline{RO}	1,6 R ₂ O ₃	8,1 SiO ₂	}	0,5240
или 3,25 \overline{RO}	R ₂ O ₃	5,06 SiO ₂		
α = 1,63; β = 84; γ = 1,19				
R ₂ O : RO = 1 : 10				
Символ — $\frac{3,25}{1,63}$				
(см. стр. 145—146)				

В молекулярных процентах: 3,07 R₂O 32 RO 10,53 R₂O₃ 54,73 SiO₂
или 35,07 \overline{RO} 10,53 R₂O₃ 54,73 SiO₂

Принимая во внимание, что изверженные породы являются прежде всего силикатными породами и что магма, из которой они получаются, является магмой силикатной, и учитывая то обстоятельство, что при значительных вариациях в содержании кремнекислоты и разных оснований общий облик магмы и полученной из нее породы в значительной степени определяется относительными количествами кремнекислоты и общей суммы оснований, издавна различали богатые и бедные кремнекислотою породы под названием *кислых, средних и основных*. Первоначально границы этих групп определялись известным процентным содержанием кремнекислоты. В 1890 г. я заменил это произвольное разграничение понятием о кислотности магмы или горной породы и предложил называть средними те породы, в которых вся кремнекислота насыщена основаниями, кислыми — те, в которых есть избыток кремнекислоты, т. е. свободная кремнекислота (в полнокристаллической породе являющаяся всегда в виде кварца), основными — те, в которых есть недостаток кремнекислоты для насыщения всех оснований, т. е. магмы недосыщенные, и ультраосновными — магмы сильно недосыщенные. Для обозначения кислотности мною введен особый коэффициент кислотности, обозначаемый буквой α и дающий отношение числа атомов кислорода кремнекислоты к числу атомов кислорода всех оснований. Вычисляется этот коэффициент так: если магматическая формула $m\overline{RO} nR_2O_3 qSiO_2$, то коэффициент кислотности $\alpha = \frac{2q}{m+3n}$; следовательно в вышеприведенном конкретном случае 5,2 \overline{RO} 1,6 R₂O₃ 8,1 SiO₂ мы имеем: $\alpha = \frac{8,1 \times 2}{5,2 + 1,6 \times 3} = 1,62$.

Есть еще один коэффициент, представляющий известный интерес, а именно — отношение числа частиц кремнекислоты к общему числу частиц оснований. Мы называем этот коэффициент кислотным параметром и обозначаем его через γ. Вычисляется он так: $\gamma = \frac{q}{m+n}$; следовательно в нашей формуле $\gamma = \frac{8,1}{5,2 + 1,6} = 1,2$.

Интересно, что величина 2 для γ является предельной для пород, насыщенных кремнекислотой: если γ превышает 2, то в интрузивной породе всегда есть кварц, т. е. она является кислой.

Другое интересное соотношение заключается в том, что если расположить интрузивные породы по убывающей величине кислотного параметра, то значение γ для каждой из них окажется средним арифметическим между параметрами двух смежных с нею пород. Наконец буквою β обозначается число частиц оснований, приходящихся на 100 частиц кремнекислоты, т. е. в вышеприведенной формуле:

$$\beta = \frac{(m+n)100}{q} \quad \text{или} \quad \beta = \frac{(5,2+1,6)100}{8,1} = 84.$$

Понятие о кислых, средних и основных породах, как пересыщенных, насыщенных и недосыщенных кремнекислотой, и о коэффициенте кислотности, как показателе наличия или отсутствия свободной кремнекислоты, применимо лишь к полиминеральным, по меньшей мере биминеральным, породам, но не к породам мономинеральным. Например, ортоклазит или альбитит и по содержанию кремнекислоты (68, 69%) и по коэффициенту кислотности ($a=3$) должны были бы быть названы кислыми, между тем как эти породы, состоящие из минералов насыщенных, но не пересыщенных кремнекислотой, свободной кремнекислоты, конечно, не содержат.

Средние формулы являются известной абстракцией, условным выражением наиболее обычного среднего типа, около которого и варьируют с отклонением в ту или иную сторону отдельные конкретные случаи. Поэтому следующей задачей химической характеристики изверженных пород, после установления среднего типа, является определение пределов колебаний отдельных коэффициентов в наших формулах и в других условных обозначениях. Эти пределы могут быть установлены путем внимательного сопоставления отдельных анализов или при помощи приемов вариационной статистики. В специальной части будут даны эти пределы для отдельных семейств.

В тех случаях, когда требуется лишь общая характеристика химического облика серии горных пород, можно вышеприведенные формулы заменить упрощенными символами. В самом деле, для общей характеристики химического облика горной породы достаточно знать три величины: 1) отношение $\overline{RO} : R_2O_3$, 2) коэффициент кислотности, 3) отношение $R_2O : RO$. Так как R_2O_3 всегда приравнивается к единице, то отношение $\overline{RO} : R_2O_3$ определенно выражается коэффициентом при \overline{RO} ; обозначим эту величину через R или \bar{R} и будем ставить коэффициент за ним. Коэффициент кислотности остается таким, каким он был и раньше. Что касается третьей величины, то ведь нам важно лишь знать, принадлежит ли порода к щелочным, к щелочноземельным или к промежуточным, т. е. преобладает ли R_2O над RO или наоборот, или же R_2O приблизительно равно RO ; самые числа, выражающие эти отношения, для общей характеристики не нужны. Этот знак щелочности можно выражать

просто плюсом (+) для $R_2O > RO$, минусом (-) для $R_2O < RO$ и \pm для $R_2O = RO$.¹

Таким образом символ породы сведется к одному из следующих двух обозначений:

$$+Rnat, \text{ например: } +R3\alpha 2,5,$$

или

$$+R_n\alpha_m, \text{ например: } +R_3\alpha_{2,5}.$$

Наконец можно символ еще упростить, если писать его в виде дроби, считая всегда R за числитель, а α за знаменатель, т. е.:

$$+\frac{n}{m}, \text{ например: } +\frac{3}{2,5},$$

$$\text{или } -\frac{n}{m}, \dots \dots -\frac{3}{2,5},$$

$$\text{или } \pm\frac{n}{m}, \dots \dots \pm\frac{3}{2,5}.$$

Такой символ вполне характеризует химический облик горной породы, так как состоит из трех независимых друг от друга параметров. По своей простоте и компактности он дает возможность на диаграммах, изображающих взаимоотношение горных пород, заменять фигуративную точку породы ее символом.

Эти символы удобны и для обозначения пределов колебаний величины RO и α в каком-нибудь семействе или типе. Например, символ русских гранитов:

$$\text{средний тип } +\frac{1,05}{4,12},$$

$$\text{пределы колебаний } +\frac{0,8-1,1}{3,8-5}.$$

Можно было бы соотношения между окислами и кремнекислотой выражать и иначе, а именно, приведя всю сумму частиц оснований и кремнекислоты к 100, определить в процентах число частиц SiO_2 и оснований. Если взять при этом не три члена (RO , R_2O_3 , SiO_2), а четыре (R_2O , RO , R_2O_3 , SiO_2), то можно пользоваться для диаграмм тетраэдром, как это было сделано Федоровым (47). Для диаграмм трехчленных формул можно пользоваться равносторонним треугольником.

Пользуясь приведенным здесь методом перечисления анализов, можно дать группировку изверженных пород по их химическим особенностям, приведенную в таблице на стр. 147—150; разрядкой отмечены породы глубинные, буквой α — эффузивные.

Существуют разные методы *графического изображения* взаимоотношений изверженных пород по их химическому составу. Остроумную диаграмму применительно к принятым нами здесь формулам и коэффициентам дал В. Н. Лодочников. Сущность этой диаграммы, в изложении самого автора, любезно сделавшего диаграмму и написавшего пояснение к ней, дана в конце книги.

¹ Если угодно, можно обозначить значительную щелочность двумя плюсами, а значительное преобладание щелочных земель двумя минусами.

Химическая классификация изверженных пород

Группы	Под-группы	Семейства	α	$\overline{RO} : R_2O_3$ или R	$R_2O : RO$ или r	
А. Ультраосновные породы, или гитобазиты (магмы асилкатные и моносилкатные, $\alpha < 1,3$ или мейосилкатные)	I. Магмы несиликатные	1. Сульфодолиты (магматические сульфиды Fe, Cu, Ni)				
		2. Ферролиты и шпинеллиты (магматический магнетит и титано-магнетит; хромит; ильменитит)				
		3. Карбонатиты				
		4. Апатитовая порода — фосфатолиты				
	II. Магмы щелочноземельные	а) магмы сесквин-оксидн.	5. Корундово-полевошпатовые и шпинелевые породы (кыштымит, плюмазит)	0,35	0,28	1 : 7
			б) магмы, лишенные глинозема или бедные им			
		6. Перидотиты	1,17	12		
		6а. Пикриты	1,28	5,46	1 : 30	
		7. Альнеит	0,98	6	1 : 16	
		7а. Мелилитовый базальт	1,03	6,3	1 : 12,7	
		III. Магмы промежуточные (более или менее богатые глиноземом)		8. Рудные габбро и пироксениты	1,26	3,5
	8а. Рудные порфириты					
	9. Ультра-щелочноземельные (алькалитоховые) габбро			1,14	3,5	1 : 38
9а. Алькалитоховые порфириты	1,34			2	1 : 1,5	
10. Ургит	1,21			1,1		
10а. Лимбургит и авгит	1,26			2,2	1 : 5,6	
11. Нефелин. базальты, базаниты и т. п. Лейцитовые базальты и т. п.	1,20			1,5—2,5	1 : 3,3	
12. Мончикит	1,21				1 : 4,6	
12а. Анальцимовый базальт	1,20				1 : 3,7	
13. Камptonит.	1,22			4	1 : 7	
		1,24	1,5	1 : 4,1		

Примечание: Названия интрузивных пород напечатаны разрядкой, а эффузивных — обыкновенным шрифтом; у порядкового номера эффузивных пород стоит буква а.

Группы	Под- группы	Семейства	α	$\overline{RO} : R_2O_3$ или R	$R_2O : RO$ или r	
	IV. Магмы щелочные	14. Уртит	1,21	1,1	6,9 : 1	
В. Основные породы, или базиты (магмы монсисиликатные) $2,2 > \alpha > 1,3$	а) магмы, бедн. глиноземом или совсем безглиноземные	15. Пироксениты и горнблендиты	1,83	> 20		
		16. Габбро; нориты; Гиперстениты	1,49 1,71	3	1 : 15 1 : 6 до 1 : 8	
	б) магмы, более или менее богатые глиноземом	16a. Базальты; диабазы	Базальтовая (или габброидная) магма	1,63	2,5—3	
		17. Шонкинит; миссурит		1,60	5	1 : 1,5
		18. Нефелиновое габбро (= ийолит)		1,34	2	1 : 1,5
		19. Эссекситы		1,58	2	1 : 3,4
		19a. Тефрито-базальты		1,48	2,1	1 : 2,5
		20. Вогезиты		1,52	2,6	1 : 4,3
		21. Габбро-сиениты (монзониты)		2,0	3	1 : 3,9
		21a. Трахибазальты (трахидолериты)		2,0	3,5	1 : 4
		22. Диориты		1,77	1,5	1 : 4,3
		23. Лабрадориты; анортозиты		1,61	1	1 : 3

Группы	Под- группы	Семейства	α	$\overline{RO} : R_2O_3$ или R	$R_2O : RO$ или r	
В. Основные породы, или базиты	VI. Магмы промежу- точные	24. Тефриты	1,79	2,6	1:1,5	
		24a. Трахититы	1,79	1,25	1:1	
		25a. Андезито-трахиты	2,07	1,4	1:1	
	VII. Магмы щелочные	26. Нефелиновые сиениты	1,92	1	3,2:1	
		26a. Фонолиты	2,0	1	4,5:1	
		27. Тингуаиты	2,0	1,27	6:1	
	С. Средние породы, или мезиты (магмы бисиликатные) $2,5 > \alpha \geq 2$	VIII. Магмы щелочно-земельные	28. Андезиты и порфириты	2,20— —2,4	1,4—1,7	1:2,8
28a. Андезито-тефриты			2,17	1,38	1:1,8	
29. Сиениты			2,34	1,8	1:2,2	
29a. Порфиры и кератофиры			2,21	1,7	1:1,4	
IX. Магмы щелочные		30. Щелочн. сиениты	2,55	1,51	1,56:1	
		30a. Трахиты	2,40	1,21	2,3:1	
		31. Тёнсбергиты (Микроклины, ортоклазиты)	2,23 3,0	1 1	1,2:1	
X. Магмы щелочно-земельные		32. Кварцевые базиты (Кварцевые габбро)	2,4	1,7	1:2,1	
D. Кислые породы, или ацидиты (магмы поли- силикатные или плей- стосиликатные) $\alpha \leq 2,5$		XI. Магмы щелочно-земельные	33. Кварцевые диориты	2,8	1,5	1:2,4
			33a. Санториниты	3,02	1,8	1:1,5
	32b. Кварцевые порфириты		3,0	1,25	1:1,2	
	33. Банатиты		2,56	1,4	1:1,8	
	34a. Андезито-дациты		2,5	1,5	1:2,2	

Группы	Под- группы	Семейства	α	$\overline{RO} : R_2O_3$ или R	$R_2O : RO$ или r	
D. Кислые породы, или <i>ацидиты</i> (магмы полнсиликатные или плейстосиликатные) $\alpha \approx 2,5$	XII. <i>Магмы промежуточные</i>	35. Адамеллиты (= плагиоклаз. граниты)	3,36	1,25	1 : 1,6	
		35a. Дациты и кв. порфиры	3,02	1,25	1 : 1,5	
		36. Граносиениты	2,94	1,35	1 : 1,2	
	XIII. <i>Магмы щелочные</i>	37. Пантеллерито-граниты	3,50	> 1,5		
		37a. Пантеллериты	3,56	1,7	1,6 : 1	
		38. Гранититы	3,70	1,2—1,5		
		38a. Липарито-дациты	3,6	1,1	1 : 1	
		39. Нордмаркиты	2,68	1	4,5 : 1	
		39a. Окси-трахиты	2,55	1	5,1 : 1	
		40. Граниты	3,91	1	1,7 : 1	
	40a. Липариты, кварц. порфиры и кв. кератофиры	> 4	< 1,25	} 2,5 : 1 4 : 1		
	E. Ультракислые породы, или <i>гиперацидиты</i> $\alpha > 5$	XIV. <i>Магмы щелочно-земельные</i>	41. Грейзен	> 5	< 1,25	
			42. Аляскит	4,38	1	5 : 1
XV. <i>Магмы щелочные</i>		43. Аплитовые граниты	5,55	1	5,2 : 1	
		43a. Кварц. грорудиты и ультракисл. кератофиры	5,68	1	10 : 1	
XVI. <i>Магмы совсем или почти совсем лишенные оснований</i>		44. Кварцолиты				

Средний валовой химический состав изверженных пород

Если взять среднее арифметическое из большого числа анализов какой-нибудь страны или всего света, то получится так называемый средний валовой состав изверженных пород. Такой подсчет был сделан Кларком (48). Принимая во внимание, что осадочные породы играют незначительную роль в составе литосферы (по Кларку 95% составляют изверженные породы и лишь 5% — осадочные), можно этот средний состав изверженных пород считать за средний валовой состав каменной литосферы в целом.

Таблица распространения химических элементов

I. По Кларку		II. По Вашингтону	
А. В изверженных породах	В. Во всей литосфере		
O	47,29	47,33	Кислород 46,43,%
Si	28,02	27,74	Кремний 27,77
Al	7,96	7,85	Алюминий 8,14
Fe	4,56	4,50	Железо 5,12
Ca	3,47	3,47	Кальций 3,63
Mg	2,29	2,24	Натрий 2,85
Na	2,50	2,46	Калий 2,60
K	2,47	2,46	Магний 2,09
H	0,16	0,22	Титан 0,629
Ti	0,46	0,46	Фосфор 0,130
C	0,13	0,19	Водород 0,127
Cl	0,063	0,06	Марганец 0,096
P	0,13	0,12	Фтор 0,077
S	0,10	0,12	Хлор 0,055
Ba	0,093	0,08	Сера 0,052
Mn	0,078	0,08	Барий 0,048
Sr	0,034	0,02	Хром 0,037
F	0,10	0,10	Цирконий 0,028
Zr	—	0,017	Углерод 0,027
Ni	—	0,020	Ванадий 0,021
Cr	—	0,034	Никель 0,019
V	—	0,017	Стронций 0,018
Li	—	0,004	Литий 0,003
Все прочие элементы .	—	0,50	Медь 0,002
		100,00	Церий и т. п. 0,001
			Бериллий 0,00x
			Кобальт 0,00x
			Бор 0,00x
			Цинк 0,000x
			Свинец 0,000x
			Мышьяк 0,000x
			Кадмий 0,0000x
			Олово 0,0000x
			Ртуть 0,0000x
			Сурьма 0,0000x
			Молибден 0,0000x
			Серебро 0,00000x
			Вольфрам 0,00000x
			Висмут 0,00000x
			Селен 0,000000x
			Золото 0,000000x
			Бром 0,000000x
			Теллур 0,0000000x
			Платина 0,0000000x

Средний валовой состав изверженных пород

	Среднее по Кларку 1920 г.	Пелиты и гли- нистые сланцы	Среднее по Вашингтону 1921 г. (5179 анализов)	Среднее по Кнопфу	Среднее из со- става гранита и базальта	Средний со- став земной коры по Кларку	Песчаники	Известняки
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	59,83 ⁰ / ₀	58,11 ⁰ / ₀	59,09 ⁰ / ₀	62,52 ⁰ / ₀	60,17 ⁰ / ₀	59,77 ⁰ / ₀	78,31 ⁰ / ₀	5,19 ⁰ / ₀
TiO ₂	0,79	0,65	1,05	0,74	0,89	0,77	0,25	0,06
Al ₂ O ₃	15,02	15,40	15,35	15,93	15,43	14,89	4,76	0,81
Fe ₂ O ₃	2,62	4,02	3,08	2,95	3,55	2,69	1,08	} 0,54
FeO	3,43	2,45	3,89	3,30	4,07	3,39	0,30	
MnO	0,10	—	0,12	—	0,23	0,09	—	0,05
MgO	3,74	2,44	3,49	3,01	3,62	3,74	1,16	7,89
CaO	4,83	3,10	5,08	5,14	5,63	4,84	5,50	42,57
Na ₂ O	3,37	1,30	3,84	3,45	3,24	3,25	0,45	0,05
K ₂ O	3,05	3,24	3,13	2,69	2,82	2,98	1,32	0,33
ZrO ₂	0,023	—	—	—	—	0,02	—	—
CO ₂	0,49	2,63	0,30	—	—	0,70	5,04	41,54
P ₂ O ₅	0,29	0,17	—	0,27	0,35	0,28	0,08	0,04
S	0,10	0,65 ¹	—	—	—	0,10	0,07 ¹	} 0,05 0,09
Cl	0,063	—	—	—	—	0,06	—	
F	0,10	—	—	—	—	0,09	—	—
BaO	0,10	0,05	—	—	—	0,09	0,05	—
SrO	0,043	—	—	—	—	0,04	—	—
NiO	0,026	—	—	—	—	0,025	—	—
Cr ₂ O ₃	0,048	—	—	—	—	0,05	—	—
V ₂ O ₅	0,026	—	—	—	—	0,025	—	—
Li ₂ O	0,011	—	—	—	—	0,01	—	—
C	—	0,80	—	—	—	0,3	—	—
H ₂ O —	0,48	—	—	—	—	2,02	—	—
H ₂ O +	1,42	4,99	1,14	—	—	—	1,63	0,77
Неопр.	—	—	0,48	—	—	—	—	—
	100,00	—	100,00	100,00	—	100,00	—	—

¹ SO₂.

В таблице, приведенной на стр. 152, даны числа, выведенные Кларком и Вашингтоном; они показывают, что в среднем валовой состав изверженных пород, или всей литосферы, соответствует сиениту; чем больше анализов положено в основание вычислений, тем ближе результат подходит к сиениту, как показывают последние данные, выведенные Вашингтоном более чем из 5000 анализов. Все эти вычисления встречают одно серьезное возражение, а именно, что при таком статистическом подсчете не приняты во внимание количественные соотношения разных горных пород в природе. Однако возможно, повидимому, допустить, что большое число анализов дает корректив к этому дефекту.

Кнопф сделал попытку ввести корректив в виде коэффициентов к разным породам, согласно указанным Дэли количественным их соотношениям, и получил состав несколько отличный, а именно близкий к андезито-дациту.

Хорошо известно, что породы гранитовой магмы, с одной стороны, и базальтовой (габброидной), с другой, значительно преобладают над всеми остальными и пользуются приблизительно одинаковым распространением. Отсюда вытекает, что средний валовой состав литосферы отвечает в общем среднему из этих двух магм. И действительно, среднее из гранитной и базальтовой магмы очень близко к среднему валовому составу литосферы, вычисленному вышеуказанным путем.

Вычисления Кларка и других дают картину распространения элементов в земной коре. Содержание лишь 8 элементов превышает 2%, все остальные определяются долями процента; около 99,9% всей литосферы составляют около 16 элементов; на долю всех остальных приходится 0,1%.

В таблице (стр. 152) даны числа Кларка, Кнопфа и Вашингтона, которым соответствуют следующие магматические формулы и коэффициенты:

№	Магматическая формула	$R_2O : RO$	Коэффициент кислотности	Примечания
I	$1,83 \overline{RO} R_2O_3 6,0 SiO_2$	1 : 2,4	2,52	От сиенита отличается только небольшим избытком SiO_2
III	$1,84 \overline{RO} R_2O_3 5,8 SiO_2$	1 : 2,2	2,39	Почти тождествен с сиенитом ¹
IV	$1,61 \overline{RO} R_2O_3 6,0 SiO_2$	1 : 2,3	2,58	Приблизительно соответствует андезито-дациту
V	$1,81 \overline{RO} R_2O_3 5,8 SiO_2$	1 : 2,8	2,41	Почти тождествен с сиенитом

¹ Гроут (49) говорит, что это близко к кварцевому монцониту; это неверно.

Таким образом в среднем состав всей литосферы (считая приблизительно наружную ее зону мощностью около 20 км) соответствует сиениту, т. е. средней магме. Если же брать в отдельности материка и океаны, картина меняется. Отдельные материковые районы или целые материка дают в среднем состав кварцевого диорита, т. е. кислой магмы; для океанов (как Тихого, так и Атлантического) получается состав базальта, т. е. магмы основной. Отсюда можно сделать заключение, что фундамент материков сложен из более легких, кислых пород или кислых магматических масс, а фундамент океанов — из более тяжелых, основных. Сделанные Вашингтоном (50) вычисления средней плотности (удельного веса) подтверждают такое же различие между материками и подокеаническими частями литосферы.

Если от этих формул перейти к отдельным элементам, то, как показывает нижеследующая таблица, ясно вырисовывается разнообразие количественного значения разных элементов в земной коре; главную роль в составе литосферы играют восемь элементов, которые являются в настоящем смысле слова *литофильными* элементами.

В последнее время была сделана попытка найти связь между распространением химических элементов и их положением в периодической системе. Харкинс отметил, что наиболее широко распространенные элементы принадлежат по большей части к элементам с четным порядковым номером. Нижепоименованные 28 элементов составляют 99,56% всей земной коры:

H — 1	Cl — 17	C — 6	Fe — 26
B — 5	K — 19	O — 8	Ni — 28
N — 7	V — 23	Mg — 12	Zn — 30
F — 9	Mn — 25	S — 16	Sr — 38
Na — 11	Cu — 29	Ca — 20	Sn — 50
Al — 13	As — 33	Ti — 22	Ba — 56
P — 15	Ag — 47	Si — 24	Pb — 82

Как видно, половина этих элементов имеет четный порядковый номер и половина — нечетный.

Из наиболее распространенных опять-таки 7 имеют четный атомный номер и 7 — нечетный.

Можно отметить еще другое соотношение, подчеркивающее различие между кислой и основной магмами. Если не считать четного кремния и нечетного алюминия, которые одинаково важны для обеих магм, то оказывается, что для кислой магмы характерны по преимуществу элементы нечетные, а для основной — четные.

Кислая магма: H — 1, Li — 3, B — 5, F — 9, Na — 11, K — 19.

Основная магма: Mg — 12, Ca — 20, Ti — 22, Cr — 24, Fe — 26, Ni — 28.

Многочисленные работы Гольдшмидта (51) и его сотрудников направлены к отысканию и установлению связи между атомным

строением химических элементов и их ассоциациями, их распространением, их изоморфными замещениями и т. п.; эти работы легли в основу геохимического подхода к изучению химизма земной коры. Гольдшмидт пришел к заключению, что *распределение* химических элементов определяется свойствами их электронных оболочек, а *частота нахождения* — свойствами атомного ядра.

Газы, выделяемые накаливанием из гранитов, обсидианов и других изверженных пород, представляют различные смеси углекислоты, сероводорода, окиси углерода, метана, водорода, азота и аргона. Из обсидианов и смоляных камней Брен получал, кроме этих газов, также хлор, соляную кислоту, нашатырь и другие хлориды; некоторые горные породы содержат и гелий; объем газов превышает в 15—20 раз объем куска породы, из которого они получаются.

Сопоставление приведенного на стр. 152 состава главнейших осадочных пород (глин, песчаников и известняков) с составом изверженных пород иллюстрирует происшедшее при образовании осадочных пород из изверженных перераспределение элементов; чтобы дополнить эту картину, необходимо также учесть соли, растворенные в морской воде и в минеральных источниках.

МЕХАНИЗМ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ

Общее введение

Магму мы рассматриваем как раствор. Этот взгляд был впервые высказан Дюроше и затем Бунзеном еще в 1861 г.; он был обоснован Фогтом, Лагорио, Морозевичем, мною и другими. В связи с этим к магме должны быть приложимы законы кристаллизации растворов, установленные физической химией. Правда, процессы кристаллизации магмы осложняются и подчас затемняются значительной вязкостью магмы и способностью ее к переохлаждению.

Основным процессом, определяющим превращение магмы в горную породу, является ее кристаллизация, т. е. выпадение из нее минералов в известной последовательности. Состав выпадающих минералов определяется составом самой магмы, а *последовательность* выделения минералов из магмы определяется их растворимостью: выпадает из раствора то, что при данном ее составе и при данной комбинации температуры и давления нерастворимо. При таком понимании механизма кристаллизации магмы отпадают те сомнения и противоречия, которые неоднократно возникали при сопоставлении температуры плавления порообразующих минералов, в отдельности взятых, и последовательности их выделения из магмы.

Магма представляет сложный раствор, сложный не только потому, что он является однородной смесью целого ряда расплавленных минералов, но еще и потому, что этот сложный расплав более или менее богат летучими составными частями, которые остаются при высокой температуре в растворе вследствие того, что расплав находится под давлением. Эти летучие составные части изменяют

физические свойства расплава и сами иногда принимают участие в совершающихся в нем химических процессах, входя в состав тех или иных из образующихся при кристаллизации соединений. Магма состоит главным образом, а иногда почти целиком, из силикатов, — в кислых магмах с более или менее значительной примесью свободной избыточной кремнекислоты. Это само по себе уже объясняет значительную вязкость большинства магматических расплавов и склонность многих из них к явлениям переохлаждения. Эта вязкость понижается, а вместе с тем повышается и кристаллизационная способность, не только от примеси указанных летучих составных частей, но и от присутствия, хотя, правда, и в небольших количествах, фосфорной кислоты, титановой кислоты, сульфидов и некоторых других примесей.

Минералы будущей горной породы находятся в магме в диссоциированном состоянии; это было установлено непосредственно определением электропроводности силикатных расплавов (Иддингс и Барус), а также указанными ниже примерами инконгруэнтного плавления силикатов; но в процессах дифференциации перемещаются не отдельные окислы, а комплексы окислов, соответствующие порообразующим минералам, т. е. производная магма отличается от родоначальной некоторым количеством минералов (избытком или нехваткой против родоначальной магмы), а не произвольным избытком или нехваткой отдельных окислов (кроме кремнекислоты).

Поскольку магма является силикатным расплавом, ее кристаллизация управляется в первую голову двумя соотношениями. Во-первых, входящие в состав изверженных пород силикаты представляют *изоморфные смеси*, благодаря чему и сохраняется в них способность давать начало минералам одной и той же группы силикатов при разных отношениях между натрием и калием, между известью и натрием, между магнием, известью и закисью железа, между глиноземом и окисью железа. Только благодаря этим изоморфным соотношениям и сохраняются в породах различного состава тип пироксена или амфибола, тип слюды, тип плагиоклаза и т. п. Силикаты иногда дают с несиликатными составными частями некоторые определенные соединения (тип содалитов). Во-вторых, представители каждой группы силикатов, находящиеся между собою в изоморфных отношениях, с представителями другой изоморфной группы силикатов обыкновенно не дают ни изоморфных смесей, ни определенных соединений, а находятся с ними в соотношениях, определяемых *эвтектической схемой* кристаллизации расплавов.

Следует помнить, что и температура плавления, и самый состав эвтектики под большим давлением смещаются; так, по Пушкину и Гребенчикову, эвтектика дифениламина и уретана смещается на 34 молекулярных процента.

К этим двум основным явлениям, которыми управляется кристаллизация магмы, присоединяется взаимодействие уже выделившихся кристаллов с жидкой фазой, т. е. те явления коррозии и новообразований, которые в металлографии называются *перитектикой* (реакционные минералы Боуэна), и наконец тот распад твердых растворов, который часто наступает при охлаждении уже вы-

делившихся смешанных кристаллов (например, пертитовые полевые шпаты) и дает *этектоид*; в металлографии Гюртлер называет это *дистектикой* (метатектикой).

Для правильной оценки явлений, происходящих при кристаллизации магмы, следует иметь в виду еще и то обстоятельство, что при плавлении разных веществ, в частности силикатов, возможны два случая: 1) какое-нибудь соединение, в простейшем случае соединение из двух компонентов, при плавлении не разлагается, т. е. целиком переходит в расплавленное состояние, так что получается расплав того же состава, как и первоначальное соединение; этот случай называется конгруэнтным плавлением; 2) при плавлении вещество распадается, так что получаются расплав и новые твердые соединения, т. е. получающийся расплав и первоначальная твердая фаза обладают различным составом: этот случай называется incongruentным плавлением. Само собою разумеется, что в конце концов, когда все перейдет в расплавленное состояние, состав расплава будет соответствовать составу первоначального вещества; но в начальных стадиях плавления будет наблюдаться вышеуказанная incongruentность, свидетельствующая о том, что первоначальное вещество при плавлении распадается вследствие диссоциации на новые соединения. При застывании такого расплава не вся масса застывает в одну твердую фазу, а получаются на разных стадиях застывания разные продукты, носящие иногда переменный характер, так что они могут быть обнаружены только при быстрой закалке расплава в начале застывания; при медленном же застывании эти первоначальные продукты снова растворяются в еще жидкой части и в результате дают твердую фазу того же состава, что и весь расплав. Относящиеся сюда явления были подмечены еще Дельтером, который показал, например, для гранатов, что они при плавлении распадаются на другие соединения (анортит, оливин, магнетит).

Впоследствии Боуэн изучал эти явления систематически при помощи закалки и сделал из них выводы о ходе процесса кристаллизации и дифференциации магмы.

Процесс кристаллизации магмы не следует рассматривать как простую кристаллизацию раствора, из которого в известной последовательности выделяются те или иные минералы, которые являются окончательными составными частями образующейся при этом горной породы. Закалка и термическая обработка металлических сплавов показывают, что сплав определенного состава может иметь различный минералогический состав при разных температурах кристаллизации. Это же было обнаружено Боуэном при изучении кристаллизации силикатов в лаборатории, когда он применил для изучения разных стадий этого процесса метод закалки. Его классический опыт заключается в следующем. Если взять смесь, соответствующую по составу метасиликату магния, т. е. энстатиту, и, расплавив ее, медленно кристаллизовать, то получается клиноэнстатит. Но если этот расплав в начальной стадии кристаллизации закалить, можно констатировать, что образовались мелкие кристаллы ортосиликата магния, т. е. форстерит, который очевидно при нормальной медленной кристаллизации вступает в реакцию с обoga-

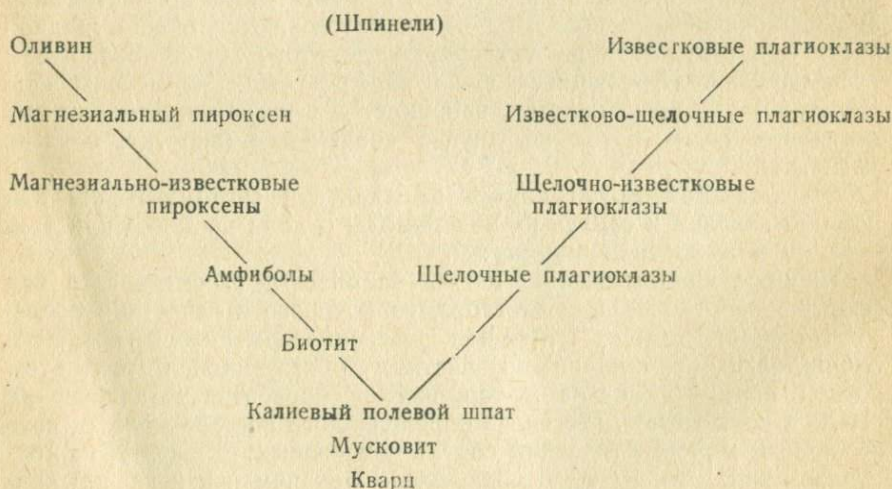
щенною кремнекислотой жидкостью и превращается в клиноэнстатит. Таким образом форстерит является, так сказать, временным минералом, соответствующим диссоциационной фазе данного расплава и исчезающим при нормальной медленной его кристаллизации. Но этот оливинный минерал может сохраниться или в случае закалки, т.е. прекращения процесса кристаллизации до того, как настанет реакция этого временного минерала с остаточной жидкостью, или если он путем отсадки успеет выйти из сферы воздействия на него материнского расплава.

Не придавая этому явлению того широкого значения, какое приписывает ему в процессе формирования изверженных пород Боуэн, нельзя не признать, что в некоторых случаях возможно существование в изверженных породах и этих минералов диссоциационной фазы кристаллизации магмы.

Одним из первых примеров реакции минерала с остаточной жидкостью являются каемки амфибола (пироксена) на оливине в соприкосновении с плагиоклазом, описанные в габбро мною и Дюпарком.

Явление выделения в начальной стадии кристаллизации магмы соединений, неустойчивых в дальнейшем процессе ее охлаждения и вступающих в реакцию с жидкой частью магмы, Боуэн называет *реакционным принципом* и выводит отсюда общую последовательность выделения минералов из магмы.

Боуэн дает такую реакционную серию:



Непрерывный ряд схемы основан на плагиоклазах, и это есть не что иное, как уже известное со времен Коновалова и Кюстера соотношение, что первые порции изоморфной смеси более богаты тем компонентом, который повышает точку плавления (в данном случае анортит), и дальнейшие постепенно обогащаются более легкоплавким компонентом (в данном случае альбит). С другой стороны, эта схема устанавливает один универсальный ряд последовательности выделения минералов из магмы и потому подобна преж-

нему ряду Розенбуша, который считал, что минералы выделяются в порядке последовательно убывающей основности (оливин, пироксены и амфиболы, плагиоклазы, щелочные полевые шпаты, кварц); такая схема не может быть нами признана универсальной, так как в зависимости от растворимости и изменений относительной растворимости от температуры, давления и примесей последовательность кристаллизации может меняться. Мы знаем, например, что полевые шпаты, как правило, кристаллизуются после железисто-магнезиальных силикатов, но в диабазах и офитовых габбро, в не-

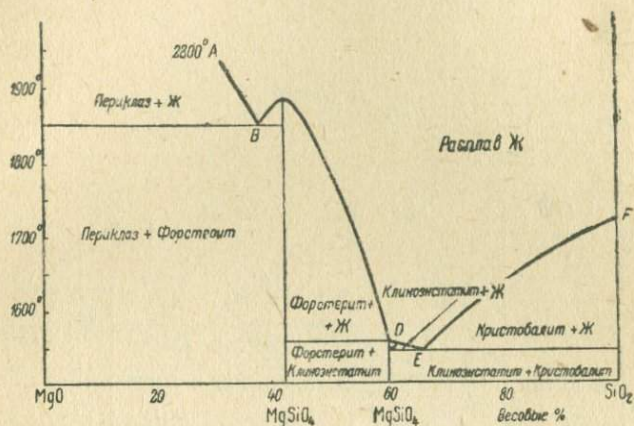


Рис. 87. Система SiO₂ — MgO (по Андерсену и Боуэну).
Ж — жидкость.

которых нефелиновых сиенитах они, наоборот, выделяются раньше. Магнетит обыкновенно является одним из первых продуктов кристаллизации, но есть случаи, когда он выделяется в более позднюю фазу кристаллизации и даже в самом конце и т. п. Сам Боуэн признает, что нельзя безоговорочно переносить наблюдения над отдельными парами минералов на сложную природную магму и что там соотношения могут иногда оказаться видоизмененными.

Эта общая последовательность не является, таким образом, всеобъемлющим общим правилом и не обнимает, например, тех случаев, когда полевые шпаты кристаллизуются раньше цветных минералов (диабазы и габбро-диабазы, многие нефелиновые сиениты и др.). Последовательность кристаллизации определяется условиями растворимости разных соединений при разных температурах, как это установлено для водных растворов типа морской воды опытами Вант-Гоффа и его сотрудников, т. е. теми закономерностями, которые установлены для кристаллизации сложных водных растворов, лишь с теми частными отклонениями от них, которые могут быть вызваны явлениями переохлаждения, вязкостью, затрудняющей диффузию, или изменениями равновесия вследствие удаления летучих составных частей.

Наконец процессы кристаллизации магмы осложняются еще тем, что многие из соединений, образующихся при кристаллизации

магмы, являются *полиморфными* или скрытополиморфными, так что существуют изодиморфные или вообще изополиморфные ряды.

Различными путями подходили к освещению и изучению проблемы кристаллизации магмы. Прежде всего были сделаны попытки освещения этой проблемы эмпирическим путем, на основании того эмпирического материала, который давали подробное микроскопическое исследование разных пород и сопоставление возможно большего числа разнообразных пород. Детали структуры, последовательность выделения минералов из магмы в том виде, как она выясня-

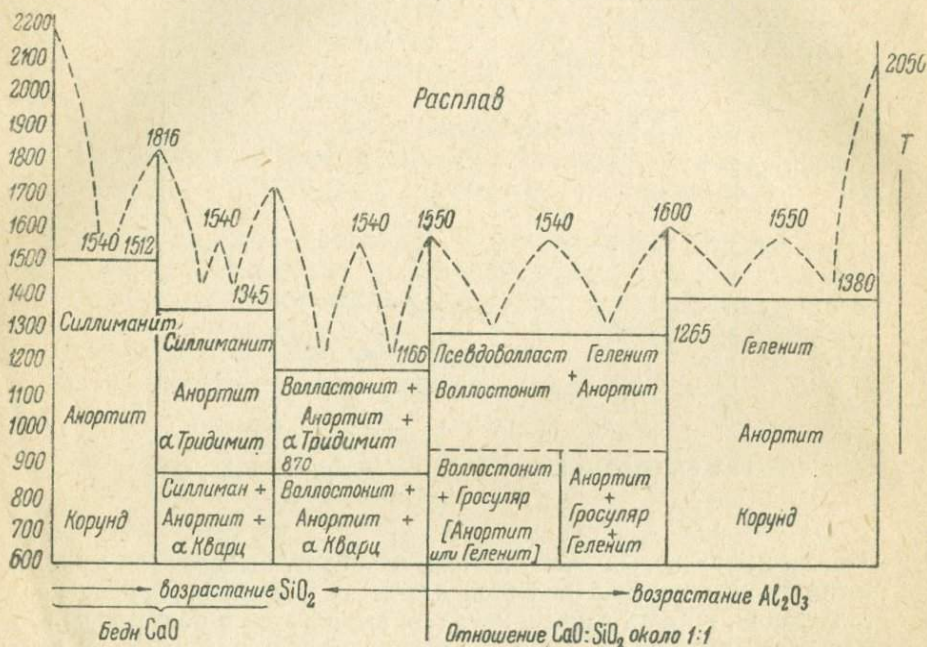


Рис. 88. Схематическое изображение условий образования и существования различных твердых фаз в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ в зависимости от температуры (по Ниггли).

лась из микроструктуры, легли в основу выведенных таким путем эмпирических правил. Несколько позднее изучение Фогтом условий образования минералов в шлаках дало уже возможность подметить известную зависимость между составом расплава и последовательностью выделения минералов; а химические анализы изверженной породы, стекла из ее основной массы и отдельных минералов (Лагорио и др.) расширили рамки этого подхода к проблеме кристаллизации магмы. Третьим путем был путь аналогий, т. е. попытки применить к объяснению процессов кристаллизации магмы те законы, которые были экспериментально установлены для простых растворов. Как всякие аналогии, и эти страдали тем недостатком, что приходилось допускать экстраполяцию, предполагать, что и к этим сложным растворам особого типа применимо то, что установлено для простых водных растворов, и потому оставался

открытым путь для сомнений и возражений, основанных на сложности магмы, на ее вязкости, на явлениях переохлаждения (Дельтер). Последним и наиболее надежным путем явился путь непосредственного эксперимента. Одни начали с изучения простых систем, состоящих из одного окисла и кремнекислоты или из двух окислов, постепенно переходя к более сложным системам из трех и более компонентов, причем оперировали с химически-чистыми препара-

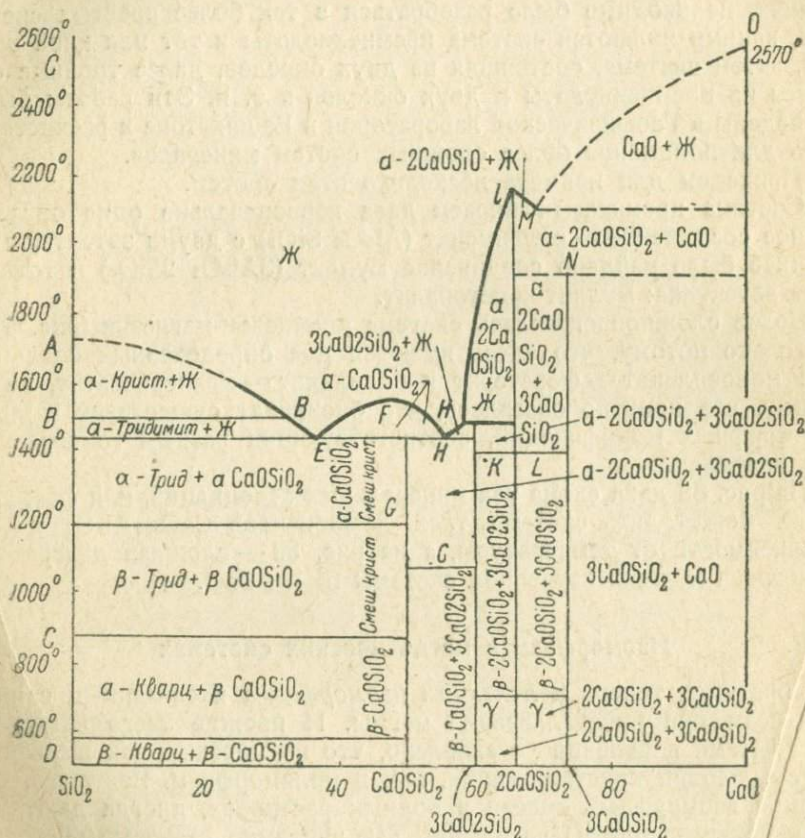


Рис. 89. Система SiO_2 — CaO (по Шеперду и Ранкину, с дополнениями Фергюсона и Мервина).

тами. Другие изучали условия получения и существования, условия равновесия систем из двух минералов, а затем и более сложных систем. Параллельно с этим некоторые исследователи производили опыты плавления систем из естественных минералов, а не химически чистых препаратов, соответствующих по своему составу минералам. Если к сказанному присоединить попытки плавления под давлением или в присутствии газообразных веществ, применение закалки расплавов на разных стадиях кристаллизации, то можно сказать, что экспериментальное изучение условий кристаллизации магмы сделало уже большие успехи. И если этим путем освещено

еще далеко не все, то многое в этом направлении уже все-таки сделано.

Не задаваясь целью дать обзор всей совокупности работ в этом направлении, мы дадим здесь лишь общее их освещение несколькими соответствующими примерами.¹

Чтобы иметь возможность разобраться в тех сложных многокомпонентных системах, какими являются порообразующие минералы, изучаемые попарно, а тем более — в более сложных комбинациях, необходимо было разобраться в тех более простых системах, какими являются система кремнекислоты и тот или иной окисел, затем система, состоящая из двух окислов, далее тройные системы из кремнекислоты и двух окислов и т. п. Эти работы были проведены в Геофизической лаборатории в Вашингтоне и расчистили путь для понимания более сложных систем минералов.

Приведем для примера несколько этих систем.

Система кремнезем-глинозем дала первоначально одно определенное соединение — силлиманит ($Al_2O_3 \cdot SiO_2$) с двумя эвтектиками; позднее было найдено соединение муллита ($3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) и только одна эвтектика: муллит-кристобалит.

Более сложной оказалась система кремнезем-магнезия (рис. 87), не только потому, что здесь имеются два определенных соединения: моносилкат — форстерит и бисилкат — клинозостатит, но и потому, что попутно оказалось, что бисилкат существует в виде полиморфных модификаций, соответствующих разным температурным условиям.

На рис. 88 дана схема тех минеральных ассоциаций, или фаз, которые может дать система трех компонентов $CaO-Al_2O_3-SiO_2$, в зависимости от температуры, а на рис. 89 — сложная диаграмма равновесия хорошо изученной системы SiO_2-CaO .

Изоморфизм в магматических системах

Обратимся теперь к явлениям *изоморфизма* и связанным с ним процессам при кристаллизации магмы. И прежде всего отметим, что опытами плавления установлено, что изоморфизм так же зависит от условий кристаллизации, как и полиморфизм. Вещества, не дающие изоморфных смесей в водных растворах, иногда дают их при кристаллизации из расплавов. Так, например, калиевые и натриевые соли, в водных растворах не обнаруживающие никакого изоморфизма (как это было показано Крикмейером) (53), при кристаллизации со соответствующих расплавов, как это установлено Курнаковым и Жемчужным (54), дают прекрасные изоморфные смеси. Марганец и кальций, в солях водного происхождения не обнаруживающие изоморфизма, при кристаллизации бисиликатов марганца и кальция из расплавов, как показали опыты Гинсберга (54), обнаруживают резкий изоморфизм, и т. п.

Розебумом были установлены типы кристаллизации двух изоморфных солей. Всего таких типов пять; из них три первых относятся к случаям непрерывной смесимости и непрерывного измене-

¹ Для более подробного ознакомления с этими системами см. (52).

ния состава смешанных кристаллов с изменением состава расплава, последние два — к разрыву в смесимости.

На рис. 90—94 представлены пять типов кривых кристаллизации изоморфных смесей по Розебуму. На этих кривых верхняя

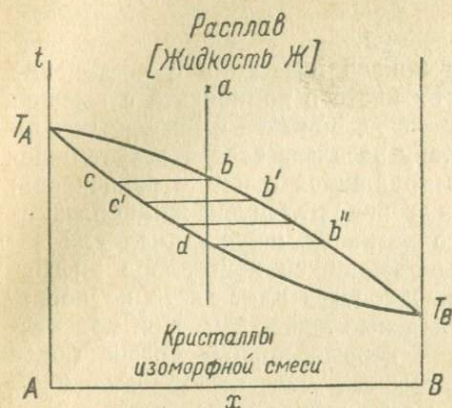


Рис. 90. 1-й тип изоморфных смесей Розебума.

A и B — компоненты; на оси абсцисс — изоморфные смеси, на оси ординат — температура t (T_A — температура плавления компонента A и T_B — температура плавления компонента B).

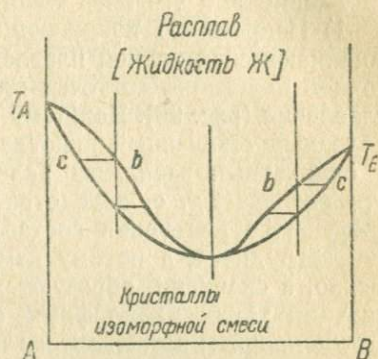


Рис. 91. 2-й тип изоморфных смесей Розебума.

Верхняя часть кривой означает начало кристаллизации; нижняя — конец кристаллизации данной изоморфной смеси.

кривая означает начало кристаллизации (ее называют liquidus), нижняя — конец кристаллизации (ее называют поэтому solidus).

Точки на нижней кривой (рис. 90) означают состав тех смешанных кристаллов, которые выделяются при определенной темпе-



Рис. 92. 3-й тип изоморфных смесей Розебума.

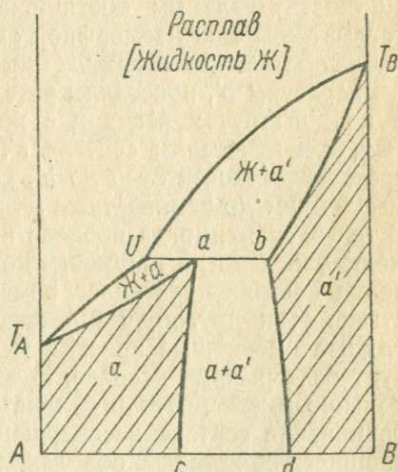


Рис. 93. 4-й тип изоморфных смесей Розебума.

ратуре, а именно при температуре той точки на верхней кривой, которая соединяется горизонтальной линией (изотерма) с точкой состава кристаллов на нижней кривой. Так, кристаллы состава c выделяются при температуре жидкой фазы состава b , кристаллы c'

соответствуют жидкости b' и т. д. И следовательно, наоборот, при температуре жидкости b выделяются кристаллы c и т. д. В процессе охлаждения раствора и кристаллизации состав смешанных кристаллов непрерывно меняется вдоль нижней линии до момента полного застывания раствора.

Рассмотрим эти пять типов Розебума.

1) Непрерывно понижающаяся кривая плавления с постепенно понижающейся точкой плавления от чистого компонента с высшей точкой плавления до точки плавления компонента с низшей точкой плавления (рис. 90). Каждому составу расплава соответствует определенный смешанный кристалл, находящийся с ним в равновесии; в силикатных расплавах вследствие недостаточной жидкоплавкости расплава, т. е. вследствие его вязкости, необходимая для непрерывного изменения состава выделяющихся кристаллов диффузия затруднена, а потому изменение состава идет часто не непрерывно, а скачками, образуются зональные кристаллы. При кристаллизации таких изоморфных смесей первые порции богаче более трудноплавким компонентом: на зональных известково-натровых полевых шпатах это правило находит себе резкое выражение.

Проследим ход кристаллизации по вертикальной линии на рис. 90, начиная от температуры, при которой все находится еще в жидком состоянии, и кончая температурой, при которой вся масса уже застыла. Когда расплав от температуры точки a путем охлаждения достигнет температуры точки b , начнется кристаллизация, и кристаллы будут иметь состав точки c . Если бы путем внезапного охлаждения, например путем закалки, весь расплав теперь застыл, кристаллы сохранили бы свой состав, и застывшая в виде стекла жидкость была бы обогащена более легкоплавким компонентом рассматриваемой изоморфной смеси. Но если расплав будет продолжать постепенно охлаждаться, то к моменту, когда он достигнет температуры b' , кристаллы уже не будут в равновесии с жидкостью и должны путем реакции с жидкой частью этой системы превратиться в кристаллы состава c' , с параллельно идущим изменением состава жидкости от b до b' . Продолжая дальше эти рассуждения, мы дойдем до температуры b'' и соответствующих ей кристаллов d . В тех случаях, когда процесс кристаллизации протекает достаточно медленно и когда жидкость достаточно жидкоплавка для выравнивания состава кристаллов при переходе от одной температуры застывания к другой, у нас всегда к концу застывания будут однородные смешанные кристаллы того состава a , который характеризует взятый нами расплав. В тех же случаях, когда, как это обыкновенно имеет место в силикатных расплавах, жидкость вязка, выравнивание состава несовершенно или замедлено, или когда вышедшие кристаллы обволакиваются чем-нибудь предохраняющим их от растворяющего действия окружающей жидкости при дальнейшем охлаждении, или наконец когда застывание идет скачками, — кристаллы, соответствующие более высокой температуре, могут сохраниться и при более низкой температуре, или же кристаллы получают зональное строение.

К рассмотренному нами первому типу Розебума принадлежат плагиноклазы; изоморфные смеси альбита и анортита дают смешан-

ные кристаллы, однородные или зональные, согласно схеме, изображенной на рис. 90.

Поэтому зональные кристаллы плагиоклазов в изверженных породах обычно обладают таким строением: внутреннее ядро наиболее богато анортитовой частицей (более тугоплавкой), а по мере движения к периферии в последовательных зонах прогрессивно возрастает содержание альбитовой (более легкоплавкой) частицы. Это прекрасная иллюстрация того общего положения для кристаллизации изоморфных смесей этого типа, которое гласит, что первые порции таких смешанных кристаллов всегда обогащены более туго-

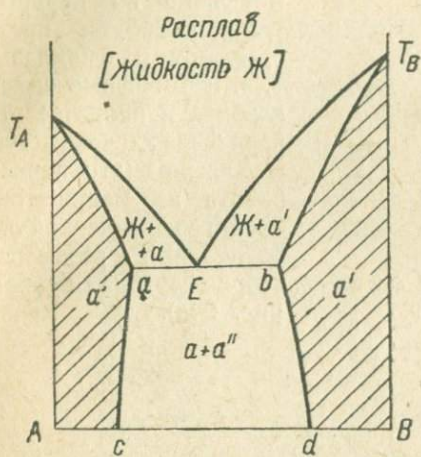


Рис. 94. 5-й тип изоморфных смесей Розебума.

Эвтектика двух изоморфных смесей предельной концентрации (заштрихованные участки a и a').

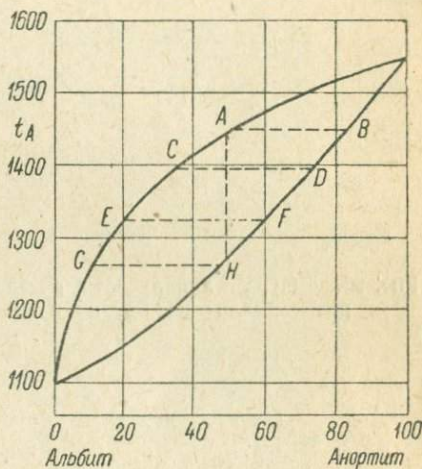


Рис. 94а. Диаграмма плавкости системы альбит — анортит по Дюю и Аллену.

плавким компонентом, т. е. в первых порциях наблюдается обогащение тем компонентом, который повышает точку плавления смеси. Это правило впервые было установлено Коноваловым (55) для дистилляции смесей (по аналогии, следовательно, и для расплавов), а затем Кюстером (56) для расплавов изоморфных смесей. Бекке (57) показал, что в изверженных породах построены согласно этому правилу не только зональные плагиоклазы, но и другие зональные силикаты изверженных пород (пироксены и др.).

2) Непрерывный ряд твердых растворов, но с минимумом на кривой плавления (рис. 91). Примером могут служить мелилиты.

3) Такой же ряд с максимальной точкой плавления (рис. 92).

Примером является пара солей $K_2SO_4 + BaSO_4$.

Для смесей с разрывом непрерывности имеются два типа.

4. На кривой застывания есть точка превращения; заштрихованные поля соответствуют твердым растворам предельной концентрации: a — с преобладанием компонента A и a' — с преобладанием компонента B ; два твердых раствора предельной концентрации (рис. 94).

5) Два твердых раствора предельной концентрации, на кривой плавления эвтектическая точка, т. е. два ряда изоморфных смесей, дающих между собою эвтектику (рис. 93).

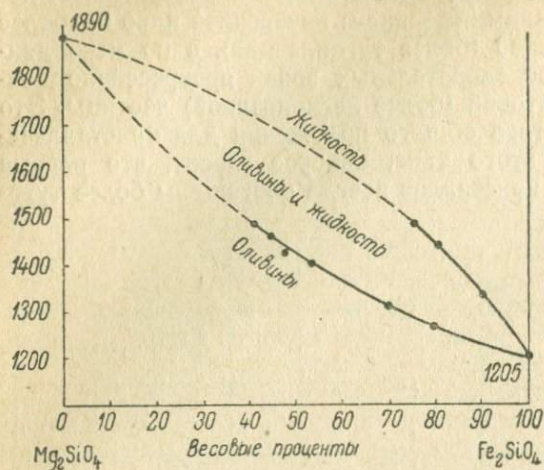


Рис. 95. Диаграмма плавкости системы форстерит — фаялит по Боуэну и Шереру.

Для каждого из приведенных типов имеются экспериментально установленные примеры.

Особенно типичный пример полного изоморфизма по первому типу Розебума представляют плагиоклазы, т. е. изоморфные смеси альбита и анорита; эта пара была изучена Дзем и Алленом (это первая работа из Вашингтонской геофизической лаборатории), а затем повторно изучена Боуэном (рис. 94а).

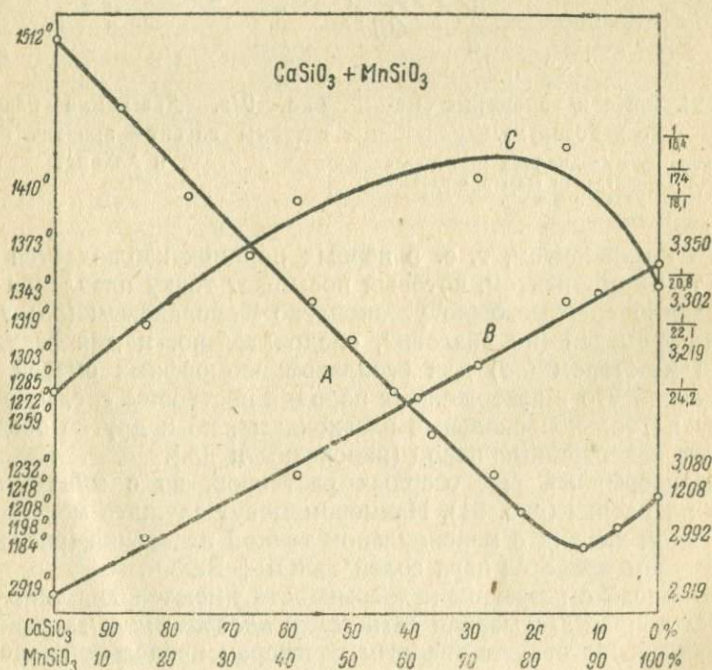


Рис. 95а. Изоморфная смесь. А — кривая температур застывания; В — кривая уд. весов; С — кривая твердости (по А. С. Гинзбергу).

В природных плагиоклазах, однако, всегда есть калий, т. е. примесь ортоклаза, так что они представляют не двойную, а тройную систему.

Примером четвертого типа могут служить NaNO_3 и AgNO_3 , затем $\text{CaOAl}_2\text{O}_3\text{SiO}_2$ и $\text{BaOAl}_2\text{O}_32\text{SiO}_2$ (Гинзберг), а пятого — KNO_3 и TiNO_3 .

Примерами твердых растворов могут также служить: 1) $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$, дающие, по Боуэну и Шереру, изоморфные кристаллы первого рода (по Розебуму), т. е. непрерывные смеси без минимума и без максимума (рис. 95); 2) $\text{CaSiO}_3 + \text{MnSiO}_3$ (Гинзберг,

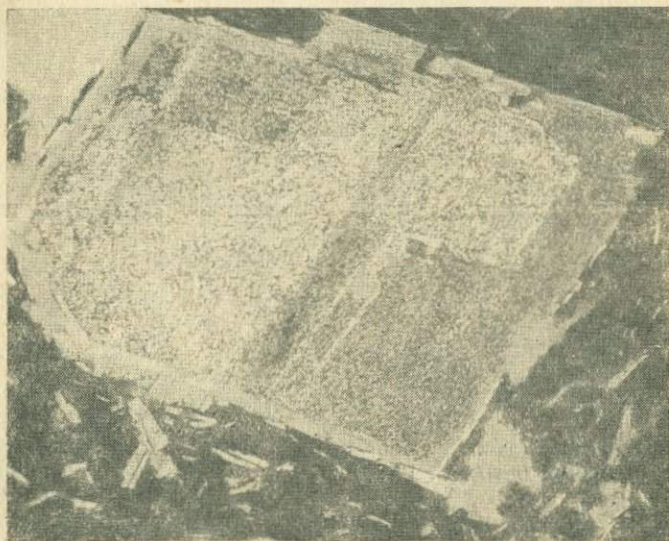


Рис. 96. Кристалл полевого шпата, переполненный стекловатыми включениями (распадение твердого раствора?).
• Кавказский андезит.

рис. 95 а) и $\text{CaSiO}_3 + \text{SrSiO}_3$ (Эскола), дающие изоморфные смеси третьего типа Розебума, т. е. с минимумом; 3) $\text{MgSiO}_3 + \text{MnSiO}_3$ (Лебедев) — твердые растворы с разрывом сплошности; 4) твердые растворы оливина CaFeSiO_4 с фаялитом и с $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ (Боуэн, Шерер и Позняк).

Образующиеся при высоких температурах твердые растворы нередко оказываются неустойчивыми при понижении температуры и потому распадаются. Эти явления наблюдаются, конечно, и в магмах.

Примерами распада твердых растворов могут служить следующие случаи:

1) пертиты, т. е. сложные прорастания калиевого и натриевого полевого шпата, получившиеся вследствие распада твердого раствора калиевого и натриевого полевых шпатов;

2) весьма вероятно, что к таким же распадам твердых растворов должны быть отнесены также те пегматитовые прорастания

пироксена амфиболом, которые наблюдаются иногда, например на Урале, в габбро и пироксенитах;

3) точно так же впечатление распавшихся твердых растворов (?) производят и те порфириновые вкрапленники полевых шпатов в лавовых породах, которые часто переполнены стекловатыми включениями, причем количественные взаимоотношения между объемом полевого шпата и стекловатыми включениями повидимому представляют известное постоянство (рис. 96).

Примером соединений, которые плавятся с разложением, могут служить: гранаты (Дельтер); энстатит и ортоклаз (по Боуэну) в на-

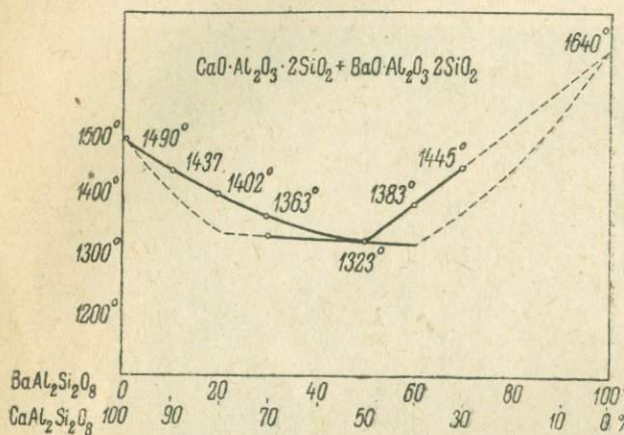


Рис. 97. Эвтектика твердых растворов предельной концентрации (по А. С. Гинзбергу).

чальной стадии кристаллизации, когда путем закалки можно констатировать форстерит в первом случае и лейцит во втором; в системе $\text{BaSiO}_3 + \text{CaSiO}_3$ (по Эскола) определенное соединение $2\text{CaO} \cdot \text{BaO} \cdot 3\text{SiO}_2$ плавится при 1320° с разложением ($2\text{CaO} \cdot \text{BaO} \cdot 3\text{SiO}_2 \rightleftharpoons \alpha\text{-CaSiO}_3 + \text{жидкость}$).

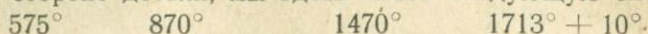
Выше было уже указано, что экспериментальное исследование

условий равновесия разных соединений при кристаллизации расплавов должно начинаться с изучения простых систем, т. е. химически чистых компонентов сложных силикатов. Примером сложности, которую представляют даже в этом случае системы из трех компонентов, а тем более многокомпонентные системы, служит система $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$, изученная Ранкиным; здесь наблюдаются 2 тройных соединения, 8 тройных эвтектик, 11 переходных точек, 8 двойных эвтектик и 17 полей равновесия (рис. 97а).

О сложных реакциях в твердом состоянии говорится и некоторые структурные особенности природных минералов и горных пород и наблюдения над искусственными сплавами. Одним из таких примеров может служить пара $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgSO}_4$, изученная Гинзбергом (и менее полно Наккенем). Образующееся из расплава определенное соединение $\text{Na}_2\text{SO}_4 + 3\text{MgSO}_4$ плавится с разложением и дает эвтектику с твердым раствором предельной концентрации со стороны Na_2SO_4 . В дальнейшем твердые растворы, однако, распадаются и получают определенные соединения: безводный астраханит $\text{MgSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ с тремя полиморфными модификациями и вантгофит $3\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$, дающий эвтектику с $\beta\text{-Na}_2\text{SO}_4$.

Многие составные части горных пород принадлежат к соединениям, дающим более или менее легко полиморфные модификации. Некоторые относящиеся сюда случаи хорошо освещены эксперимен-

тально. Сюда относится, например, силикат $MgSiO_3$, дающий две модификации, а согласно Тило (1939 г.), на основании дебаграмм, повидимому еще три дополнительных разновидности; силикат $CaSiO_3$ с двумя модификациями (волластонит и псевдоволластонит) и др. Хорошо изучены полиморфные превращения кремнекислоты; оставляя в стороне детали, мы здесь имеем следующую схему:



β -кварц \rightleftharpoons α -кварц \rightleftharpoons α -тридимит \rightleftharpoons α -кристобалит \rightleftharpoons расплав

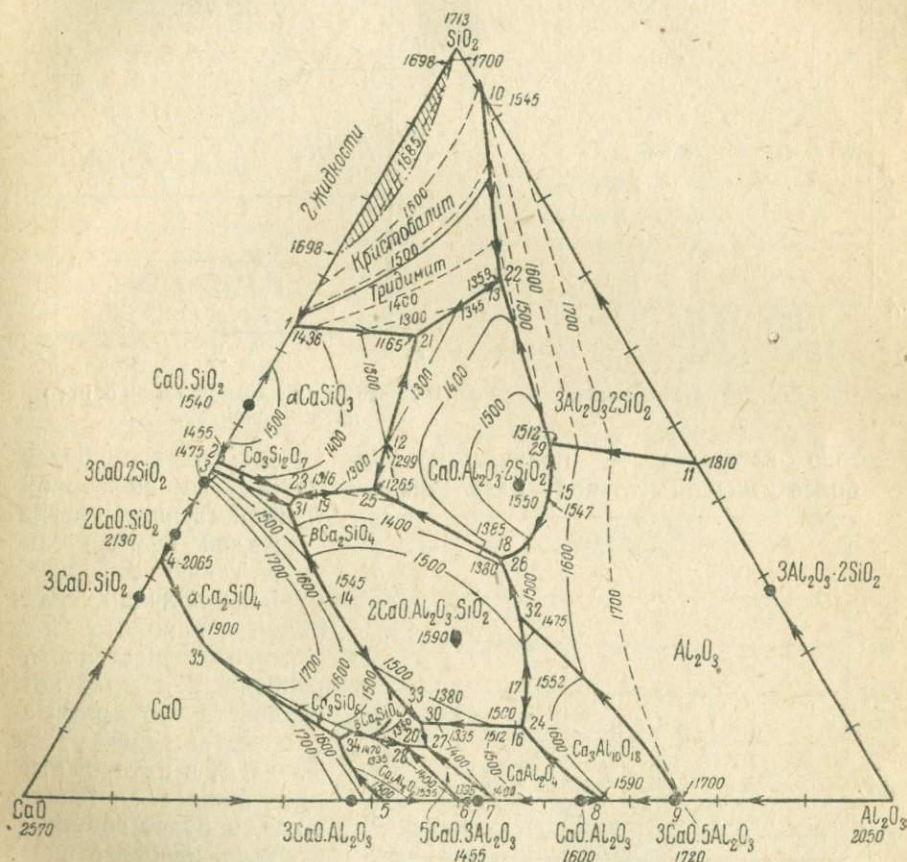


Рис. 97а. Диаграмма плавкости системы $CaO - Al_2O_3 - SiO_2$ по Ранкину.

Эвтектические соотношения в магме

Рассмотрим теперь эвтектические взаимоотношения между различными группами силикатов, входящих в состав изверженных пород (рис. 98).

Эвтектикой, как известно, называется наиболее легкоплавкая смесь таких веществ, которые не дают между собою определенных соединений и не изоморфны. Это есть следствие того понижения температуры плавления, которое наблюдается всякий раз, когда мы к какому-нибудь веществу прибавляем некоторое количество другого вещества, удовлетворяющего вышеуказанному условию.

Если мы будем наносить на оси абсцисс процентный состав этой смеси, а на оси ординат — соответствующие разным смесям точки плавления, то увидим, что, начиная от

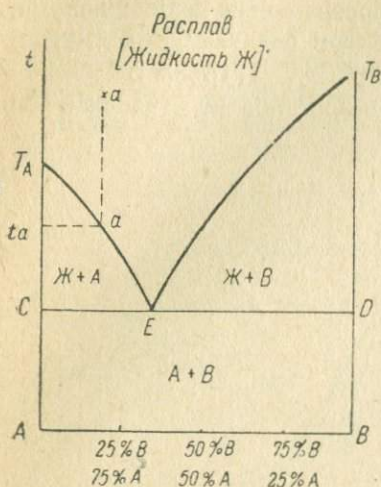


Рис. 98. Схема эвтектики.

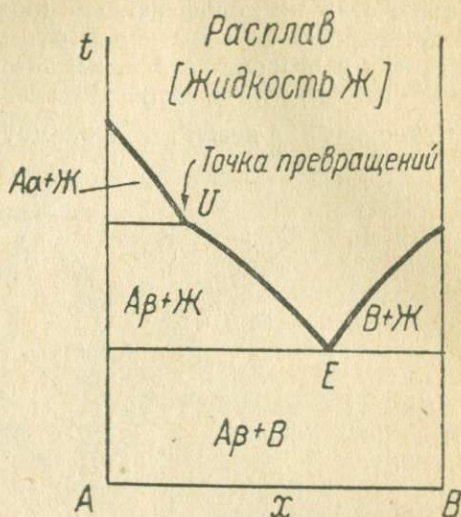


Рис. 99. Эвтектика с диморфизмом одного из компонентов.

чистого вещества A , получается ряд точек со все более и более низкой точкой плавления, лежащих на некоторой

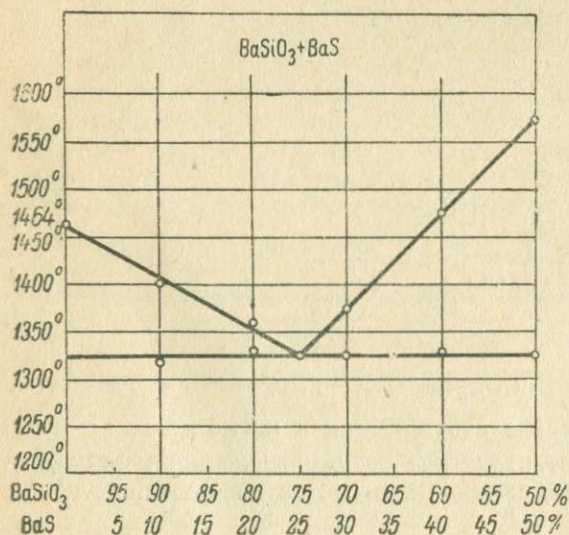


Рис. 100. Эвтектика (по Волоскову).

прямой (вернее, слегка выпуклой кверху) линии. Таковую же прямую мы получим, если будем исходить от чистого вещества B , прибавляя к нему последовательно разные количества вещества A . Точка E , в которой эти две кривые пересекаются, и будет соответствовать наиболее низкой точке плавления из всех возможных смесей данных двух компонентов; обычно она лежит значительно ниже точек плавления чистых компонентов (рис. 98).¹ В этой точке расплав насыщен обоими компонентами, и они одновременно выпадают из раствора (рис. 100—103). Если компоненты обладают

¹ Дюроще еще в 40-х годах отметил понижение точки плавления в смесях.

высокой кристаллизационной способностью, как, например, металлы, многие соли и органические вещества, то вследствие такой одновременной кристаллизации получают своеобразные структуры, которые известны под названием эвтектических. Но в силикатах такая структура получается редко.

Если мы имеем смесь двух компонентов с избытком одного из них против эвтектики, то кристаллизация начинается с выделения этого избытка в виде крупных идиоморфных кристаллов, и когда вследствие этого состав расплава дойдет до эвтектики, он весь застывает в виде эвтектической основной массы (см. эвтектофировую структуру).

В магме процесс в значительной степени осложняется тем, что мы имеем не систему из двух компонентов, а многокомпонентные системы, изучение которых представляет трудности, особенно значительные для вязких силикатов.

Как уже указано, разные группы силикатов, образующиеся из магмы и входящие в состав изверженных пород, находятся между собою в эвтектических отношениях, которые можно было

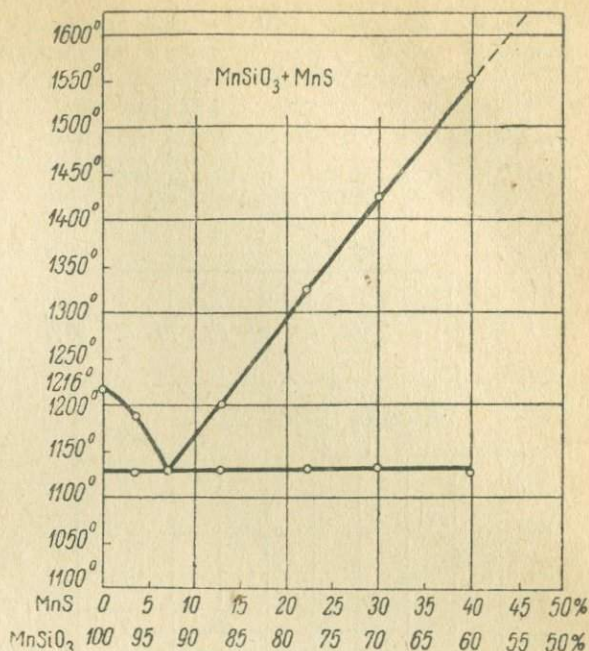


Рис. 101. Эвтектика (по Волоскову).

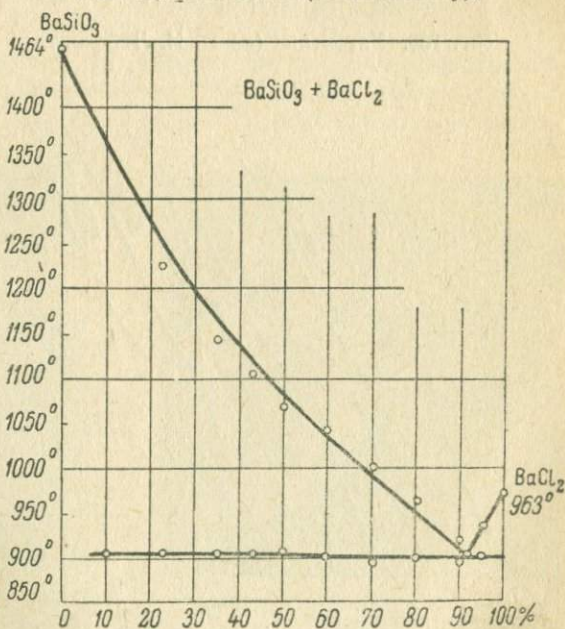


Рис. 102. Эвтектика (по Волоскову).

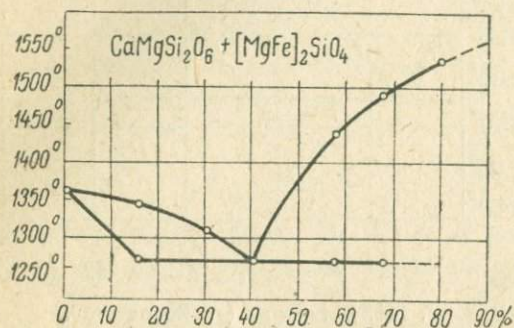
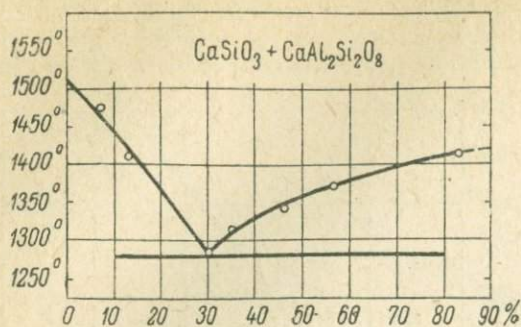


Рис. 103. Эвтектика (по П. И. Лебеву).

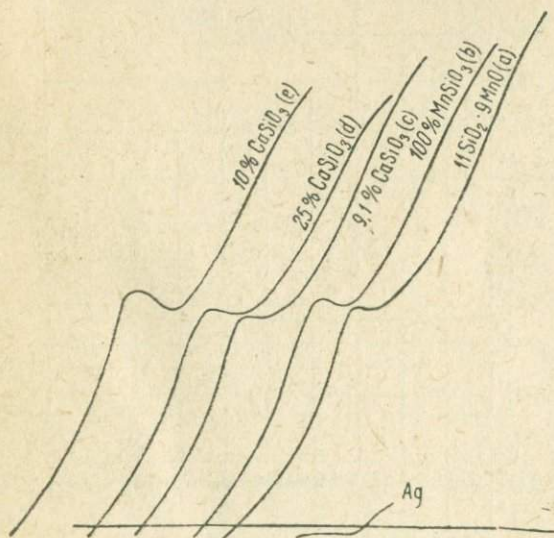


Рис. 104. Кривые охлаждения изоморфных смесей (по А. С. Гинзбергу).

установить для многих из них экспериментальным путем. Точно так же многие из этих силикатов образуют эвтектики и с несиликатными составными частями магмы, каковы сульфиды, галлоидные соли. В этих последних случаях эвтектика лежит обыкновенно очень близко к несиликатному компоненту.

На рис. 100—103 приведено несколько примеров эвтектики силикатов, изученных экспериментально в Геолого-минералогической лаборатории б. СПб. политехнического института.

Для эвтектик характерны следующие примеры:

I. Чистая эвтектика:

1) анортит и так называемый кальциевый оливин (по Ранкину), лейцит и диопсид (Боуэн и Шерер); 2) силикаты с сульфидами, например $\text{MnSiO}_3 + \text{MnS}$, далее $\text{BaSiO}_3 + \text{BaCl}$ (Волосков), волластонит и диопсид (по Гинзбергу). Тройная эвтектика: анортит — диопсид — волластонит (Кох, 58).

II. Эвтектика твердых растворов предельной концентрации: $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (по Гинзбергу, рис. 97).

На рис. 104 дан пример кривых охлаждения с характерной остановкой на определенном температурном интервале в зависимости от процентного состава данной изоморфной

смеси. Рис. 105 воспроизводит схему Фогта для тройной эвтектики e и трех частных двойных эвтектик E в тройной системе: кварц, плагиоклаз, ортоклаз, а на рис. 105а приведена схематическая диаграмма плавкости для полевых шпатов с непрерывной серией растворов для $Ab - An$ и эвтектикой предельных твердых растворов для $Ab - Or$ и $Ab - An$.

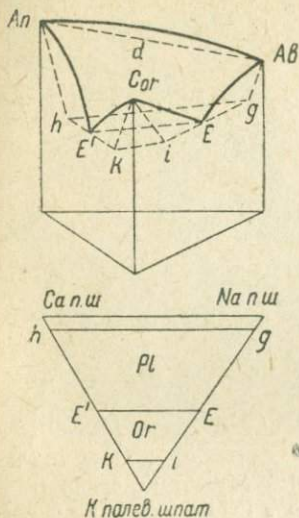


Рис. 105. Схема Фогта для тройной эвтектики.

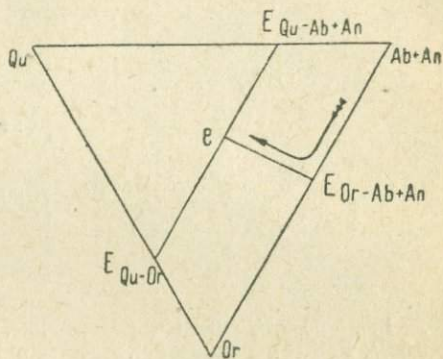


Рис. 105а. Схематическая диаграмма плавкости в системе альбит—анортит—ортоклаз по Фогту.

Если принять во внимание, что кроме двойных изоморфных смесей в составных частях изверженных пород могут наблюдаться и иные твердые растворы, далее, если учесть всю сложность эвтек-



Рис. 106. Искусственный сплав анортита с нефелином ($2An + 3Ne$) (по А. С. Гинзбергу).



Рис. 107. Искусственный эвкрипит (по А. С. Гинзбергу).

тических соотношений многокомпонентных систем, станет ясным, что процесс кристаллизации магмы представляет очень сложную

картину. Эта картина, однако, еще осложнится, вернее сказать распадется на ряд последовательных более или менее сложных процессов, если принять во внимание, что между уже выделившимися



Рис. 108. 90,50% $BaSiO_3$ + 9,50% FeS (по Волоскову).

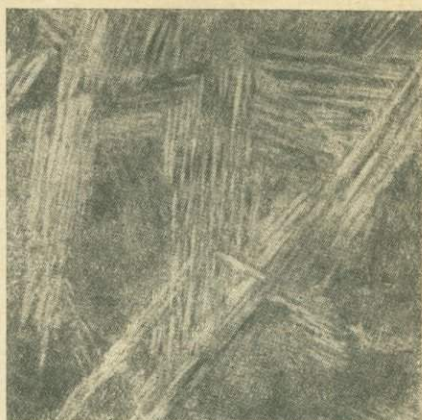


Рис. 109. Искусственный сплав 77% $MnSiO_3$ + 23% $FeSiO_3$ (по М. А. Усову)

мися кристаллами и еще жидкой фазой могут происходить при понижении температуры и при последующем изменении состава расплава те или иные химические реакции, особенно если принять во

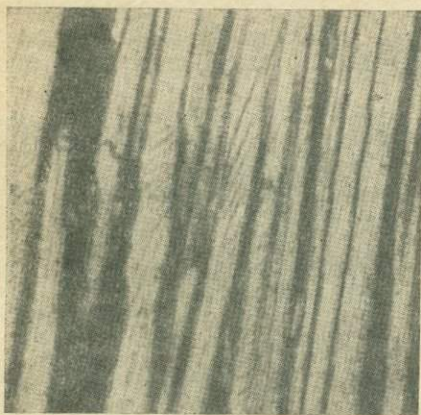


Рис. 110. Искусственный анортит (по А. С. Гивзбергу).

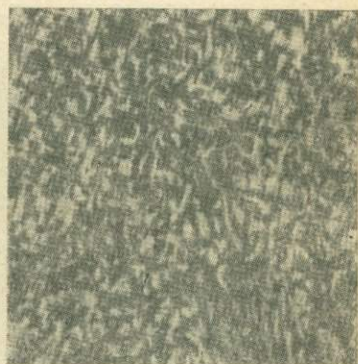


Рис. 111. 70% $BaSiO_3$ + 30% BaS (по Волоскову).

внимание и то обстоятельство, что соединения, образовавшиеся в начальной стадии застывания расплава, при охлаждении могут оказаться неустойчивыми.

Наконец необходимо учесть и те нарушения равновесия, которые могут и должны быть вызваны выделением летучих составных частей магмы при постепенном или внезапном понижении давления.



Рис. 112. Искусственный сплав 80% оливина и 20% диопсида (по П. И. Лебедеву).

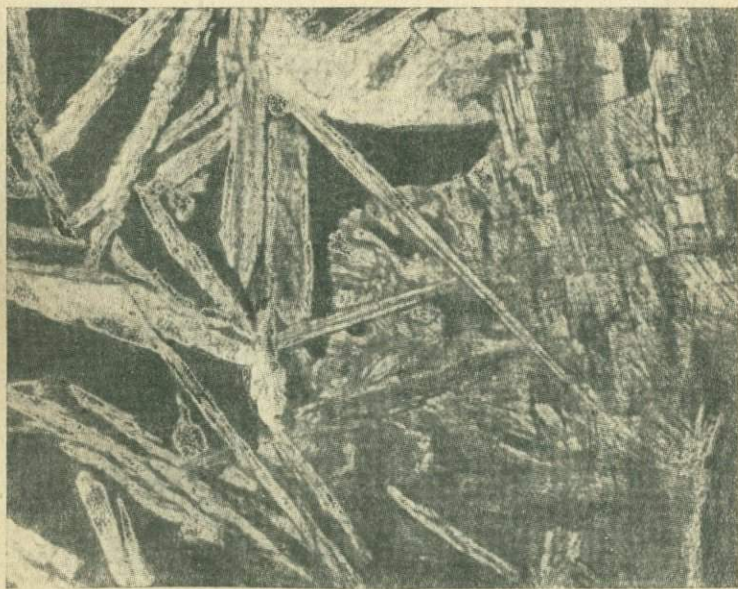


Рис. 113. Искусственный сплав 75% оливина и 25% анортита (по П. И. Лебедеву).

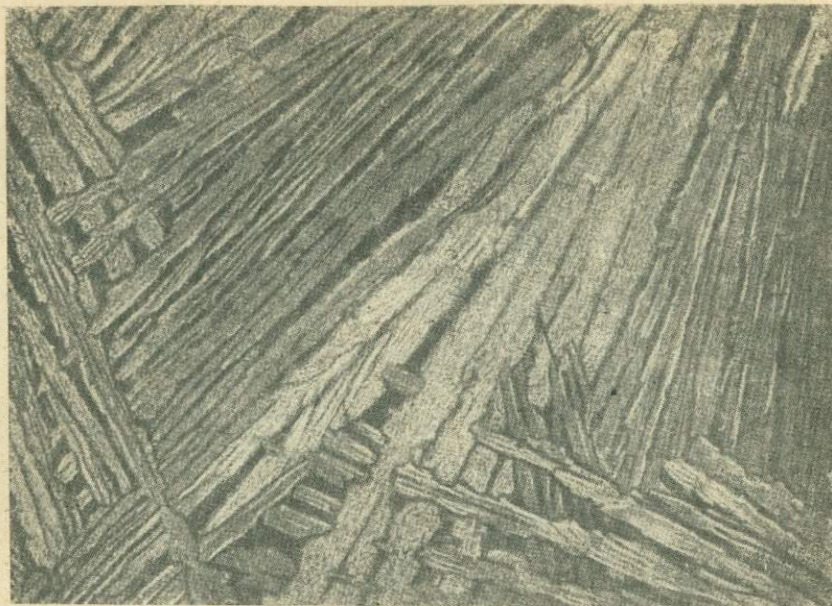


Рис. 114. Искусственный сплав 22% анортита и 78% волластонита (по П. И. Лебеву).

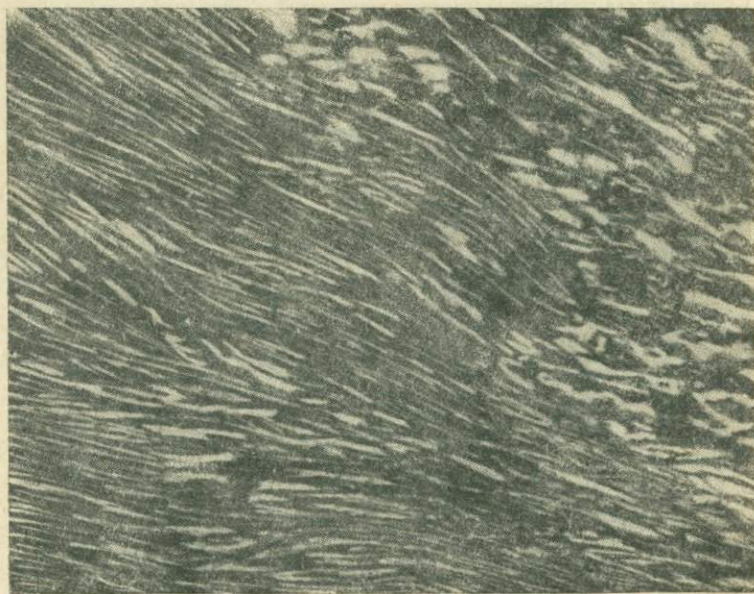


Рис. 115. Искусственный сплав 30% анортита и 70% волластонита (эвтектика).

Взаимодействия уже выделившихся кристаллов с жидкостью или между собою выражаются в образовании тех коррозионных каемок (так называемая *келифитовая* структура), тех нарастаний и тех пограничных новообразований, которые представляют, например, роговообманковые каемки на оливинах в местах соприкосновения их с плагиоклазом в габбро-норитовых породах, нарастание роговой обманки на пироксен и некоторые другие. Эти явления хорошо известны в металлических сплавах, где их иногда обозначают терминами *перитектики*.

Зедергольм такие явления обнимает термином *синантетические* минералы.

Изоморфные смеси, образовавшиеся при высоких температурах, иногда при понижении температуры оказываются неустойчивыми; происходит распадение этих твердых растворов, ведущее к своеобразной структуре таких кристаллов и образовавшихся из них агрегатов. К таким случаям распада твердых растворов, как уже было указано, надо отнести пертиты и микропертиты, псевдолейциты, быть может, и некоторые случаи полевошпатовых кристаллов, переполненных стекловатыми включениями в лавах. В металлографии эти явления, как уже было указано, иногда обозначают термином *дистектика* (*метатектика*).

На рис. 106—115 даны примеры искусственной кристаллизации некоторых силикатов и пар силикатов, полученных в Геолого-минералогической лаборатории б. СПб политехнического института.

Процессы кристаллизации магмы относятся к категории тех, закономерность которых может быть выражена при помощи правила фаз. Как постулат, это было в общей форме еще в прошлом столетии высказано Мейергофером и мною. Однако конкретное подведение магматических процессов под формулы правила фаз еще не произведено и встречает затруднения как в многокомпонентности магмы, так и в нахождении в ее составе летучих компонентов.

Летучие составные части магмы

Обратимся теперь к *летучим составным частям магмы* и их роли в процессах ее кристаллизации. Магма отличается от искусственных лабораторных расплавов тем, что она содержит более или менее значительное количество летучих газообразных веществ, видоизменяющих физические ее свойства и принимающих участие в совершающихся в ней химических процессах. Об этих летучих составных частях нам говорят непосредственно те газы и пары, которые выделяются при вулканическом извержении, а также газы, которые можно получить из любой изверженной породы путем накаливания; косвенно об этом же не менее убедительно говорят пневматолитические, контактные и пегматитовые образования, а также те минералы глубинных пород, в состав которых входят вода, гидроксил, водород, фтор, бор, хлор и т. п.

Французские исследователи всегда придавали большое значение летучим компонентам магмы, которые от Анри С.-Клер-Девилья получили название минерализаторов (*agents minéralisateurs*); достаточно вспомнить то, что выше было сказано о так называемых про-

топневматолитических минералов, принять во внимание так называемые пегматиты и некоторые контактные новообразования и руды, чтобы по достоинству оценить значение этих летучих компонентов магмы.

Газообразные продукты вулканических извержений, казалось бы, должны давать точные данные о летучих составных частях магмы; однако необходимы особые предосторожности при собирании этих газов для того, чтобы иметь уверенность в том, что собраны действительно газы, находившиеся в магме, а не продукты их взаимодействия между собою и с газами воздуха после извержения. Точно так же газы, которые путем накаливания могут быть выделены из всякой глубиной или излившейся породы, должны, казалось бы, быть рассматриваемы как остатки летучих составных частей магмы, заключенные в изверженную породу при ее кристаллизации. Однако, если принять во внимание, что древние породы содержат больше этих газов, чем более молодые или чем современные лавы, невольно можно поставить себе вопрос о том, не является ли часть этих газов результатом каких-нибудь позднейших процессов, быть может, даже процессов распада некоторых элементов. Как бы то ни было, совокупность всех вышеуказанных данных достаточно определенно говорит о большом значении летучих веществ в магме.

В чем же заключается значение этих веществ и в чем выражается их влияние на процессы кристаллизации магмы? Их действие двояко: во-первых, самое присутствие летучих веществ в магме понижает ее вязкость, делает ее более жидкоплавкой и благодаря этому, при прочих равных условиях, повышает ее кристаллизационную способность; во-вторых, летучие компоненты понижают точку плавления магмы и в некоторых случаях могут даже изменить порядок выделения минералов из расплава. Далее, выделение этих газообразных веществ может дать толчок к расщеплению или является причиной кристаллизации даже и без сопутствующего понижения температуры. Не лишено также вероятия допущение, что часть этих газов оказывает каталитическое действие, вызывает некоторые реакции, которые без них не совершались бы или шли бы иначе, — отсюда и квалификация этих газов как «минерализаторов» у петрографов французской школы. Наконец эти газы входят в состав некоторых из образующихся из магмы минералов (так называемых протопневматолитических), как это уже было указано в главе о минералогическом составе.

Помимо минералов, в состав которых входит вода или гидроксил или водород, есть такие минералы, которые содержат фтор; это не только фторосиликаты с более или менее значительным содержанием фтора, но и такие минералы, как некоторые роговые обманки и слюды, содержащие немного фтора, но очевидно в его отсутствии не образующиеся. Роговые обманки не образуются в эффузивную фацию кристаллизации, они не образуются в металлургических шлаках и не могли быть получены лабораторным путем из сухих расплавов. Но когда удалось поставить их синтез в такие условия, при которых фтор не только присутствовал, но и мог войти в их состав, роговую обманку удалось воспроизвести, и ока-

залось, что в ее состав вошло до 1,26 и 1,90% фтора (Людке, Григорьев, 59).

Якоб так определяет роль «минерализаторов»: «Минерализаторы — это такие вещества, которые обладают способностью давать соединения с другими веществами, находящимися в растворе (так называемые аддиционные соединения), по закону координации и обыкновенно легкоподвижны», т. е. они образуют комплексные ионы.

Летучие вещества растворены в магме и по мере охлаждения ее или при уменьшении давления из нее выделяются. Для газообразных веществ магмы и их взаимодействий с нею и между собой давление имеет гораздо большее значение, чем для огненножидкой части магмы; так, например, давление сравнительно мало влияет на эвтектическую точку минералов в расплаве или на их растворимость, но очень значительно влияет и на растворимость газов в магме и на их взаимоотношения с расплавленными веществами. По мере уменьшения давления и охлаждения газообразные вещества из нее выделяются: в глубинной магме — постепенно, в эффузивной — скачком. В процессе кристаллизации глубинной магмы поэтому наблюдается непрерывный переход от кристаллизации расплава, как такового, к пневматолитическому действию газообразной фазы и наконец к действию горячих водных растворов, представляющих, так сказать, жидкие выжимки или как бы маточный раскол магмы. С этой точки зрения от кристаллизации интрузивного массива неотделимы ни производимые им внешние контактные действия, ни связанные с ним пегматитовые, т. е. магматически-пневматолитические образования, ни сопровождающие его жильные образования ювенильного гидротермального происхождения. Все это вместе в совокупности и составляет *петрографическую* или *магматическую формацию*, состоящую из собственно магматических образований, перимагматических (контакты, пегматиты) и апомагматических (жилы, импрегнации и т. п.), если можно проследить их связь с определенным интрузивным или эффузивным телом.

Летучим компонентам магмы принадлежит громадная роль в процессах кристаллизации магмы, ее дифференциации, контакт-метаморфических ее действий и в разных апомагматических образованиях. Эти летучие компоненты магмы ведут себя различно в зависимости от давления, под которым застывает магма. В интрузивной глубине магмы давление очень долго удерживает летучие компоненты в смеси с расплавленными; получают сложные системы трудноплавких силикатных расплавов и летучих компонентов, которые дают явления эвтектики, смешанных кристаллов, определенных соединений и т. п.

Значительную роль в процессах дифференциации приписывают дистилляции и газовому переносу Ниггли, Феннер и некоторые другие. Так, например, Ритман объясняет появление лейцитовых лав в истории развития Везувия значительным выделением натрия в виде летучих соединений и вызванным этим обогащением магмы этого вулкана калием. Значительную роль за этим газовым переносом уже давно признавали в процессах образования контактметаморфических рудных месторождений. Впервые рудообразующая

роль газообразных выделений из интрузивной магмы была установлена еще в половине прошлого столетия Эли-де-Бомоном. В последнее время появилось в петрографии течение, значительно экстраполирующее роль летучих компонентов и стремящееся свести образование многих магматических пород к видоизменению более ранних изверженных пород (Хольмс, Рейнольдс) или даже осадочных пород (Баклунд) магматическими газами, нередко гипотетическими; это так называемый магматический метасоматоз.

По мере кристаллизации давление газов магмы повышается (Niggli, Morey). Выделение летучих компонентов, т. е., так сказать, их кипение, происходит при более или менее значительном понижении температуры магмы, и таким путем совершаются те процессы автопневматолитиза и получаются те протопневматолитические минералы, о которых речь уже была раньше: альбитизация, хлоритизация и т. п. Если в боковой породе имеются трещины или пустоты, находящиеся в магме газы не остаются в ней самой, а выделяются из нее; происходит дробная последовательная дистилляция, пневматолитические контактные изменения боковой породы и т. п. В эффузивной магме, наоборот, выделение летучих компонентов происходит при высоких температурах и бурно; этим вызваны и эксплозионные пароксизмы вулканических извержений, и образование пузрыстых структур, и наконец пневматолитиз и возгоны.

Растворимость газов в силикатных расплавах с их охлаждением возрастает. Поэтому в глубинной магме, находящейся в замкнутом пространстве, по мере ее охлаждения должно наблюдаться накопление летучих компонентов, поскольку они не уходят в трещины или в контакты. И если процесс охлаждения интрузивной магмы сопровождается дифференциацией, последние наиболее легкоплавкие производные магмы или горные породы будут наиболее богаты летучими компонентами (см. ниже о пегматитах, стр. 247 сл.).

Среди газообразных веществ магмы видную роль играют водяные пары. При высокой температуре вода ионизируется и тем сильнее, чем выше температура; поэтому, как следствие этой ионизации, возрастает кислотность воды, а при температуре в несколько сот градусов, и тем более выше, вода является гораздо более сильной кислотой, чем кремнекислота, и должна вытеснять ее из соединений, уступая ей место при понижении температуры, на что в свое время было обращено внимание Аррениусом.

Взаимодействие летучих составных частей магмы, а также образующихся при ее охлаждении горячих минеральных растворов с уже затвердевшей частью магмы и с уже выделившимися минералами или с теми, которые находятся в состоянии формирования, ведет, как уже было указано, к образованию тех минералов, которые могут быть названы протопневматолитическими. Этим путем возникают не только минералы, в состав которых входят фтор, бор, хлор, водород, гидроксил, конституционная вода и которые являются первичными составными частями некоторых изверженных пород, но и те, которые из сухого расплава, не содержащего летучих составных частей, образоваться не могут. Некоторые из этих минералов встречаются и в качестве продуктов выветривания, т. е. в виде несомненных вторичных образований, в виде псевдоморфоз, корок выветри-

вания и т. п. Но когда они равномерно распространены по всей массе изверженной породы, а не приурочены к той ее наружной части, которая находилась под действием процессов выветривания, приходится говорить о первичном образовании таких минералов. Сюда должны быть отнесены следующие случаи: хлоритизация диабазов; серицитизация полевых шпатов в гранитовых и иных породах; соскюритизация полевых шпатов в габбро и диабазах; серпентинизация многих перидотитов, дунитов, пироксенитов; скаполитизация габбро; каолинизация, или вообще пелитизация полевых шпатов в различных породах; карбонатизация минетт и лампрофиров; выделение гематита в полевых шпатах и вообще в изверженных породах и некоторые другие процессы.

Температура магмы такова, что в начальной стадии ее застывания и, вероятно, даже довольно долго не только вода, но и некоторые другие летучие вещества магмы находятся в критическом состоянии. Это явление тоже имеет большое значение для процессов пневматолитических и контакт-метаморфических. Опытами установлено (например, иодистый натрий и иодистый калий в алкоголе), что выше критической температуры вода и некоторые другие растворители увлекают с собою и нелетучие составные части, которые продолжают быть растворенными в газообразной фазе, находящейся в критическом состоянии. Если это действительно так, то с этим приходится серьезно считаться как при оценке возможных переносов вещества из магмы в контактные зоны и в пегматитовые жилы, так и при суждении о тех явлениях дробной перегонки или дистилляции, которые совершаются в процессе охлаждения магмы, заключающей в растворенном состоянии летучие вещества; отсюда вытекает и возможность дифференциации путем переноса некоторых веществ растворенными в газообразной фазе, находящейся в критическом состоянии.

С тех пор как было установлено, что способность твердых тел растворяться в жидкостях сохраняется и выше критической температуры (Nappau и Hogarth), т. е. что многие твердые тела растворимы и в газообразной фазе, надо считать установленным, что выше критической температуры из магмы могут дистиллировать не только пары и газы, но и растворенные в них твердые составные части изверженных пород.¹

Опыт показывает (например, опыты Ниггли с бромистой и иодистой ртутью), что при таком переносе веществ кристаллизация дает крупные кристаллы; крупнокристаллическое сложение, как известно, характеризует многие пегматитовые образования, которым мы склонны приписывать магматически-пневматолитическое образование.

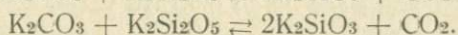
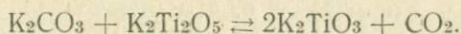
Опыты переноса твердых веществ в летучем состоянии при участии воды в надкритической области были осуществлены Хитаровым и Ивановым. Не подлежит сомнению, что в процессах дифференциации, в процессах контакт-метаморфизма, в процессах образова-

¹ Д. П. Коноваловым в работе об упругости пара растворов было установлено, что состав жидкой и парообразной фазы одинаков для растворов, обладающих максимумом или минимумом упругости пара.

ния некоторых минералов в пустотах лав (например, фаялит и тридимит в липаритах) такому переносу в газообразном состоянии принадлежит заметная роль, которой не следует пренебрегать. Летучесть SiO_2 с водяными парами $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Si}(\text{пар}) + 2\text{H}_2\text{O}$ была доказана опытами Вартенберга (59 а), а также опытами Геофизической лаборатории (60) и Сыромятникова. По опытам Вартенберга так же летят и силикаты. Для переноса SiO_2 в газообразном состоянии необходимо присутствие незначительного количества воды или других летучих компонентов.

Все эти соотношения в значительной степени для магмы устанавливаются на основании теоретических рассуждений и по аналогии с такими системами, для которых они изучены экспериментальным путем. Непосредственное экспериментальное изучение силикатных расплавов с растворенными в них летучими веществами при достаточно высоких давлениях и температурах пока не произведено вследствие многих технических трудностей, с которыми оно сопряжено; но при современных условиях лабораторной техники есть уже надежда на возможность работ этого рода.

Вследствие связанных с этими экспериментальными работами трудностей у нас еще мало экспериментальных исследований в области взаимодействия легко летучих составных частей магмы с ее нелетучими составными частями, но кое-что в этом направлении уже сделано. Так, интересны исследования равновесия между углекислотой и щелочными силикатами или титанатами, произведенное Ниггли в температурном интервале $850\text{—}1000^\circ$ и при одной атмосфере давления углекислоты; оно показывает, как распределяется щелочь между нелетучей кремнекислотой или титановой кислотой, с одной стороны, и летучей углекислотой — с другой, причем каждой температуре соответствует известное равновесие, передвигающееся при повышении или при понижении температуры в разные стороны, как это может быть иллюстрировано следующей формулой:



Взаимодействие между летучими и нелетучими составными частями магмы является функцией температуры и давления. При высоких температурах, например выше 800° , газообразные составные части свободно выделяются из магмы; при сравнительно низких температурах, например 500° и ниже, под значительным давлением они растворяются в магме в значительных количествах и входят в состав образующихся при этих условиях соединений, обладающих незначительным давлением пара и незначительным диссоциационным давлением. Иными словами, в интрузивной магме летучие составные части являются важными компонентами, а в эффузивной они стремятся выделиться в более или менее чистом виде, оставляя магму, состоящую целиком из нелетучих частей.

Магматическая дистилляция или дистилляция охлаждения, в отличие от обычной дистилляции, вызываемой нагреванием, обусловлена охлаждением магмы и ее кристаллизацией. Если продукты кристаллизации содержат меньше летучих компонентов, чем

сама магма, то неминуемо должно последовательно идти выделение (кипение) отдельных летучих компонентов. Последовательность пневматолитического выделения соответствует убывающему давлению пара. Многие металлы, вероятно, выделяются в виде галоидов. Температуры кипения для галоидов этих металлов (59):

Al	Si	Fe	Bi	Zn	Pb	Cu
183	58	280	440	700	900	1000

Хорошей иллюстрацией роли летучих компонентов магмы в переносе тех или иных существенных ее составных частей, т. е. их роли в процессах дифференциации и контакт-метаморфизма, являются опыты Грейга, Мервина и Шеферда. Эти авторы показали в Геофизической лаборатории в Вашингтоне, что водяные пары или другие летучие компоненты способны, даже при незначительном давлении газов, осуществить значительный перенос кремнекислоты (60).

Как ни важны лабораторные экспериментальные работы для освещения проблем петрогенезиса, следует все-таки помнить, что результаты этих работ не всегда могут быть непосредственно перенесены в лабораторию природы — как потому, что природные системы гораздо сложнее, так и потому, что мы еще не можем работать с теми комбинациями температур, давления и летучих компонентов, которые более или менее близко подходили бы к природным сложным системам, каковыми являются магмы и метаморфизируемые горные породы. Поэтому в лаборатории не всегда получаются те комбинации, которые известны в природе, и обратно — не все минералы и системы, которые получаются в лабораторных опытах, известны в природе. Так, например, в образцово изученной системе кремнезем—глинозем—магнезия имеются такие комбинации, как кордиерит—шпинель—форстерит или кордиерит—форстерит—бисиликат магнезия, которые неизвестны ни среди изверженных, ни среди метаморфических пород; с другой стороны, в метаморфических породах существует система корунд—кордиерит—шпинель, которая в лаборатории не получена (61).

Значение экспериментальных работ для понимания и правильного толкования петрогенетических процессов как магматических, так и гидрохимических и метаморфических, неоспоримо. Эти работы уже сыграли большую роль, и им и впредь суждено таковую играть. Однако при переносе результатов лабораторных опытов на природные процессы следует быть крайне осторожным, избегать значительных экстраполяций во избежание возможных при этом ошибок. Мы в лаборатории поневоле работаем с простыми системами, магматические же системы очень сложны. А насколько способны изменяться от увеличения числа компонентов и направление и ход процессов, показывает хотя бы классический пример системы $MgO-SiO_2$, изученной Боуэном. Энстатит плавится с разложением, т. е. представляет пример инконгруэнтного плавления. При спокойной кристаллизации расплава получается энстатит. Однако закалкой при высокой температуре можно зафиксировать форстерит $(2MgO \cdot SiO_2)$ и следовательно обогащение остаточной

жидкости (застывшей в данном случае в виде стекла) кремнекислотой. Отсюда были сделаны широкие выводы, что из основной магмы путем закалки или отжата может быть получена кислая магма. Позднейшие опыты Боуэна и Шерера показали, однако, что в тройной системе $MgO-FeO-SiO_2$ инконгруэнтного плавления нет, и, следовательно, отпадают широкие допущения вышеуказанной дифференциации, так как в природе мы всегда имеем наличие FeO , а система $MgO-SiO_2$ в чистом виде, если и существует, является исключением. Как показали опыты Таммана и др., ничтожные примеси значительно изменяют кристаллизационную способность; а опыты Ротинянца еще в 1908 г. показали, как значительно понижается вязкость даже от ничтожных примесей.

Второе обстоятельство, которое требует осторожности при толковании природных процессов результатами лабораторных опытов, это наличие и роль летучих компонентов в магме, в особенности в магме интрузивной. По техническим причинам опыты плавления и кристаллизации силикатных систем при участии летучих компонентов пока очень ограничены; но и то, что сделано, показывает, каким важным и существенно видоизменяющим ход процесса фактором являются летучие компоненты.

Наконец, следует учесть и значение давления. В глубинной магме и в эффузивной магме до ее извержения давление может быть очень значительным и может подвергаться более или менее резким изменениям. И хотя давление, вообще говоря, имеет для процессов кристаллизации и плавления меньшее значение, чем изменения температуры, оно, конечно, тоже имеет значение и в некоторых случаях может изменить в силикатных системах последовательность плавления и кристаллизации.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

При изучении географического и геологического распространения изверженных пород невольно бросается в глаза неравномерное распространение различных типов во времени и в пространстве. Несмотря на существование довольно значительного числа различных семейств, родов и видов, лишь немногие из них пользуются господством. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показывают, что всю земную кору между собою поделили приблизительно поровну породы гранитовой группы и группы базальтовой, т. е. породы, которые получаются путем непосредственной кристаллизации, с одной стороны — кислой, с другой — основной магмы. При этом оказывается, что эти две магмы, приблизительно поровну между собою поделившие земную кору (рис. 86), более или менее резко различаются между собою в том отношении, что кислые породы представлены главным образом интрузивными породами, т. е. гранитами и гранитоидами, и лишь в несоизмеримо меньшей степени эффузивными породами, кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами и липаритами, а основные породы представляют обратную картину: господство принадлежит эффузивным породам, базальтам, диабазам, мелафирам и авгитовым порфирирам, а также андезитам, между тем как габбро, нориты, перидотиты и другие породы этой формации встречаются гораздо реже и в гораздо меньших количествах. Все остальные семейства изверженных пород играют по сравнению с двумя названными категориями очень подчиненную роль, причем некоторые можно даже считать прямо редкими. Эти количественные соотношения таковы, что можно без значительной ошибки принять, что земная кора состоит наполовину из кислой магмы и наполовину из основной; вычисленный, исходя из такого предположения, средний валовой состав земной коры почти тождествен с тем, который в разное время различными авторами вычислялся статистическим путем из более или менее значительного числа анализов различных изверженных пород отдельных стран или всего земного шара (см. стр. 152).

Если принять во внимание, что во все геологические периоды, начиная с архейских времен, извергались одни и те же типы изверженных пород, нельзя не признать, что такое раздельное суще-

ствование кислой и основной магм можно проследить на всем протяжении истории земли, если не углубляться в дебри догеологической истории земной коры. Поэтому мы можем условно считать эти две магмы, кислую и основную, родоначальными магмами, — не задаваясь вопросом, как они возникли сами, — такими родоначальными магмами, которые давали начало всем изверженным породам либо путем непосредственной кристаллизации этих магм, либо путем ассимиляции ими посторонних масс, либо при посредстве различных более или менее сложных процессов расщеплений, известных под названием дифференциации. Принимая это во внимание, мы можем все известные нам изверженные породы разбить на две группы, приуроченные к кислой или к основной магме. В каждой такой группе имеются, с одной стороны, коренные породы, представляющие продукты непосредственной кристаллизации одной из родоначальных магм, с другой — такие породы, которые надо рассматривать как производные, происходящие от этих магм тем или иным путем вследствие ассимиляции, или дифференциации, или и того и другого.

Применительно к этому воззрению и расположен весь материал, составляющий предмет нижеследующих глав.

То обстоятельство, что в разные геологические эпохи магмы давали начало всегда одним и тем же типам изверженных пород, наводит на мысль, что, с одной стороны, кристаллизацией и расщеплениями родоначальных магм управляют некоторые закономерности, с другой — что, быть может, изверженные породы всех постархейских геологических эпох питались не одним общим огненножидким слоем, а отдельными замкнутыми магматическими бассейнами, или что они представляют результат переработки и переплавления все одного и того же материала, совершающего такой круговорот: магма—изверженные породы—осадочные породы—метаморфические породы—магма. Такой круговорот был намечен уже Хэттоном; подробнее этот взгляд развит Лукашевичем (см. список литературы).

Другое интересное общее соотношение, которое не может остаться незамеченным, заключается в том, что главнейшие глубинные и излившиеся породы, вообще говоря, тождественны по своему химическому составу; эффузивные породы повторяют типы интрузивных лишь с некоторыми исключениями; в частности среди них отсутствуют типы мономинеральных пород. Это тождество хорошо подчеркивает общность происхождения интрузивных и эффузивных пород и заставляет думать, что интрузивные и эффузивные очаги питаются одними источниками, что, поскольку эти источники не являются чистой кислой или основной магмой, а более или менее уклоняются от этого первоначального состава вследствие ассимиляции посторонних масс или вследствие дифференциации, это выравнивание состава, приведение его к сравнительно немногим постоянно повторяющимся типам, совершается до извержения и до кристаллизации; иначе сказать, образование разных производных магм является результатом так называемой *магматической дифференциации*, т. е. совершается в жидком состоянии.

Мысль о приведении всех изверженных пород к двум первоначальным магмам, кислой и основной, была высказана еще Бунзеном, который считал все породы Исландии за результат смешения в разных пропорциях так называемой нормально-пироксеновой (по нашему основной) и нормально-трахитовой (по нашему кислой) магм. В последнее время теория этих двух родоначальных магм была развита также Дэли, который считает, что единой жидкой магмой является основная магма, между тем как кислая в настоящее время, и вероятно уже с давних времен, составляет наружную твердую оболочку земного шара. Боуэн, давший в последнее время картину эволюции изверженных пород, опирающуюся на кристаллизационную дифференциацию и на его реакционный принцип, также признает единую родоначальную магму — базальтовую (см. литературу в конце книги).

Когда мы говорим конкретно о родоначальных магмах изверженных пород, мы имеем в виду магматические расплавы на месте формирования из них изверженных пород, а не самое происхождение этих магм (62). Вопрос о происхождении этих магм, а следовательно вопрос о строении земного шара и в особенности его наружных оболочек, конечно, представляет значительный интерес и для петрологии; но это область спекуляций, в которой интересные построения сделаны Тамманом и Гольдшмидтом, и лежит она за пределами непосредственно петрографических наблюдений.

Как общее правило мы считаем, что изверженные породы представляют продукты непосредственной кристаллизации или дифференциации огненножидких магм. Однако уже давно возникло и в последнее время возродилось в обновленной форме учение о том, что изверженные породы, все или некоторые, являются продуктами переплавления или выборочного плавления твердых масс. Наконец для некоторых случаев допускают и вышеуказанный взгляд Бунзена о смешении разных магм. Поэтому, признавая первый случай наиболее распространенным и существенным, но учитывая и другие возможности, можно считать, что существуют три категории изверженных пород:

1. Наиболее удовлетворительно разнообразие изверженных пород и их геологические взаимоотношения объясняются при допущении двух раздельных родоначальных магм, кислой и основной.

2. Ни одна теория дифференциации, исходящая из одного фактора, в том числе и излюбленная теперь теория кристаллизационной дифференциации, не охватывает всей совокупности процессов дифференциации без натяжек. Приходится считаться и с кристаллизационной дифференциацией в разных ее проявлениях, и с ликвацией, и с ассимиляцией, и с некоторыми другими доказанными или возможными факторами дифференциации.

3. Существуют три категории магматических пород:

1) Породы, представляющие продукт непосредственной кристаллизации магмы. Эти *прототектиты* отличаются значительным образом на большом протяжении и значительными размерами. Для основной магмы — это массовые лавовые излияния, так называемые базальты плато и интрузивные долериты, например сибирские траппы, габбро-перидотито-пироксенитовые и габбро-сиенито-

вые формации. Для кислых пород — это мощные гранитовые интрузии, обыкновенно более или менее богатые пегматитовой фацией, а также массовые кислые излияния. Это — магматические образования без признаков дифференциации или дифференцированные, часто в связи с значительной ассимиляцией.

2) *Анатектиты* и вместе с тем *схидзолиты*, т. е. породы, получившиеся путем переплавления более древних участков земной коры и последующей дифференциации. Анатектические магмы могут иметь состав случайный. Они непременно сопровождаются дифференциацией, ибо, как уже сказано, изверженные породы, при всем их разнообразии, представляют не случайные, какие угодно, химические и минералогические, а лишь некоторые вполне определенные ассоциации, ограниченные и регулируемые некоторыми законами.

3) *Синтектиты*, продукты смешения магм, без последующей дифференциации или продукты ассимиляции магмой посторонних масс, сопровождаемой дифференциацией.

В последнее время углубленное изучение процессов так называемого инъекционного метаморфизма (стр. 464) и связанной с ним мигматизации (стр. 458), процессов ассимиляции и связанного с ними изменения состава первоначальной магмы, ее как бы загрязнения (Ноккольдс называет это контаминацией) показало, что этим путем могут иногда получаться породы, очень близкие к магматическим или даже тождественные с ними. Некоторые авторы склонны приписывать этим процессам очень широкое значение, считая многие, если даже не все, граниты, гранодиориты, нориты за такие породы магматически-метаморфического, а не чисто магматического происхождения. Мы не последуем за этими авторами в их широкой экстраполяции, но не можем, конечно, вместе с тем игнорировать и те факты, из которых исходит это стремление к экстраполяции и к их переоценке. Поэтому следует признать существование, наряду с господствующими чисто магматическими породами, и пород магматически-метаморфических, которые в отличие от первых будем называть парамагматическими. В таком случае можно дать такую классификацию магматических в широком смысле слова пород:

I. Собственно магматические породы — *орто-магматиты*.

II. Магматически-метаморфические породы — *пара-магматиты*.

Эти два типа в свою очередь распадаются на подтипы:

I: 1. Прототектиты — первичные продукты кристаллизации магмы.

2. Анатектиты — продукты переплавления уже существующих горных пород.

3. Синтектиты в тесном смысле слова, т. е. продукты смешения магм.

II: 1. Мигматиты — продукты инъекционного метаморфизма;

2. Контаминиты — продукты ассимиляции магмой посторонних минеральных масс.

Можно изучать горные породы, как таковые, не задаваясь вопросом о тех расплавах, из которых они тем или иным путем произошли. Но чтобы осмыслить распространение изверженных пород,

выяснить их ассоциационные взаимоотношения, подойти к проблеме их генезиса, не обойтись без гипотез о магме и о процессах так называемой дифференциации.

Дифференциация

Вопрос о причинах разнообразия и о происхождении изверженных пород издавна занимал геологов и петрографов. Предположение, что каждая порода происходит из отдельного магматического бассейна, не могло считаться удовлетворительным. В одних и тех же вулканических областях, даже в одном и том же вулкане состав лав со временем меняется. На достаточно хорошо обнаженных интрузивных массивах можно убедиться, что в пределах одного и того же массива сочетаются между собою различные породы, нередко связанные между собою переходными звеньями. Эти факты невольно направляли взоры в сторону такого предположения, которое помогло бы разобраться в этом разнообразии. Невольно напрашивалось представление о генетической связи между такими различными по составу породами, слагающими какой-нибудь массив или какую-нибудь вулканическую область.

Генетическую связь между различными изверженными породами можно было истолковать различно. Одно возможное предположение заключается в том, что существуют родоначальные магмы того состава, который отвечает крайним членам какого-нибудь ряда или какой-нибудь серии пород, объединенных в массиве или в вулканической области и связанных между собою переходами: все промежуточные породы представляли бы в таком случае смеси этих двух магм в различных пропорциях. Это предположение было применено Бунзеном для объяснения разнообразия лав Исландии как продуктов смешения нормально-пироксеновой и нормально-трахитовой магм, как указано выше. Другая гипотеза предполагает одну магму, которая путем расщеплений и отщеплений распадается на ряд производных магм или дает ряд различных пород, связанных между собою постепенными переходами. Эти процессы расщеплений и отщеплений объединяют под общим названием *дифференциации*. Такая гипотеза ведет свое начало от Дюроше, который сравнивал происходящие при этом явления с так называемой ликвацией. Иддингс, Розебуш, Брёггер и ряд других исследователей развили эту гипотезу дифференциации. Впоследствии было выдвинуто также и значение сплавления магмы с твердыми минеральными массами, процесс так называемой *ассимиляции*, которая может быть причиной разнообразия изверженных пород какой-нибудь области или непосредственно, когда происходит ассимиляция и следовательно изменение состава магмы, или тем, что ассимиляция вызывает расщепление, т. е. дает толчок к дифференциации (Левинсон-Лессинг, Дэли).

Из разных предположений, которые явились ответом на этот запрос, наиболее жизненным оказалось то, которое видело причину этого разнообразия в расщеплении некоторой первоначальной магмы на магмы производные. Как, под влиянием каких причин и в каком направлении совершаются такие расщепления? В поисках ответов

на эти вопросы разные исследователи стали обращать внимание на разные стороны этого явления и на различные возможные его толкования. Аналогия с металлическими сплавами и с разными смесями жидкостей, различные теоретические предположения, экспериментальные исследования, микроструктура и состав изверженных пород, наконец геологические взаимоотношения — все было вовлечено в орбиту этой проблемы и так или иначе использовано. На этой почве постепенно более или менее резко обрисовались два направления: одни считают, что те или иные расщепления совершаются, пока магма находится в жидком состоянии, и стали называть эти явления *магматической дифференциацией*; другие не могли не заметить, что самые процессы кристаллизации магмы и распределения в кристаллизующейся магме выделяющихся из нее минералов должны сопровождаться — и на самом деле сопровождаются — более или менее резкой дифференцировкой в их распределении в вертикальном направлении; это то, что объединяется под понятием *кристаллизационной дифференциации*.

Разберем вкратце оба эти явления.

Магматическая дифференциация. Между изверженными породами, входящими в состав одной и той же петрографической провинции, наблюдается нередко сходство в какой-нибудь особенности химического состава, невольно вызывающее представление о том, что между этими породами существует известная генетическая связь. Во многих случаях между породами дифференцированного массива или одной провинции наблюдаются постепенные переходы. Эффузивные и интрузивные породы различаются структурой и условиями залегания, но вполне параллельны друг другу по химическому составу. Наконец некоторые особенности структуры, как, например, полосатая структура некоторых габбро, некоторые такситовые и сферолитовые породы также наводят на мысль о том, что они образовались из смеси жидкостей или из эмульсиеобразно расщепленной родоначальной жидкости. Все это — такие факты, которые говорят за дифференциацию в жидком состоянии, т. е. за магматическую дифференциацию. В чем она заключается и чем она вызывается — это проблема, до сих пор еще не разрешенная. Первоначально возникла мысль о расщеплении на несмешивающиеся ниже известного температурного предела жидкости, наподобие ликвации металлических сплавов или расщепления смесей жидкостей на два слоя, установленного Алексеевым. Призывали на помощь так называемое правило Сорэ, в силу которого в более холодных частях раствора повышается его концентрация, или повышение концентрации в нижних частях высокого столба раствора, согласно Гуи и Шаперону. Прибегали к помощи термоэлектрических токов, к сортирующей переносной деятельности летучих компонентов. Следует признать, что вопрос о механизме магматической дифференциации не разрешен еще ни теоретически, ни экспериментально. Но необходимость допустить такую дифференциацию вышеуказанными фактами достаточно обоснована.

Минералы в магме диссоциированы, как это установлено разнообразными опытами (Иддингса, Баруса, Дельтера, Боуэна); поэтому при известных условиях могут из одной и той же магмы полу-

чаться разные минеральные комбинации. Но в магме, спокойно в процессе охлаждения доходящей до конца кристаллизации, разные основания поделили между собой кремнекислоту и соединились с нею сообразно их относительным средствам, их относительной жадности к кремнекислоте в комплексы, соответствующие окончательным минералам такой магмы. Если в магме происходит магматическая дифференциация, то перемещаются, концентрируясь в той или иной части магматического бассейна, не отдельные окислы, как думали раньше, а комплексы, соответствующие будущим минералам.

Кристаллизационная дифференциация. Еще Дарвином было установлено, что выделяющиеся из магмы кристаллы могут распределяться в ней по удельному весу. Многочисленные наблюдения и соображения подтверждают реальность этого явления, которое и может быть причиной дифференциации, т. е. образования из одной магматической жидкости двух или нескольких пород. Если кристаллы, выделившиеся первыми, как более тяжелые, тонут, а другие, более легкие, быть может, всплывают, это может повести к образованию меланократовой фации внизу и лейкократовой наверху. Дифференциация при посредстве неравномерного распределения кристаллов в магме по их удельному весу, как, например, авгита и плагиоклаза в некоторых диабазовых породах на территории Карело-Финской ССР, авгита и лейцита в лавах Везувия и многих других, носит название *гравитационной дифференциации*; хороший пример такой гравитационной дифференциации описан Полкановым (63) на севере Кольского полуострова (рис. 116) в дайке диабаз, где скопление вкрапленников плагиоклаза в верхней части дайки является результатом двух совокупных движений: всплывания вкрапленников в жидкой части магмы и движения всей магмы вверх по трещине, в которой она затем застыла в виде жилы. Другой хороший пример (а их можно привести большое число) представляет базальтовый поток Новой Шотландии (Nova Scotia), в котором верхние горизонты обогащены полевым шпатом, а нижние — авгитом и оливином (64). Погружающиеся вниз кристаллы могут снова подвергнуться растворению в более горячих частях магматического бассейна и этим вызвать более или менее резкое различие в химическом составе разных частей такого бассейна (Швейг). Под влиянием горообразующего давления из такого уже более или менее обогащенного кристаллами бассейна остаточная жидкая часть может выжиматься и этим еще более способствовать кристаллизационной дифференциации. Наконец нельзя не принять во внимание опытов Боуэна, показавших, что в начальной стадии кристаллизации получают не те окончательные минералы, которые получились бы при продолжительной спокойной кристаллизации данной магмы, а другие, которые являются результатом диссоциации первых; например, из плагиоклазо-пироксенового расплава вначале выделяется вместо пироксена оливин и освобождается некоторое количество кремнекислоты; вместо ортоклаза получается первоначально лейцит. При спокойной медленной кристаллизации эти временные первоначальные продукты диссоциации и кристалли-

зации снова растворяются в остаточной жидкости, и в результате получается не оливин, а клиноэнстатит, т. е. пироксен, не лейцит, а ортоклаз. Но если бы произошла отсадка этих первоначальных выделений, которые в сущности представляют временные в данных условиях минералы, путем ли погружения в более глубокие слои или всплытия на поверхность, и если бы жидкость оказалась от них отжатой дислокационным давлением, эти временные минералы сохранились бы, а отделившаяся от них жидкость дала

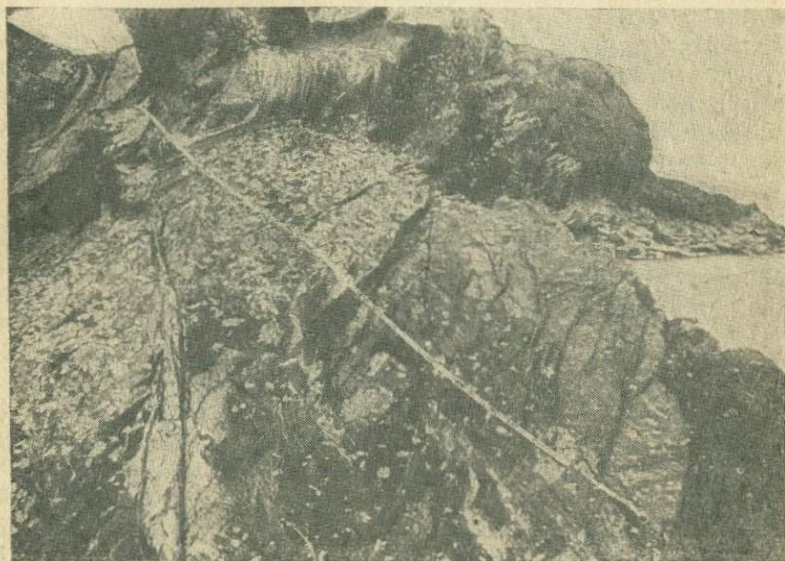


Рис. 116. Пример гравитационной дифференциации. Наклонная дайка порфировидного габбро-диабазы (на ней лежит лента рулетки), левая, т. е. верхняя, часть дайки обогащена вкраплениями плагиоклаза.

Фото А. А. Полканова.

бы начало горной породе иного состава, чем та же магма, там, где идет спокойная ее кристаллизация до конца. Или если бы скопившиеся путем отсадки кристаллы в нижних слоях магмы снова растворились, то из первоначально однородной магмы получились бы две производные магмы, а путем их кристаллизации — две различные породы с переходными между ними звеньями; следовательно таким путем можно объяснить дифференциацию как результат *фракционированной кристаллизации* при некоторых вышеуказанных допущениях.

Боуэновская схема кристаллизационной дифференциации встречается на своем пути, в приложении к эффузивной фации, два препятствия.

Во-первых, вместе с кислыми лавами часто должны были бы встречаться ультраосновные эффузивы, так как образование оливина, лейцита является одним из необходимых звеньев в процессе кристаллизационной дифференциации. Во-вторых, по этой схеме

трудно объяснимо образование переходных эффузивных типов, промежуточных звеньев между основными и кислыми породами; при допущении самостоятельной основной и кислой магмы переходные типы легко объясняются смешением или ассимиляцией одной магмы другою.

Независимо от всего прочего естественно возникает вопрос: почему базальтовая магма в одних случаях дифференцируется, а в других, и притом очень многочисленных и значительных, изливается, как таковая, без предварительной дифференциации?

Если систематически проследить ход кристаллизационной дифференциации по схеме Боуэна, то получается также вывод, неблагоприятный для гипотезы об образовании гранита из базальтовой магмы. В системе альбит—анортит—диопсид, по Феннеру, конечным продуктом будет не гранит, а порода, состоящая примерно из 56% альбита, 14% анортита и 30% диопсида; у меня в свое время был дан почти тождественный подсчет: 50% альбита, 26% анортита и 24% диопсида.

Нельзя не вспомнить, что в основных породах плагиоклаз часто кристаллизуется раньше пироксена (габбро-диабаз, или офитовое габбро), а в нефелиновых сиенитах так называемой «агпаитовой» группы нефелин и полевой шпат раньше эгирина и других цветных минералов; а это опрокидывает всю реакционную схему Боуэна.

Магма представляет сложный раствор, подчиняющийся законам, управляющим кристаллизацией растворов; поэтому к растворимости должна быть сведена, как это было установлено Бунзенем, Дюрше, Фогтом, Морозевичем и др., и последовательность кристаллизации минералов, слагающих сложную силикатную породу. Но явления в магме осложнены и часто замаскированы присущей силикатным расплавам вязкостью и способностью к переохлаждению. Вопрос о последовательности выделения минералов из магмы занимал и продолжает занимать видное место в проблеме изверженных пород. Все установленные здесь закономерности и исключения из правила, конечно, могут быть поняты только при свете представления о магме как о растворе. Но магма — раствор более сложный, чем мы обыкновенно себе представляем, и во всяком случае ни искусственно расплавленная горная порода, ни тем более простые искусственные смеси химически-чистых соединений не могут дать нам истинную картину глубинной магмы. Водяные пары и газы, которыми богата эта магма, примесь некоторых элементов, входящих в состав магмы в ничтожно малых количествах и которыми мы в наших анализах обыкновенно пренебрегаем, быть может даже и давление могут так или иначе видоизменять ход кристаллизации такой магмы по сравнению с лабораторными расплавами или даже с излившейся лавой.

В результате можно сказать, что кристаллизационная дифференциация играет серьезную роль в процессе формирования изверженных пород. Но вместе с тем надо признать, что без допущения магматической дифференциации в более или менее крупных размерах не обойтись ни при толковании разнообразия изверженных пород, слагающих сложные по составу массивы, ни при изучении некоторых структур и магматических рудных месторождений. При-

чиной магматической дифференциации во многих случаях можно считать или ассимиляцию посторонних минеральных масс, или потерю газообразных веществ; и то и другое нарушает установившееся равновесие и дает толчок к расщеплению.

Так как застывание и затвердевание магмы в конечном счете есть результат охлаждения, т. е. представляет естественный процесс, то надо допустить, что он управляется законом энтропии, стремлением к уменьшению свободной энергии (в известном смысле принципом максимальной работы) (64а).

Но не одна дифференциация является ответственной за разнообразие изверженных пород, происходящих из одного общего источника. Ведь магма находится более или менее долго в соприкосновении с теми горными породами, среди которых она залегает или передвигается; ее путь проходит через более или менее значительные толщи осадочного или изверженного материала. Не естественно ли предположить, что в этих условиях должно происходить некоторое расплавление стенок этих бассейнов или каналов, расплавление, достаточное для того, чтобы в краевых частях таких магматических бассейнов или в первых продуктах вулканических извержений через такие каналы получалось в результате растворения посторонних масс более или менее существенное изменение химического, а следовательно и минералогического состава? Мало того, такая «ассимиляция» в более или менее значительных размерах может, казалось бы, не только изменить валовой состав жидкой магмы, не только изменить условия растворимости отдельных ее составных частей, но в некоторых случаях настолько нарушить существовавшее до этого равновесие, что оно может быть восстановлено лишь таким распадом или расщеплением, при котором получаются две производные магмы. С этой точки зрения ассимиляция не только является одной из причин разнообразия изверженных пород, происходящих из одного общего источника, но и причиной дифференциации. Еще не так давно петрографы в этом отношении делились на два лагеря: одни признавали ассимиляцию, другие отрицали ее. Теперь повидимому ассимиляция пользуется почти всеобщим признанием, хотя относительно размеров и значения ассимиляции мнения еще расходятся.

Проблема ассимиляции является в значительной степени вопросом термальным: если магма перегрета или если она смешивается с другой магмой или ассимилирует горячие ксенолиты, повидимому не может быть сомнений в том, что ассимиляция возможна. С точки зрения растворимости возражения тоже отпадают, если принять во внимание, что раствор — это взаимный раствор, в котором относительные количества того или иного компонента могут варьировать в широких пределах при разных температурах. Сложный магматический раствор, насыщенный каким-нибудь минералом, может вести себя двояко: 1) либо наступят реакции двойного обмена, хорошо разобранные Боуэном и раньше намеченные разными авторами, например Джонстон-Левисом в его осмотической теории дифференциации, 2) либо, если имеются условия для повышения температуры, произойдет обогащение магмы соединением, которым она до этого уже была насыщена, и следовательно

его выделение. Рассуждения Боуэна о том, что более поздние члены его реакционной серии не могут растворять более ранние члены, требуют поэтому поправки на вышеуказанные соображения. И во всяком случае этот вопрос может и должен решаться не путем рассуждений, а экспериментально и в особенности путем геологических и петрографических наблюдений. А в числе этих последних имеются факты, говорящие другое. Фаннер утверждает, что явления на Новарупте на Аляске не согласуются со схемой кристаллизационной дифференциации. У Иддингса (65) указаны для Йеллоустона случаи ассимиляции базальта риолитом, между тем как риолит по схеме кристаллизационной дифференциации является наиболее легкоплавким остатком от базальтовой магмы и потому растворять базальта не может. Много таких примеров дает и Харкер. Явления ассимиляции, конечно, регулируются соотношениями растворимости. Та или иная магма, в зависимости от насыщенности или ненасыщенности ее теми или иными веществами, может быть в состоянии одни породы растворять, а другие — нет. Такой случай селективной, т. е. выборочной ассимиляции был описан Барруа в Бретани: сланцы растворялись, а кварциты остались в виде ксенолитов, так как гранит уже был насыщен кремнекислотой.

Таким образом мы приходим к следующей картине. Существуют две родоначальные магмы: кислая, гранитовая, и основная, базальтовая; вопрос о том, как они сами произошли, мы оставляем в стороне. Все изверженные породы, которые, как известно, во все геологические периоды повторяют все одни и те же типы, являются или продуктами непосредственной кристаллизации одной из этих магм, или продуктами сплавления их с другими породами, или продуктами дифференциации.

Еще одним источником суждений о ходе дифференциации является последовательность извержений в вулканических областях, в которых вулканические извержения продолжались долго или неоднократно возобновлялись. Уже давно Рихтгофеном было установлено, что в Трансильвании и Калифорнии извержения начинались с андезитов, затем переходили в дациты и липариты и заканчивались базальтами. Такая последовательность наблюдается часто и, будучи обобщена, привела Дэли к заключению, что единственной магмой является базальтовая; первые порции извержений, по его мнению, представляют результат изменения базальтовой магмы под влиянием ассимиляции. Для других, начиная с Розенбуша, эта последовательность извержений говорила о дифференциации в магматическом бассейне: при этом в верхних частях получалась более легкая и более кислая магма, которая и питала первые извержения — обыкновенно более кислые. Иддингсом и другими были указаны и другие случаи смены извержений, а также повидимому и дифференциации в магматическом бассейне: начинаясь с пород средних, извержения затем переходят в кислые и основные, т. е. в продукты расщепления первоначальной магмы. Независимо от наших теоретических взглядов на эту смену продуктов извержения, факт сам по себе неоспорим и объясняет то родство отдельных членов вулканической формации по химическому составу, которое позволяет говорить о «*комагматических*» областях (Вашингтон) или

о «кровном родстве» (Иддингс). Характерными примерами таких комагматических областей могут служить, например, натровая провинция Христиании, калиевая Римская провинция, магнезиальная провинция северного Урала и др.

Магма не только представляет очень сложный раствор, в котором условия растворимости отдельных минералов и условия взаимного равновесия разных минералов не могут быть еще в достаточной мере освещены экспериментально, как это сделано для сложных водных растворов (см. главу о каменной соли), но условия ее кристаллизации до окончания этого процесса, т. е. до полного застывания и охлаждения, магма проходит через ряд последовательно изменяющихся условий. Процесс охлаждения осложняется изменениями давления, выделением летучих составных частей и временными повышениями температуры — как вследствие только что указанных явлений, так и вследствие выделения тепла при кристаллизации. Об этом свидетельствуют, например, коррозионные каемки, полиморфные превращения, распадение твердых растворов и т. п. уже указанные выше явления, которые находят себе выражение в структурных особенностях горных пород. Мало того, если происходит ассимиляция стенок магматического бассейна или ксенолитов, то вступают в свои права отношения растворимости, определяемые правилом Нернста, в силу которого прибавление к раствору веществ с одинаковыми ионами понижает растворимость а присоединение веществ с отличными от уже существующих в растворе ионов, наоборот, повышает растворяющую способность данного раствора. Далее, нельзя не считаться и с явлениями диффузии при частичном растворении ксенолитов или боковой породы, а также с возможностью образования в начальной стадии кристаллизации временных соединений, неустойчивых и дающих в дальнейшем ходе процесса кристаллизации путем реакции с еще жидкой частью магмы новые соединения. Наконец надо иметь в виду, по аналогии с водными и вообще жидкими при обыкновенной температуре растворами, что иногда присоединение путем ассимиляции извне хотя бы незначительных количеств некоторых веществ может вызвать распад жидкости на два несмешивающихся слоя. Одним словом, явления кристаллизации магмы представляют очень сложную картину, которая еще ждет детального экспериментального освещения, но которая по аналогии с более простыми, уже исследованными случаями и на основании толкования некоторых структурных особенностей уже и теперь может считаться до известной степени освещенной.

В тесной связи с проблемой дифференциации стоит вопрос о *последовательности выделения минералов из магмы*. Идиоморфизм — вернее степень идиоморфизма — отдельных составных частей изверженной породы и нахождение некоторых минералов в виде включений в других дали возможность подметить ту последовательность, в которой шел процесс кристаллизации различных изверженных пород. При этом не могло ускользнуть от внимания исследователей, что в этой последовательности есть некоторая закономерность, некоторое постоянство. Прежде всего было отмечено, что

к наиболее ранним выделениям относятся такие составные части, как магнетит, хромит, шпинели, сульфиды, апатит, титанит, перовскит, т. е. минералы, входящие в состав магмы в незначительном количестве и очевидно отличающиеся незначительной растворимостью в ней. Затем было установлено, что обыкновенно железисто-магнезиальные минералы кристаллизуются раньше полевошпатовых, а эти последние раньше кварца, оливины раньше пироксенов и амфиболов, плагиоклазы раньше ортоклаза. Розенбуш возвел это в общее правило. Однако долериты, офитовые габбро и некоторые нефелиновые сиениты (так называемый агпайтовый тип), а также сферолитовые породы представляют как раз обратный случай. Фогт (66) на основании изучения шлаков установил, что последовательность кристаллизации двух минералов может быть различна в зависимости от состава среды, ибо эта последовательность определяется растворимостью; постепенно стали известны и в изверженных породах случаи различной последовательности кристаллизации двух составных частей в зависимости от их относительных количеств. В настоящее время можно считать установленным, что последовательность кристаллизации минералов из магмы определяется составом магмы, температурой и давлением, т. е. *растворимостью* разных составных частей при данных условиях — так же, как и в сложных водных растворах. Процесс здесь, однако, вероятно осложняется явлениями переохлаждения и вязкости, как это было подчеркнуто Дёльтером (см. выше).

Картина последовательности выделения минералов из магмы на самом деле более сложна, чем кажется с первого взгляда. Во-первых, известны случаи довольно продолжительного выделения некоторых составных частей или повторно от начала до самого конца кристаллизации породы, как, например, титано-магнетит в некоторых габбровых породах (сибирские траппы). Во-вторых, если кристаллизация какого-нибудь минерала началась раньше другого, это не означает, что он целиком выкристаллизовывается до этого последнего; наоборот, частично кристаллизация обоих протекает одновременно. Таковы, например, отношения между плагиоклазом и пироксеном в габбро-диабазе и долеритах, быть может и в некоторых базальтах, откуда и противоречивые, казалось бы, указания либо на одновременную кристаллизацию плагиоклаза и пироксена в них, либо на более раннее выделение плагиоклаза. На самом деле верно и то и другое.

Кроме того возможно, что здесь играют известную роль соотношения молекулярных объемов образующихся минералов. Дело в том, что из сопоставления молекулярных объемов минералов изверженных пород с суммой молекулярных объемов кремнекислоты и тех окислов, из которых они получаются, вытекает, что минералы в этом отношении распадаются на две группы: одни, как оливины, пироксены, амфиболы, образуются с сокращением объема, т. е. повышенное давление должно содействовать их формированию; другие, как полевые шпаты и фелдшпатыды, наоборот, образуются с увеличением объема, т. е. повышенное давление является для них препятствием. Следовательно повышенное давление содействует «растворению» полевошпатовых минералов. И мы видим, что,

как общее правило, в глубинных породах минералы первой группы выделяются раньше минералов второй, а в эффузивной фазе кристаллизации так же, как и в лабораторных опытах, полевые шпаты, наоборот, кристаллизуются раньше, что подтверждается рядом сделанных в разное время опытов.¹

Для понимания процессов кристаллизационной дифференциации и последовательности выделения минералов из магмы следует также иметь в виду, что калий и магний обладают повидимому большим сродством к кремнекислоте, чем натрий и кальций. Поэтому независимо от порядка кристаллизации эти основания всегда удерживают максимальное количество кремнекислоты.

Взаимоотношения пород кислой и основной магм

Вопрос о самостоятельности кислой и основной магмы или о происхождении всех изверженных пород из одной родоначальной магмы путем дифференциации может и должен быть иллюстрирован и обоснован не теоретическими рассуждениями и даже не лабораторными опытами, а геологическими наблюдениями, которые должны показать, существуют ли между кислыми и основными породами промежуточные звенья в областях их совместного нахождения и являются ли кислые и основные породы одновременными образованиями, или же они различного возраста, т. е. генетически между собою непосредственно не связаны. Для некоторых районов развития гранитов и габбро уже сравнительно давно указаны факты, говорящие о том, что они — различного возраста; таковы факты, относящиеся к Уралу, к Гарцу в общей форме. Остановимся здесь на нескольких конкретных примерах, относящихся к известным массивам и комплексам, в которых граниты и габбро или нориты залегают совместно, и посмотрим в частности, соответствуют ли условия залегания в таких сложных массивах той схеме, которая вытекает из представления о кристаллизационной дифференциации в связи с дифференциацией гравитационной, т. е. с распределением продуктов дифференциации по удельному весу.

По этой схеме в сложном массиве, который получился путем кристаллизационной дифференциации из одной родоначальной магмы, а именно базальтовой, должна наблюдаться такая картина; внизу основные породы (габбро, нориты, перидотиты и др.), наверху кислые породы (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты), а в промежутке между ними некоторые промежуточные средние типы (сиениты и т. п.).

Пёрссон (67) отмечает, что признаки гравитационной дифференциации редко наблюдаются в природе; даже в массивах мощностью в тысячу и более метров, как, например, Хайвуд-Моунтэнс, этого нет. Это отмечает также и Феннер в своей последней работе. Неоднократно отмечалось, что с габбро сочетаются не граниты, а особые красные гранофиры (red rock). Таковы гранофиры на пластах онежских габбро-диабазов и многие другие. Новый пример этого же представляет нам лакколит Гирнавра в Индии; этот пример осо-

¹ Характерный пример представляет также опыт Лакруа над перекристаллизацией аржежитов.

бенно интересен тем, что описывающие его авторы принимают для данного лакколита именно гипотезу кристаллизационной дифференциации. С этим представлением однако плохо вяжется как указание самих авторов, что в габбро и других породах этого массива не наблюдается никакого распределения минералов по удельному весу, так и то обстоятельство, что вместо гранита мы имеем гранофир в виде жил. По мнению авторов, эти жилы происходят якобы из гранитового слоя, подстилающего габбро (но не обнаруженного), что совершенно противоречит распределению пород, которое должно получиться в результате кристаллизационной и гравитационной дифференциации.

Мы знаем несколько грандиозных по своим размерам гранитных массивов. И если еще принять во внимание, что их основание нам неизвестно, получаются настолько значительные массы, что рассматривать их как верхнюю часть габбровых массивов, в которых путем кристаллизационной и гравитационной дифференциации получился гранит, вряд ли возможно, — особенно если учесть, что при такой дифференциации, если она действительно существует, главным продуктом, количественно значительно преобладающим над гранитом, все-таки является габбро. На это также уже было указано. В одном из последних томов «*Journal of Geology*» есть статья Гроута (68) о разных расчетах, применяемых в петрографии, в которой он показывает, что лишь одна десятая часть базальтовой магмы путем кристаллизационной дифференциации может превратиться в гранит, а в другом месте он дает даже такие цифры для иллюстрации результатов кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы: 80 ч. габбро, 10 ч. диорита, 5 ч. кварцевого монцонита, 5 ч. гранита (пожалуй, вернее сказать — не гранита, а гранофира). Мною также было показано, что из основной магмы может получиться лишь незначительный слой гранофировой породы. Во многих случаях наличие гранитов на основных интрузивных пластах объясняется ассимиляцией осадочных пород (кварцитов и др.). Много таких примеров приводят Дэли (45, стр. 344—356) и другие цитируемые им авторы.

А подстилаются ли на самом деле гранитные массивы еще более значительными интрузивными телами габбро-норитовых пород? На это никаких указаний нет и во всяком случае это более чем сомнительно. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, вспомним только, что граниты центральной Германии и Чехии, которые в последнее время вошли в круг рассмотрения петротектонических исследований Клооса, залегают на гнейсах, а не на габбро. И все равно, будем ли мы вместе с Клоосом считать эти гнейсы за постель гранитов, а сами граниты рассматривать как батолиты — или, по новому толкованию Клооса, как интрузивные пласты, залегающие между докембрием и нижним палеозоем — или за нижние части того же гранитного массива, имеющего гранито-гнейсовое сложение, мы не находим признаков пород габбро-норитового семейства, подстилающих граниты. А там, где в одном и том же массиве есть на самом деле сочетание гранита с габбро, возраст их оказывается различным (Гарц, Урал, о. Скай, Бушвельд и др.).

В работе Дэли и Моленграфа (69) о Бушвельдском массиве

определенно подчеркнуто, что красный гранит является более молодым образованием, чем господствующий норит, и что он сечет его жилами и образует с ним плутонические контакты. В сводной работе по геологии Ю. Африки, принадлежащей перу четырех авторов (70) (а также в последней работе Холля), определено указано, что красный бушвельдский гранит рассекает норитовое тело жилами, интрузивными пластами и штоками; крупные ксенолиты норита в граните говорят о том, что ко времени интрузии гранита норит уже совершенно затвердел.

Феннер указывает, что в Бушвельде, и в Пиджон-Пойнте, и в других аналогичных случаях есть доказательства того, что была жидкая гранитная масса: образование интрузивных контактов, жилы. Это подтверждает, как мне кажется, самостоятельность габбровой и гранитной жидкости. Феннер (71) принимает гипотезу Дэли, т. е. мою, но подчеркивает значительную роль летучих составных частей и говорит, что дифференциация не следует за ассимиляцией, а все время ей сопутствует.

В Бушвельдском массиве, согласно Райту, на которого ссылается Феннер, наблюдаются в кровле значительная гранитизация и образование синтетического гранита, т. е. вторичного гранита, возникшего в результате поглощения основной магмой кислых материалов. Неизвестно, можно ли всю массу гранита и гранофира приписать этому процессу, но во всяком случае он играл значительную роль.

Зандберг (72) развивает особый взгляд на Бушвельдский массив. По его мнению, это — гранитная интрузия, гранитизировавшая вышележащую осадочную толщу, серию Претории и Карру, кверху все слабее и слабее. Норит, находящийся среди этой гранитизированной серии, получился из доломитов. Вся покрывка Бушвельда слонста и представляет хороший пример *mise en place* гранита путем гранитизации, т. е. своего рода ассимиляции. Привожу это особо стоящее мнение лишь как иллюстрацию той сложности задачи, каковой является толкование комплексных интрузивных массивов.

Харкер констатирует, что на о. Скай гранит сечет габбро, что габбро было уже холодным, когда его прорвал гранит. Характерно также его указание на то, что гранит иногда подстиляет габбро, но не покрывает его. Взаимоотношения господствующего норита с гранофирами в средней части и переходными породами сиенитового типа в промежутке таковы, что Харкер высказывается за самостоятельную интрузию норита и гранита и за образование ублюдковых пород путем смешения этих магм. В массиве Square Butte в Монтане между кислыми и основными породами наблюдается резкая граница, а по теории Боуэна следовало бы ожидать промежуточного слоя. Согласно Квенселю, габбро и граниты в Патагонии тесно между собою связаны, но принадлежат различным извержениям. Бейли в свое время высказал, что гранофир (*red rock*) на Pigeon Point в Миннесоте сечет габбро, следовательно моложе его. По Тарасенке, габбро-нориты моложе гранитов, по Лучицкому, южно-русские рапакиви — не одного возраста с другими интрузивными породами.

Отмечая все эти факты, нельзя вместе с тем не подчеркнуть, что факты совместного нахождения гранитов и габбро требуют в дальнейшем особенно тщательного исследования, и именно с точки зрения их возрастных взаимоотношений и возможности или невозможности производить их от одной родоначальной магмы, в частности именно от базальтовой магмы, путем дифференциации на месте залегания данного интрузивного тела. Следует подчеркнуть, что речь идет именно о дифференциации на месте залегания массива, так как вопрос о происхождении кислой и основной магмы при бифилетическом взгляде на генезис изверженных пород (т. е. при допущении двух самостоятельных ветвей, кислой и основной) лежит за пределами геологического познания.

В последнее время присоединяются новые голоса к числу защитников самостоятельности кислой магмы и множится число фактов, доказывающих необходимость признания самостоятельного существования не только основной, но и кислой магмы. Приведем хотя бы два примера. Так, Клоос говорит, что самостоятельность гранитной магмы лучше согласуется с описываемыми им фактами (73). Эрдмансдёрфер еще в 1917 г., критически рассмотрев теории дифференциаций, тоже признал самостоятельность двух магм (вопрос об общей магме, на глубине давшей начало двум магмам, остается открытым). Число этих примеров можно было бы значительно умножить.

Мы говорили до сих пор о таких случаях совместного нахождения гранитов и габбро, когда господствующим представляется это последнее и когда речь идет о происхождении гранита от основной магмы. Известны, однако, и даже широко распространены случаи иного рода, а именно гранитные массивы, прорезанные жилами основных пород. Вспомним хотя бы хорошо известный дарьяльский гранит на Кавказе с его многочисленными зеленокаменными жилами (рис. 150). Повидимому есть основание думать, что такие жилы основных пород в некоторых случаях образовались одновременно с самим гранитом или по крайней мере непосредственно вслед за его образованием. Если это действительно так, то можно говорить об отщеплении основных жильных пород, именно жильных, от гранита; но это, конечно, явление совершенно иного порядка, чем образование гранитов из габбро согласно схеме Боуэна.

Интересно еще одно указание Феннера, почерпнутое им из работы Шеннона (74), а именно указание на диабаз, заключающий значительное количество крупнозернистых пегматитовых выделений, которые рассматриваются как более молодые, чем заключающий их диабаз, т. е. как последние продукты дифференциации базальной магмы, обогащенной летучими составными частями. И эта последняя фаза кристаллизации оказывается не обогащенной кремнекислотой, как следует по схеме Боуэна, а имеющей тот же состав, что и первоначальный диабаз. Если к этому добавить, что в литературе имеются указания на то, что стекловатая часть основной массы базальтов обогащена магнием и железом и является следовательно не более кислой, а более основной, чем первоначальная магма, то надо будет признать, что схема кристалли-

зации базальтовой магмы отнюдь не всегда соответствует той картине, которая была получена для «хапlobазальтового» расплава (т. е. упрощенного базальтового состава) в лаборатории.

Интересно отметить, что Рейер уже давно подчеркнул, что доказательством раздельного самостоятельного существования кислой и основной магмы является значительное распространение кислых и основных пород и сравнительно незначительное распространение переходных типов (106).

О генезисе изверженных пород

Все чаще и чаще высказываются возражения против происхождения всех изверженных пород от одной базальтовой родоначальной магмы. Возражения касаются и совместного нахождения кислых и основных лав и нефелино-сиенитовой формации, которую трудно связать с базальтовой магмой.

Эти соображения приводят Хольмса (75) даже к признанию трех магм, расположенных одна над другой: перидотитовой, базальтовой и гранитовой.

Самостоятельность гранитовой магмы и независимость ее от базальтовой признается также Эрдмансдёрфером (76) и Клоосом (77); по мнению этого последнего строение и генезис гранитных интрузий говорят в пользу самостоятельности гранитовой магмы. Что касается происхождения самой базальтовой магмы, то Боуэн допускает возможность ее образования из более основной родоначальной магмы, из магмы перидотитовой, путем выборочного плавления.

Проблема генезиса изверженных пород обнимает три вопроса: 1) происходят ли все изверженные породы из одной родоначальной магмы или следует признать независимость двух магм, кислой и основной; 2) совершается ли дифференциация, которой объясняется разнообразие изверженных пород, лишь в самом процессе кристаллизации магмы, иначе сказать, при посредстве кристаллизационной дифференциации, или же существует дифференциация в жидком состоянии — дифференциация магматическая; 3) какова роль ассимиляции в процессах дифференциации?

В дополнение к тому, что уже было сказано по этим вопросам выше, приведем еще несколько соображений и сопоставлений.

В проблеме дифференциации естественно возникает вопрос о том, чем вызывается дифференциация и чем она регулируется, т. е. каковы побудители и регуляторы дифференциации.

Основной проблемой дифференциации является вопрос о том, когда и каким путем совершается расщепление некоторой родоначальной магмы на изверженные породы различного минералогического и химического состава.

Одни (Розенбуш, Брёггер, Левинсон-Лессинг, Дэли, Ниггли, первоначально также Фогт и др.) считают необходимым допустить расщепление магмы в жидком состоянии, — это так называемая *магматическая дифференциация*; другие (Харкер, Боуэн, в последнее время Фогт и др.) полагают, что дифференциация совершается во время процесса кристаллизации магмы и что все процессы образования разных изверженных пород из некоторой общей магмы могут

быть сведены к так называемой *кристаллизационной дифференциации*. Из детального изучения дифференцированных массивов, из экспериментальных работ и из теоретических рассуждений черпают свои доводы и иллюстрации правильности своих воззрений сторонники того и другого взгляда. При современном состоянии наших знаний вопрос не может, конечно, считаться решенным или даже близким к решению; но заманчивость проблемы дифференциации именно в том и заключается, что здесь открывается обширное поле для созидательной работы и для критики.

Оставаясь сторонником магматической дифференциации, следует вместе с тем отдавать должное и дифференциации кристаллизационной. Не повторяя неоднократно уже высказанных доводов в пользу необходимости признания расщеплений в жидкой магме и невозможности объяснить все процессы расщепления при помощи дифференциации кристаллизационной, ограничимся лишь следующими соображениями. Тождество эффузивных и интрузивных магм представляется непонятным, если не допустить, что еще в жидкой магме происходит дифференциация, которая приводит всегда к образованию одних и тех же производных расплавов. Точно так же и явления ассимиляции неминуемо приводят нас к необходимости вызываемых ими расщеплений, иначе было бы непонятно отсутствие аномальных магм, которые должны были бы во многих случаях получиться в результате более или менее значительных ассимиляций.

Это последнее соображение приводит и Эрдмансдёрфер в статье о ксенолитах и об их ассимиляции: резорбирование и ассимиляция вызывают дифференциацию.

На сторону гипотезы магматической дифференциации решительно стал и Ниггли, придающий в этом процессе большое значение газообразным летучим составным частям магмы. С другой стороны, определенным противником магматической дифференциации является Боуэн, делающий из своих опытов вывод о достаточности кристаллизационной дифференциации. В применении к анортозитам взгляды Боуэна были подвергнуты критике (Левинсон-Лессинг, Лодочников).

Магма по существу — система динамическая, так как, независимо от ее происхождения, в ней заложен элемент динамизма — охлаждение; в магме всегда происходит охлаждение, которое и должно вызвать в ней те или иные изменения. Горные же породы сами по себе — системы статические, инертные; они становятся динамичными под влиянием внешних воздействий — изменений среды, температуры, давления.

Прежде чем заняться рассмотрением самого механизма дифференциации, естественно задать себе вопрос: что является основной причиной, иначе сказать — *побудителем дифференциации*, и каковы те условия, которыми она *регулируется* и направляется? В самом деле, почему магма при охлаждении не просто кристаллизуется а распадается на производные магмы или дает начало разным горным породам? Что заставляет ее дифференцироваться? Ответ на этот вопрос будет различен в зависимости от того, относится ли он к магме, которая при продолжительном покое охлаждается и кри-

сталлизуется на месте своего продолжительного залегания, или же он относится к магме, которая передвигается внутри земной коры и на своем пути встречает и вплавляет посторонние минеральные массы. В первом случае, т. е. когда мы имеем дело с магмой, медленный процесс охлаждения которой совершается и завершается на месте ее продолжительного спокойного залегания, причиной дифференциации являются само охлаждение и распределение как жидких, так и твердых составных частей по удельному весу; во втором случае, т. е. при передвижении магмы, толчок к дифференциации дает плавление посторонних масс или потеря летучих составных частей.

В свое время я предложил различать *дифференциацию глубинную*, или *статическую*, совершающуюся в магме абиссальной, находящейся в покое в течение значительного промежутка времени, и *дифференциацию интрузии (асцензионную, или анабантическую)*, которая характеризует магму, интрузивно перемещающуюся или переместившуюся в верхние слои земной коры. И мне кажется, что эти два случая на самом деле существуют и играют каждый свою роль в общей картине процессов дифференциации. Бубнов идет еще дальше: он различает дифференциацию в первоначальном очаге, дифференциацию во время поднятия и дифференциацию на месте застывания (78).

Рассмотрим оба случая в отдельности. Мы слишком мало знаем о строении глубоких слоев земной коры, чтобы с известной долей вероятности судить о судьбах глубинной магмы. Ведь нам даже неизвестно, приходится ли считаться со сплошным жидким поясом, отделяющим твердое ядро от твердой наружной оболочки, или с отдельными изолированными магматическими бассейнами. В равной мере нам неизвестно, являются ли магматические массы замкнутыми, так сказать предоставленными самим себе, или же они получают приток тепла извне. В последнем случае всякие рассуждения являются беспочвенными. Поэтому остается лишь рассмотреть тот случай, когда магматическая масса находится уже давно в некоторой части земной коры, когда окружающие ее стенки уже настолько растворились и настолько прогрелись, что дальнейшей ассимиляции не происходит. В таком случае *эта магма находится лишь под действием медленного прогрессивного охлаждения, которое и приходится рассматривать как единственный побудитель к дифференциации.*

Иначе обстоит дело с магматической массой, которая перемещается под влиянием деформационных усилий в земной коре — все равно, будут ли это горообразующие или эпейрогенетические процессы. Как во время этого перемещения, так и в тех слоях, среди которых эта масса интрузивно застревает, происходит не только потеря тепла, но также ассимиляция части прорванных слоев путем непосредственного зальбандного резорбирования или путем обрушения кровли и резорбирования ксенолитов, а также более или менее значительная потеря летучих веществ, уходящих в уже существующие или вновь возникающие трещины. Таким образом этот процесс передвижения или интрузии магмы сопровождается, с одной стороны, приобретением некоторых составных частей

вследствие ассимиляции, с другой стороны, потерей летучих соединений. И то и другое не только изменяет химический состав магмы, но и существенным образом нарушает уже установившееся равновесие и дает толчок к дифференциации. Если бы резорбирование зальбандов или ксенолитов выражалось исключительно в ассимиляции, следовало бы ожидать образования самых разнообразных по своему химическому составу и аномальных по сравнению с обычными типами изверженных пород — «ублюдковых» (гибридных) пород. Этого не наблюдается: в разные эпохи и в разных местах повторяются все одни и те же химические типы магматических пород, независимо от того, являются ли они абиссальными, интрузивными или эффузивными. Нельзя не признать, что это явление было бы непонятно, если не предположить, что растворение посторонних масс не ограничивается ассимиляцией, а сопровождается дифференциацией. Эта последняя, регулируемая некоторыми общими факторами, о которых речь будет ниже, выравнивает аномалию химического состава путем расщеплений и отщеплений.

Нет надобности повторять те соображения, которые привели в свое время к этой концепции и вылились в форму *синтектической-ликвационной теории дифференциации*, так же как излишне повторять и указание на некоторые экспериментальные данные, говорящие в ее пользу. С течением времени все более и более укреплялся этот мой взгляд и получил могущественного союзника в лице Дэли.

Первоначально попытки экспериментальной проверки этой гипотезы на силикатных расплавах не дали определенных результатов. Но опыты Грейга (79) показали, что ликвация в силикатных расплавах действительно существует, правда в таких крайних по содержанию кремнекислоты сплавах, которые не встречаются в естественных магмах. Однако недавние опыты Д. П. Григорьева осуществили ликвацию силикатного расплава с примесью фтористых соединений. И есть полное основание думать, что в глубинных магмах, богатых летучими компонентами, ликвация может играть более значительную роль. Новые наблюдения в поле и внимательное изучение некоторых структур, например первичнополосатой структуры габбро и нефелиновых сиенитов, или некоторых сферолитовых пород, или шаровой структуры гранитов, постоянно привлекают новых сторонников как самой ассимиляции, так и сопровождающей ее дифференциации. Так, например, можно назвать Ниггли и Эрдмансдёрфера, которые различными путями, — первый, исходя из соображений о роли летучих составных частей магмы, второй на основании обзора работ по ксенолитам и контактам, — приходят к заключению, что ассимиляция в более или менее широких размерах должна сопровождаться расщеплениями.

Первоначально имели в виду в качестве побудителя дифференциации интрузивной магмы лишь явления сплавления и вплавления. Ниггли, посвятивший несколько работ газообразным летучим составным частям магмы, правильно выдвинул и их значение для дифференциации. Уже самое выделение этих летучих веществ Ниггли рассматривает как проявление дифференциации, как бы своего рода дистилляцию, так как возникающие при этом пневматолитические рудные и другие жильные и иные образования пред-

ставляют отщепления от интрузивной магмы и генетически и топографически с нею связаны. Вместе с тем он отмечает — и на некоторых примерах это разбирает — что выделение летучих веществ из магмы может так нарушить равновесие и взаимоотношения составных частей магмы, что это явится толчком к расщеплению.

Расщепление, как результат нарушения равновесия вследствие впадения посторонних масс или потери некоторых составных частей, несомненно может быть обосновано правилом фаз. Ассимиляция может увеличить число компонентов, дистилляция, наоборот, уменьшает их. И в том и в другом случае соотношение между числом фаз, числом компонентов и переменными параметрами (или «свободами», т. е. температурой, давлением и концентрацией) изменяется. Следовательно система неинвариантная может сделаться моновариантной, дивариантной и т. д., или наоборот. Как это должно отразиться на равновесии системы и не проистечет ли отсюда в некоторых случаях необходимость расщеплений — ответ на это может дать только конкретный разбор отдельных случаев; не останавливаясь на этом, можно признать, что видеть в этом одну из возможных причин магматической дифференциации возможно.

Таким образом, расширяя первоначальную концепцию и включая в нее соображения Ниггли, можно так формулировать нашу точку зрения на причину дифференциации интрузивной магмы: *всякое изменение химического состава магмы и равновесия в ней, путем ли ассимиляции твердых или жидких масс или же, наоборот, путем потери газообразных составных частей, вызывает дифференциацию, которая и выравнивает получившиеся при этом аномалии состава. Побудителями дифференциации интрузивной (анабантической, асцензионной) магмы является как ассимиляция, так и дистилляция. Приходится, следовательно, говорить о синтетически-дистилляционно-ликвационной теории дифференциации, иначе сказать, о дифференциации путем ассимиляции или дистилляции.* Дифференциация — не случайное явление, а *необходимое и неизбежное следствие* изменения термодинамических условий во время охлаждения и застывания магматических масс. Этим отличаются магматические силикатные системы от тех, которые образуются путем перекристаллизации в твердом состоянии (контактные роговики, кристаллические сланцы), и от каменных метеоритов. Этим объясняется и отсутствие аномальных гибридных пород, несмотря на явления ассимиляции, которые, казалось бы, если бы за этим не следовал отбор путем дифференциации, могли бы давать начало минеральным ассоциациям, более или менее отличным от тех, которые нам известны среди изверженных пород (80).

Дифференциация интрузивных масс, которая в свое время была названа асцензионной, совершается в жидкой магме более или менее далеко от температурной области ее кристаллизации, т. е. является магматической дифференциацией. К магматической же дифференциации должны быть отнесены те неизвестные нам абиссальные процессы, которые еще в докембрийские времена привели (быть может приводят и теперь) к круговороту: магма — изверженные породы — осадочные породы — метаморфические породы —

магма — и к образованию двух родоначальных магм всех изверженных пород: гранитовой и базальтовой. В чем причина образования этих двух магм — это область общих рассуждений, в которые здесь вдаваться нет надобности.

О дифференциации кристаллизационной ограничимся лишь кратким замечанием. Вопреки Харкеру и Боуэну мы не считаем ее способной охватить всю совокупность процессов дифференциации, а рассматриваем ее лишь как одно из звеньев, и притом именно последнее звено, в той цепи процессов, которые приводят от первоначальной магмы или первоначальных магм к конкретным магматическим породам. Область кристаллизационной дифференциации — это или 1) абиссальные магматические массы, долго находящиеся в покое и уже настолько охладившиеся, что дальнейшее охлаждение вызывает кристаллизацию, или 2) интрузивные массы, которые уже достигли тех частей земной коры, дальше которых они проникнуть не могут, и тоже в процессе охлаждения подошли к кристаллизации. Побудителем дифференциации при посредстве кристаллизации является в обоих случаях охлаждение, поддерживаемое распределением выделяющихся кристаллов по удельному весу, т. е. отсадкой или всплыванием (гравитационная дифференциация) и в некоторых случаях растворением осевших в более горячие глубокие слои магмы кристаллов (фракционированная кристаллизация).

Обратимся теперь к рассмотрению тех *регуляторов*, которые управляют ходом дифференциации в тех случаях, когда вышеуказанные побудители ее вызвали.

Как известно, Розенбуш отметил, что единица веса всякой изверженной породы содержит приблизительно одинаковое число молекул.¹ Само по себе это, повидимому, не имеет значения, как это уже было отмечено и мною, и другими, и впоследствии даже самим Розенбушем. Но если принять во внимание, что максимальное и минимальное содержание кремнекислоты и разных оснований в изверженных породах не может выходить за некоторые определенные пределы и что изменения в их относительных количествах связаны между собой известной сопряженностью, невольно приходится признать, что здесь кроется какое-то регулирующее начало. Нам неизвестна закономерность взаимоотношений общего числа атомов, числа металлических атомов, числа частиц кремнекислоты, полугорных окислов, щелочей и щелочных земель. Но здесь, повидимому, имеется какая-то закономерность. В осадочных породах, например в глинистых сланцах, контактовых роговиках, парагнейсах и вообще в кристаллических сланцах осадочного происхождения число частиц в единице веса, или число атомов и число металлических атомов, более или менее существенно уклоняются от величин, характерных для изверженных пород, точно так же, как могут встречаться там и такие комбинации \overline{RO} , R_2O_3 и

¹ Розенбушу всегда приписывают указание на общее число атомов или общее число металлических атомов как на величины, способные характеризовать химический облик изверженной породы. Справедливость требует отметить, что приоритет в этом отношении принадлежит русскому петрографу Брюно, который еще в 1871 г. предложил пользоваться этими величинами. Подробности об этом см. (81).

SiO_2 , какие неизвестны в изверженных породах. Очевидно, что дифференциация должна так протекать, чтобы получались лишь такие производные магмы, в которых отношение не выходит за известные пределы при условии общего количества частиц (около 150).¹

Заметим, что $n\text{R}_2\text{O} + m\text{RO} + p\text{R}_2\text{O}_3 + q\text{SiO}_2 = 150$, причем R_2O колеблется в пределах от 0 до 30, RO — от 3 до 84, R_2O_3 — от 0 до 33 (или даже 81 в кыштымитах), SiO_2 — от 60 (или даже 40) до 120 (в кыштымитах до 130).

Если принять во внимание, что шлаки, контактные роговики и искусственные силикатные сплавы могут в этом отношении выходить далеко за эти пределы, существующие в изверженных породах, то придется признать, что в этих соотношениях, пока еще не поддающихся экспериментальному учету, кроется регулятор, направляющий дифференциацию как родоначальной магмы или родоначальных магм, так и получающихся при переплавлении («анатексисе») расплавов. К этому необходимо еще присовокупить ту сопряженность в вариациях содержания отдельных окислов и целых их групп, которая определенно говорит против дифференциации при посредстве перемещения отдельных окислов (Иддингс) и которая привела к теории дифференциации путем перемещения групп окислов и кремнекислоты, соответствующих будущим минералам изверженной породы.

Только что приведенные соображения носят общий характер и ожидают более глубокого или, быть может, экспериментального освещения. Но и в теперешнем своем виде они достаточны для того, чтобы признать в отмеченных явлениях не только наличие известного фактора, регулирующего ход дифференциации, но и своего рода побудителя дифференциации. Когда происходит ассимиляция осадочного материала, когда образуются, по выражению Дэли, синтектики, возможно возникновение таких аномальных с точки зрения установленных типов изверженных пород смесей, которые должны были бы давать начало аномальным убудковым породам. Лишь в редких случаях на самом деле возникают эти гибридные образования. Обыкновенно же, очевидно, следствием образования аномальной синтектики является расщепление; образование производных магм нормального состава и вышеуказанные химические соотношения в этом случае служат тем регулятором, который направляет ход процесса дифференциации.

Другой регулятор — это присущее всем физико-химическим процессам стремление к минимуму свободной энергии. Будем ли мы называть это принципом максимальной работы или апеллировать к энтропии, несомненно одно: устойчивы те соединения, или состояния, и те группировки, образование которых сопровождается не поглощением, а выделением энергии. Когда есть запас свободной энергии, тело стремится ее проявить, стремится приложить ее в виде работы; наоборот, тело, отдавшее большую часть своей свободной энергии, является инертным и потому устойчивым. Такими

¹ Это число есть сумма эквивалентов кремнекислоты и оснований в единице веса породы, помноженная на 100 (при пересчете анализа получается ок. 1,5; чтобы иметь дело с целым числом, удобно помножить это на 100).

будут, например, тела, образовавшиеся при охлаждении с выделением тепла, при давлении с сокращением объема и т. п. В приложении к магмам можно поэтому думать, что они будут стремиться именно к образованию таких инертных устойчивых систем. Если непосредственная кристаллизация магмы могла бы привести к неустойчивой или менее устойчивой системе, чем расщепление на две или несколько производных магм или пород, то должна наступить дифференциация, ход и направление которой и будет регулироваться стремлением всей системы к сохранению минимума свободной энергии. Аномальный состав какой-нибудь синтектической или анатектической магмы мог бы при условии непосредственной кристаллизации привести к образованию неустойчивых силикатов или к необходимости известного количества аморфного стекловатого кристаллизационного остатка. Дифференциация же может разбить такую магму на производные магмы, дающие более устойчивые системы, и она поэтому наступает и совершается в том направлении, которое преуказывается стремлением к отдаче энергии. Это, конечно, пока лишь голая общая мысль; экспериментальные работы или внимательный анализ дифференцированных массивов вероятно со временем подкрепят ее.

Явления дифференциации бесспорно играют главную роль в числе возможных факторов, которыми может быть объяснено разнообразие изверженных пород, и потому, независимо от различия взглядов на самый механизм дифференциации — сводить ли его к кристаллизационной дифференциации, допускать ли дифференциацию магматическую, прибегать ли к помощи термоэлектрических токов, приписывать ли ассимиляции и дестилляции роль фактора, дающего толчок к дифференциации, и т. п., — все или почти все авторы, занимающиеся проблемами петрогенезиса, в том или ином виде допускают существование дифференциации.

Существуют, однако, случаи, когда для объяснения разнообразия изверженных пород приходится прибегать к другим представлениям. Это относится преимущественно к эффузивным формациям, так как в эффузивных магмах дифференциация либо отсутствует, либо проявляется в слабой степени. И если для объяснения сложного петрографического состава многих интрузивных тел или для объяснения сложного состава той или иной петрографической формации или провинции нам оказывают существенную помощь представления о дифференциации, то при толковании разнообразия той или иной эффузивной вулканической формации или последовательности извержений в том или ином вулканическом аппарате приходится прибегать и к другим предположениям. Одним из таких предположений, которым некоторые случаи объясняются удовлетворительно, является старая гипотеза смешения, высказанная Бунзенем еще в половине прошлого столетия для объяснения разнообразия лав Исландии. Это предположение исходит из самостоятельного реального существования кислой и основной магм и объясняет разнообразие излияний извержениями каждой из этих магм в чистом виде или смешением их в разных пропорциях. Это смешение можно себе представлять в одних случаях в виде действительного смешения двух жидкостей, в других оно, быть может, является ассими-

лящей одной из этих магм некоторого количества уже затвердевших частей другой магмы. Для некоторых вулканических циклов, как, например, Карадага в Крыму, разнообразие химического состава разных членов вулканического цикла хорошо укладывается в рамки такого представления о смешении двух разных магм, а не дифференциации одной из них. Это же представление применяет Хольмс к основным интрузиям, так называемым толейтам Англии (82).

Температурные условия кристаллизации и метаморфизации изверженных пород

Фактической основой для суждения о температурных условиях кристаллизации эффузивных изверженных пород и метаморфизма являются, с одной стороны, непосредственные наблюдения температуры лав, с другой — опыты искусственной кристаллизации расплавов, а также перекристаллизации в твердом состоянии и полиморфные превращения.

В среднем температура жидкой лавы близка к 1000° , вернее сказать, колеблется в пределах от 900 до 1100° ; у очень жидкоплавких лав, например на Килауэа, температура достигает иногда 1300° . Эти данные относятся к основным лавам.

Что касается кислых лав, то было принято считать, что они более тугоплавки, что их температура выше. Правда, при этом нередко делали оговорку, что в интрузивной кислой магме температура плавления значительно понижена. Фогт считал кислую магму (очевидно интрузивную) более легкоплавкой, чем основную. Недавние опыты плавления гранитов и базальтов, произведенные Грейгом, Шефердом и Мервином (83), показали, однако, что и сухой расплав кислых пород более легкоплавок, чем расплав основной породы, что гранит плавится легче базальта.

Интрузивная кислая магма очень жидкоплавка, как об этом свидетельствуют инъекционный метаморфизм и так называемые мигматиты. Но для сухих расплавов картина меняется. Основные магматические расплавы менее вязки, чем кислые, базальтовая магма, повидимому, наиболее жидкоплавкая эффузивная магма.¹

Температура жидкой лавы может быть установлена или непосредственным измерением или косвенным путем, а именно плавлением кусков лавы в лаборатории и сравнением ее жидкоплавкости при разных температурах с ее физическим состоянием при извержении или наблюдением окраски испускаемого жидким потоком лавы света.

До известной степени косвенным путем можно судить о температуре внутри кратера по составу выделяющихся из него газов и по их температуре. Малладра и Шторц спускались в кратер Везувия и определяли температуру в канале бокки при посредстве плавления металлических цилиндров на железном тросе; на глубине 54 м Шторц (84) нашел температуру выше 600° .

¹ Первые экспериментальные определения вязкости силикатных расплавов были сделаны Барусом и Дельгером. Новейшие определения с более совершенной методикой принадлежат Воларовичу (85).

У лав Везувия температура 1000—1200°; температура базальтовых лав 800—900°, иногда 1000°, редко 1200°, но иногда и ниже 800°, например 700°. Следует иметь в виду, что температуры лавы на глубине и той же лавы близко к поверхности или на самой поверхности могут быть различны: в верхних частях вулканического жерла или на поверхности температура лавы повышается от экзотермических реакций между газовыми составными частями лавы и вследствие кристаллизации. Об этом говорят и непосредственные наблюдения, и примеры коррозионных каемок, и диссоциации вкрапленников, например роговой обманки, иногда и слюды.

Сложнее обстоит дело с интрузивной магмой и с контакт-метаморфизмом, о температуре которых приходится судить по температуре образования некоторых из входящих в их состав минералов, которые являются как бы геологическими термометрами.

О температуре, при которой происходило образование некоторых интрузивных пород или метаморфизм в контакте с ними, можно судить по некоторым косвенным данным. Так, например, Сосман и Мервин приходят к заключению, что при кристаллизации диабаза Палисад в Нью-Джерсее необходимо допустить участие летучих веществ, понижающих точку плавления диабаза, исходя из следующих наблюдений: этот диабаз начинает плавиться при 1150° и является жидкоплавким при 1225°, а имеющиеся в нем аркозовые включения наполовину плавятся при 1150°, но еще не плавятся при 1025°, между тем в диабазе они не расплавились.

Другой пример представляют описанные Тиррелем (86) ксенолиты смоляного камня в базальте: кварц совершенно не был тронут, андезин был слегка размягчен, ортоклаз частично расплавлен; отсюда вытекает, что температура лавы находилась в пределах между 1170 и 1375°.

Следует, однако, помнить, что ассимиляция ксенолитов — не простое растворение, а довольно сложное химическое взаимодействие, почему такие непосредственные температурные сопоставления могут учитываться лишь условно.

Температурные пределы для контактного действия глубинных пород лежат между 1000° (температура плавления гранитной эвтектики) и 1200° (1150° — температура превращения волластонита в псевдоволластонит). Бисиликат кальция CaSiO_3 кристаллизуется при низких температурах в виде волластонита, выше 1150° — в виде псевдоволластонита. Отсюда следует, что если мы находим в контактных известняках волластонит, а не псевдоволластонит, это свидетельствует о том, что температура этого контактного известняка не поднималась выше 1150°.

Температурный интервал для образования пегматитов около 575° (температура превращения α -кварца в β -кварц), так как пегматиты содержат ту или другую модификацию кварца.

К числу геологических термометров для изверженных пород можно отнести и роговые обманки. Согласно опытам Козу, обыкновенная зеленая роговая обманка переходит в бурую при температуре 750°, а бурая роговая обманка подвергается диссоциации при 1050°; следовательно можно принять, что те андезитовые и другие лавы, в которых роговая обманка подверглась диссоциации, были

нагреты до этой температуры. Согласно Козу, мероксеновый биотит переходит в аномитовый уже при 400°.

Одним из наиболее изученных геологических термометров является кремнекислота, для которой, оставляя в стороне некоторые детали, мы имеем следующие пирогенные модификации:

575° 870° 1470° 1713°

β -кварц \rightleftharpoons α -кварц \rightleftharpoons α -тридимит \rightleftharpoons α -кристобалит \rightleftharpoons расплав

Поэтому нахождение в пегматитах β -кварца говорит об их образовании ниже 575°, а кварцевые вкрапленники в лавах указывают на верхний температурный предел (87) в 870°. Следует, однако, иметь в виду, что тридимит и кристобалит могут получаться и ниже 870° при быстром охлаждении и, раз образовавшись, могут сохраняться и при низких температурах (β -тридимит и β -кристобалит). Очевидно здесь имеют значение летучие компоненты магмы и вообще сложность ее состава, которая не дает возможности безоговорочно и непосредственно переносить температурные пределы, установленные для чистого вещества лабораторным путем, на лаву, а тем более на глубинную магму, где давление может более или менее значительно переместить температуру полиморфных превращений, что нам хорошо известно из многочисленных опытов. В частности для кремнекислоты можно отметить, что на глубине 10 км граница между α -кварцем и β -кварцем будет лежать уже при 625°, а температура границы между кварцем и тридимитом на глубине 4 км воднижается до 970°.

Кроме того, надо учитывать медленность некоторых из этих превращений и значение давления; в глубинных породах, в силу давления, получается только кварц.

Из магмы тридимит и кристобалит могут выделяться и ниже 870°; в эффузивных породах возможно одновременное существование кварцевых вкрапленников и тридимита или кристобалита в основной массе.

Температурные условия глубинных магм еще недостаточно выяснены. С одной стороны, давление, под которым они находятся, должно повышать температуру их плавления, с другой — растворенные в них летучие компоненты более или менее резко понижают эту точку плавления и делают эти магмы более жидкоплавкими. Способность кислой глубинной гранитной магмы к инъекционному метаморфизму (см. главу о метаморфизме) определенно говорит и о том, что она не так легко лишается этой жидкоплавкости и не застывает под действием несомненно более холодных минеральных масс, в которые она внедряется при инъекционном метаморфизме и при образовании так называемых мигматитов. Недаром Фогт считает гранитную магму наиболее легкоплавкой, что на первый взгляд звучит парадоксально, если о температурах плавления кислых и основных магм судить по старым данным о температурах плавления в лаборатории соответствующих горных пород, конечно уже лишенных летучих составных частей магмы. Непосредственные лабораторные опыты, как уже указано выше, показали, однако, что гранит плавится легче базальта.

Классификация

По условиям застывания изверженные породы распадаются на две группы: 1) глубинные, или интрузивные, и 2) излившиеся, или эффузивные. Первая группа обнимает те породы, которые завершили весь процесс застывания и кристаллизации внутри земной коры, независимо от того, принадлежат ли они к категории настоящих *интрузивных (гипабиссальных)* образований, или же к категории *абиссальных* пород. Характерной их особенностью является медленность охлаждения, кристаллизация под давлением и активное участие в процессе кристаллизации водяных паров и других газов, пропитывающих магму. Вследствие этого глубинные породы имеют полнокристаллическое сложение и часто содержат гидроксильные минералы или такие, в состав которых входят водород или фтор и т. п. И не следует думать, что застывание глубинных пород происходит непременно на очень большой глубине. Известны случаи застывания глубинных пород на глубине не только нескольких километров, но даже не более одного километра или даже полукилометра.

Розенбуш, а за ним и многие другие петрографы выделили наравне с интрузивными и излившимися породами третью равноценную им группу жильных пород. Характерной особенностью этих пород является некоторая их дифференцированность, некоторая как бы особенность их химического облика и, обычно, как бы геологическая несамостоятельность, а не самая жильная форма залегания. Розенбуш сам признает, что не все «жильные» породы залегают в виде жил (иногда в виде небольших массивов), и не все породы, залегающие в виде жил, относятся к его группе «жильных» пород. Принимая во внимание, что некоторые жилы представляют лавовые внедрения в рыхлый вулканический конус или часть вулканического жерла и потому должны быть отнесены к эффузивной формации, учитывая вместе с тем, что ни в минералогическом или химическом составе, ни в структуре «жильных» пород нет таких существенных особенностей, которые оправдывали бы их отделение в виде самостоятельной группы от пород интрузивных, целесообразно не выделять такой самостоятельной третьей группы «жильных» пород (88).

Излившиеся породы кристаллизуются на поверхности земли после вулканического извержения при быстром охлаждении под обыкновенным давлением и более или менее лишенные своих газов и паров. В результате мы видим в них образование стекла, микролитов и т. п. признаки поспешной кристаллизации. Но в большинстве случаев лава до извержения уже начала кристаллизоваться; следовательно ее застывание совершалось в два приема: пока магма находилась еще внутри земли, произошло выделение кристаллов, образующих вкрапленники, а основная масса застыла и кристаллизовалась уже после изливания лавы; в интрателлурическую фазу, т. е. до извержения, кристаллизовались порфиroidные вкрапленники, после извержения — застыла основная масса.

В силу вышеуказанного интрузивные и эффузивные породы, почти не различаясь по химическому составу, — интрузивной по-

роде соответствует эффузивный эквивалент, за исключением немногих типов, — различаются по структуре, по условиям залегания и отчасти по минералогическому составу. Структура глубинных пород — кристаллически-зернистая или гранитопорфировая, структура эффузивных — порфировая в той или иной ее разновидности или стекловатая. Формы залегания глубинных пород: батолиты, лакколиты, интрузивные пласты или другие формы интрузивных массивов и жилы; форма залегания эффузивных пород: потоки, кровы, экструзивные купола, жилы. Различия минералогического состава сводятся к тому, что в эффузивных породах наземного, но не подводного извержения, отсутствуют гидроксильные минералы, и вообще вследствие их неполной кристаллизации часто отсутствуют не успевшие кристаллизоваться те или иные составные части, присущие данному химическому типу магмы. Наконец эффузивные породы часто сопровождаются вулканическими туфами, которые, конечно, в условиях глубинного застывания магмы образоваться не могут.

→ Под названием *гипабиссальных* Брёггер и другие авторы отделяют от глубинных пород те интрузивные образования, которые, как, например, многие дайки или небольшие интрузивные массивы, кристаллизовались близко от земной поверхности. Если и выделять такую подгруппу, то все-таки следует помнить, что гипабиссальные породы — это породы интрузивной, а не эффузивной группы. Иначе обстоит дело с теми более или менее тонкими интрузивными пластами, которые непосредственно связаны с подводными эффузиями и представляют части магмы таких подводных извержений, которые не выливались на дно моря, а проникали в рыхлые морские отложения и застывали в них, пересланываясь с морским илом, при позднейшей метаморфизации перешедшим в глинистый сланец и т. п. Такие образования можно выделить под названием *субинтрузивных*. Таковы, например, пачки диабазовых и спилитовых пластов, чередующихся с глинистыми сланцами в центральном Кавказе.

Усов предложил более дробную классификацию изверженных пород по формам залегания, а следовательно и по условиям застывания (см. список литературы).

Вопрос о причинах разнообразия изверженных пород остается еще открытым, несмотря на разные попытки подойти к его освещению как путем теоретических рассуждений и экспериментальных работ, так и путем наблюдений в природе. Один факт в этой области, однако, как мы видели выше, вырисовывается в настоящее время с полной определенностью: господство принадлежит двум типам магм — кислой, дающей при непосредственной кристаллизации начало гранитам или изливающейся в виде липаритовых (кварцево-порфировых) лав, и основной, которая в интрузивной фации представлена габбро-норитами, в эффузивной — базальтами, андезитами и диабазами. Эти два типа, т. е. граниты и базальты, действительно являются значительно господствующими; все остальные породы в значительной мере уступают им по той роли, которую они играют в составе земной коры. На втором плане стоят породы, промежуточные между гранитами и базальтами по содержанию кремне-

кислоты; часть этих пород, как кварцевые диориты, гранодиориты, андезиты-дациты, дациты, могут быть рассматриваемы как продукты смешения двух вышеупомянутых родоначальных магм. Другие породы, как сиениты и андезиты, как показывают особенности их химического состава, не могут быть выведены путем простого смешения из двух родоначальных магм, а должны быть рассматриваемы как продукты дифференциации или сплавления с осадочными породами одной из родоначальных магм или какой-либо их смеси. Наконец существуют породы, которые являются продуктами дифференциации либо одной из родоначальных магм, либо той или иной из производных от них смесей; сюда относятся пироксениты и перидотиты, анортозиты, базаниты и некоторые другие. Если к перечисленным породам — причем нами взяты только главные, наиболее распространенные типы — присоединить стоящие особняком первичные сульфидные и окисные магмы, на существование которых указывают не только взаимоотношения некоторых магматических рудных сульфидных или окисных месторождений, но и соображения, основанные на данных о скоростях распространения сейсмических волн, а также некоторые теоретические соображения, то будут исчерпаны все типы магматических образований, иллюстрирующие проблему причины разнообразия изверженных пород.

Таким образом вырисовываются следующие факты, которые должны быть приняты во внимание при толковании проблемы причин разнообразия изверженных пород:

- раздельное существование базальтовой и гранитной магм;
- самостоятельное существование сульфидной и окисной магм;
- случаи смешения двух первых родоначальных магм;
- ассимиляция осадочного или изверженного материала;
- дифференциация как родоначальных магм, так и продуктов их смешения или продуктов ассимиляции (осадочного или изверженного материала).

В разных странах были описаны единичные случаи образования близких к изверженным породам или даже тождественных с ними пород из осадочных пород путем превращения и видоизменения их при посредстве воздействия или непосредственно магмы или магматических флюидных жидких или газообразных выделений. (Это так называемый магматический метасоматоз). В последнее время наблюдается у некоторых авторов стремление значительно расширить сферу этих представлений. Мы не пойдем по пути широкой экстраполяции процессов магматического метасоматоза, а следовательно и более или менее значительной роли образовавшихся этим путем вторично-магматических пород, но не можем отрицать реального существования и таких типов «магматических в широком смысле слова» пород, хотя бы и играющих в общей экономике магматических пород второстепенную роль. В таком случае можно дать схему разных генетических типов магматических пород, данную на стр. 216.

Систематика изверженных пород может быть либо минералогическая, либо химическая. Принимаем во внимание: 1) что минералогический состав является функцией химического состава, 2) что при изучении генетических взаимоотношений и явлений дифферен-

Структура	Породы полевошпатовые или слюдой						С пироксеном, амфиболом					
	Полевые шпаты — известково-натриевые плагиоклазы (иногда спорадически ортоклаз)						Полевые шпаты, щелочные и известково-натриевые (ортоклаз и плагиоклаз) прил. поровну					
	с кварцем		без кварца		с кварцем		без кварца		с кварцем		без кварца	
Гранитовидная	Щелочные граниты Нордмаркиты		Щелочные сиениты (ларвикит, пуласкит)		Граниты Кварцевые сиениты Граносиениты		Сиениты		Адамеллиты, банатиты Кварцевые монзониты Гранодиориты (Тоналит)		Габбро-сиениты и габбро-нориты (Монзониты) Сиенито-диориты Оливиновые габбро-сиениты (Олив. монц. = кенталлениты)	
	Щелочные гранитовые порфиры		Щелочные сиенитовые порфиры Натриевые минетты		Гранитовые порфиры		Сиенитовые порфиры Меланократовые породы: Минетты Вогезиты		Гранодиоритовые порфиры		Монзонитовые порфиры	
Гранитопорфировая	Щелочно-кварцевые порфиры		Щелочные порфиры Кварцевые кератофиры		Кварцевые порфиры		Порфиры, ортофиры и альбитофиры Кератофиры		Кварцевые порфиры		Кварцевые порфиры	
	Щелочные липариты Пантеллериты Комендиты Кварцевые трахиты (тосканиты, таймырит)		Щелочные трахиты		Липариты Трахипариты		Трахиты		Дациты Липарито-дациты		Тефрито-базальты Ортоклазовые базальты Трахидолериты (= чиминит) Андезито-трахиты (Гаутеит, вульзинит) (Трахититы)	
Порфировая или стекловатая	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Палеогипновые	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Кайногипновые	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Порфировая или стекловатая	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Палеогипновые	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Кайногипновые	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Гранитовидная	Щелочные граниты Нордмаркиты		Щелочные сиениты (ларвикит, пуласкит)		Граниты Кварцевые сиениты Граносиениты		Сиениты		Адамеллиты, банатиты Кварцевые монзониты Гранодиориты (Тоналит)		Габбро-сиениты и габбро-нориты (Монзониты) Сиенито-диориты Оливиновые габбро-сиениты (Олив. монц. = кенталлениты)	
	Щелочные гранитовые порфиры		Щелочные сиенитовые порфиры Натриевые минетты		Гранитовые порфиры		Сиенитовые порфиры Меланократовые породы: Минетты Вогезиты		Гранодиоритовые порфиры		Монзонитовые порфиры	
Гранитопорфировая	Щелочно-кварцевые порфиры		Щелочные порфиры Кварцевые кератофиры		Кварцевые порфиры		Порфиры, ортофиры и альбитофиры Кератофиры		Кварцевые порфиры		Кварцевые порфиры	
	Щелочные липариты Пантеллериты Комендиты Кварцевые трахиты (тосканиты, таймырит)		Щелочные трахиты		Липариты Трахипариты		Трахиты		Дациты Липарито-дациты		Тефрито-базальты Ортоклазовые базальты Трахидолериты (= чиминит) Андезито-трахиты (Гаутеит, вульзинит) (Трахититы)	
Порфировая или стекловатая	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Палеогипновые	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
Кайногипновые	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	
	Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры		Щелочные порфиры	

Структура	Породы полевошпато- фельдшпатовые			Породы фельд- шпатовые			Породы бесполево- шпатовые							
	с ортоклазом (санидином)	с ортокла- зом и плагиокла- зом	с плагиоклазом		без оливина			с оливинном (или без оливина)						
			без оливина	с оли- вином	нефелино- вые	лейци- товые	с мели- литом	с нефе- лином	с лейцитом	с анальци- мом	с мелилитом	с кварцем	без кварца	
												без оливина	с оливином	
Гранитовид- ная	Нефелиновые сиениты (Миаскиты, канадиты, мариуполиты) Лейцитовые сиениты	Эссекситы (= нефели- новые мон- дониты) Соммаит	Тералит Тешениты Гранитовидные лейкотефриты Миссурит Шонкинит	Нефелиниты Ийолит Уртит Бекинкинит	Фергу- ситы	Окаит				Турьяит	Альнёт Турьит	Грейзен	Пироксе- ниты и горн- blendиты (Диаллаги- ты, бронзи- титы, гипер- стениты, ав- гитовые пи- роксениты, вебстериты)	Перидотиты (Пикриты, верлиты, гарцбургиты, лерцо- литы, саксо- ниты, порт- ландиты) Дунит
Гранито- порфировая	Нефелиновые и лейцитовые порфиры Тингуаиты	Геймит								Мончикит		Жильный грейзен (Антсохит)		
Порфировая или стекловатая	Палеогинные	Фонолиты	[Мелафиры] ¹							Анальцимо- вый диабаз				Пикриты Пикритовые порфириты
	Кайногинные	Фонолиты	[Трахиа- базальты] [Тефрито- базальты]	Тефриты	Базаниты	Нефелинит	Лейци- тит		Нефели- новый базальт	Лейцитовый базальт	Анальцимо- вый базальт	Мелилито- вый базальт		Авгитит
									Базаниты					

¹ В прямые скобки заключены породы, положение которых в этой таблице не вполне определенное: либо они к данному месту в таблице подходят по химическому составу, но не подходят по минералогическому, либо наоборот.

циации надо считаться с огненножидкими магмами, а не с готовыми горными породами, 3) что в породах неполнокристаллических имеется аморфное стекловатое вещество, и потому характеристика такой горной породы на основании ее минералогического состава является неполной и часто ведет к неверным сопоставлениям, — следует признать, что первоначальной основой для классификации изверженных пород должен быть их химический состав. Вместе с тем нельзя упускать из виду важного значения минералогического состава. Поэтому рациональная классификация должна принимать во внимание и этот признак, как это было в следующей форме еще в 1899 г. формулировано русской петрографической комиссией: «Характеристика больших групп (например семейств) должна основываться на химическом и на минералогическом составе; подразделения второго, третьего порядка и т. д. должны опираться на особенности минералогического состава и структуры» (42).

Придавая первенствующее значение химическому составу как для первоначальной классификации изверженных пород, так и для их характеристики и диагностики, следует вместе с тем признать, что с точки зрения мнемонической имеет значение и классификация морфологически-минералогическая. Поэтому нами дана как химическая классификация, приведенная раньше (стр. 148—151), так и группировка (стр. 216—219), основанная на минералогическом составе и на структуре.

С точки зрения преобладающих оснований можно все изверженные породы разбить на четыре типа: *известково-натриевые, калиевые, натриевые (натро-железистые)* и *магнезиальные*, между которыми существуют и переходные звенья, например кали-натровые и другие. Наибольшим распространением пользуются известково-натриевые магмы, а затем калиевые; натриевые и магнезиальные играют в общем более подчиненную роль, хотя в отдельных областях распространения и занимают иногда очень значительные площади. Хотя существуют попытки найти известную закономерность в географическом распределении этих магм, следует признать, что такой закономерности указать нельзя, тем более что в одних и тех же географических областях или в одних и тех же геологических единицах часто сочетаются магмы различных типов.

Главные области распространения *магнезиальных магм* — южная и юго-западная Норвегия, Саксония, северный и средний Урал, южная Индия, западная Африка, в Северной Америке — Эллесмерг, Халибэртон, Банкрофт, Кортлэнд, Вирджиния; в Ю. Америке — Бахия в Бразилии; южная Австралия, Антарктика, Гвинея.

Примерами *натриевых* провинций являются окрестности Осло, Хибинский массив на Кольском полуострове, Ильменские горы на Урале, Ботогольский кряж в Прибайкалье, окрестности Монреаля и район Банкрофт в восточной Канаде, Мадагаскар, Таити, Гренландия и другие.

Чисто-калиевые области редки, как, например, Везувий, Leucite-Hills в Уайоминге, хребет Абсарока и Highwood Mountains в США, Суматра, граниты рапакиви в Финляндии; зато *кали-натровые* породы пользуются гораздо более значительным распространением.

Изверженные породы, происходящие из одного общего магматического бассейна и потому связанные между собой общими признаками химического или минералогического состава, Вашингтон называет *комагматическими*, а соответствующую петрографическую провинцию — *комагматической провинцией*.

Изверженные породы, несмотря на их отсутствие в центральной и восточной части РСФСР до Урала, пользуются очень значительным распространением на всем пространстве СССР, как Европейской части, так и Азиатской.

Можно отметить следующие районы изверженных пород:

Карело-Финская ССР;
Кольский полуостров;
Мурманское побережье;
побережье Белого моря;
Новая Земля;
Тиман, Канин, Ухта;
южная и юго-западная часть Европейской СССР;
Урал, полярный, северный, средний и южный, с Губерлинскими горами;
Мугоджары;
Крым;
Кавказ, северный, центральный и западный;
Малый Кавказ;
Армянское плоскогорье;
Туркестан и Туркменская ССР;
западная и юго-западная Сибирь

(Новосибирская область, Карагандинская и Восточно-Казахстанская обл. Казахской ССР), Джунгарский Ала-тау;
Алтайский край с Кузнецким Ала-тау;
район Минусинска с западными Саянами; район Ачинска;
Красноярский край;
Прибайкалье с восточными Саянами;
Забайкалье;
Амурская и Приморская области; северо-восточная Сибирь, Якутская АССР, Алдан;
Камчатка, Командорские и некоторые другие острова;
Сахалин;
полярная Сибирь с островами.

ПОРОДЫ КИСЛОЙ МАГМЫ

1. ГЛУБИННАЯ ФАЦИЯ

Гранитовая и гранитоидная формация

Гранитами в тесном смысле слова называются кислые глубинные породы, существенными составными частями которых являются щелочной полевой шпат, кварц и минерал из группы слюд или амфиболов и пироксенов. Первоначально под названием «гранит» понимали того представителя этого семейства, который состоит из ортоклаза, кварца и слюды. Такое определение однако не охватывает всей совокупности гранитовых пород, а относится лишь к одному роду. В самом деле, третьей составной частью гранита может быть либо слюда — и в этом случае биотит или литионная слюда, или мусковит, или наконец одновременно и белая и темная слюда, либо пироксен — авгит, гиперстен, эгирин, либо амфибол — роговая обманка рибеккит; в некоторых случаях роль третьей составной части играют даже хлорит, эпидот, самостоятельно или вместе со слюдой. Гиперстеновый гранит (с голубым кварцем и часто гранатом) получил от Холланда в Ост-Индии название *чарнокита*, которое Лебедев и Безбородько употребляют в распространительном его толковании и для пород Украины. Точно так же и полевошпатовая составная часть отнюдь не всегда — ортоклаз; широко распространены граниты микроклиновые, встречаются граниты с анортоклазом (для

Кавказа Белянкин называет их неогранитами, а полевой шпат — санидином, рис. 117) или пертитом, наконец — с кислым плагиоклазом. Поэтому правильно то определение гранита, которое дано в самом



Рис. 117. Микроструктура анортоклазового (санидинового) гранита (неогранита). Центральный Кавказ, ледник Дых-су (по Д. С. Белянкину).



Рис. 118. Гранитная палатка на горе Хомсен-Сори. Северный Урала, истоки Шугора.

Фото А. Н. Алешкова.

начале, и можно сказать, что определяющим характерным моментом для гранита, его симптомом является комбинация щелочного полевого шпата и кварца, сопровождаемая цветным силикатом или мусковитом (рис. 118, 118а, 119). Однако такие граниты, в которых

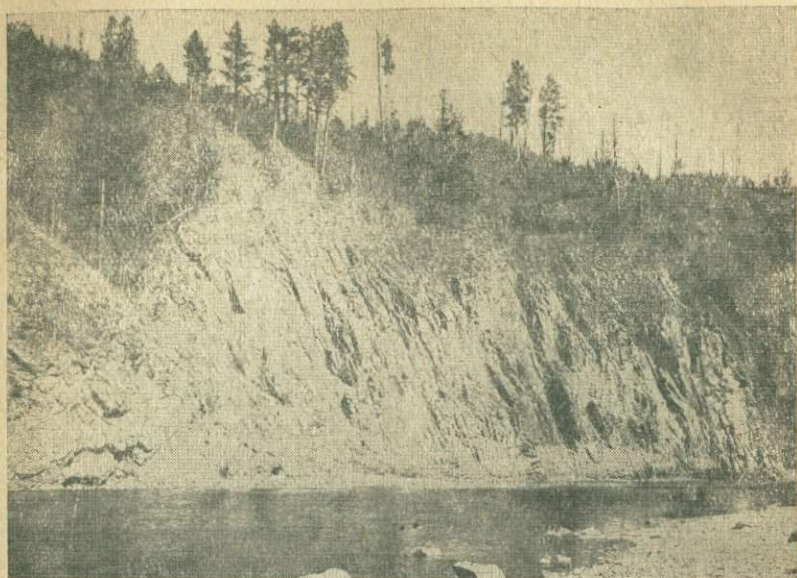


Рис. 118а. Выходы тоналитов (по Анерту): Левый берег р. Унахи
ниже впадения р. Тыгукина, Амурская область.
Фото Н. И. Прехорова.

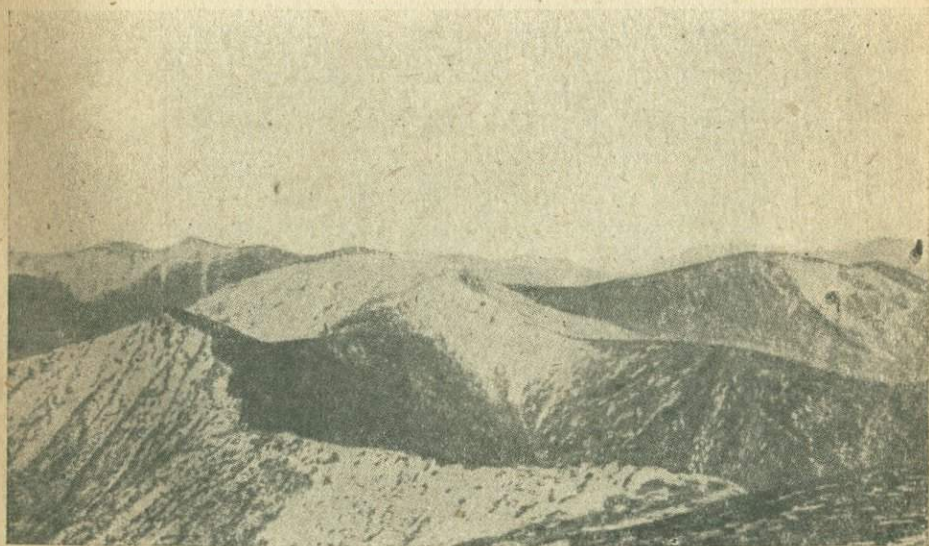


Рис. 119. Граниты центральной части Яблонового хребта. Перевал от р. Туксани
к р. Муламу. Якутская АССР.
Фото Н. И. Прехорова.



Рис. 120. Микроструктура плагиоклазового гранита.
Центральный Кавказ, Дарьяльское ущелье (по Д. С.
Белянкину).



Рис. 120а. Обнажение рапакиви в Туломозерском
районе. Карело-Финская ССР.
Фото Ю. Желубовского.

полевой шпат исключительно щелочной, в частности ортоклаз или микроклин, более редки, чем те, в которых наряду с этими полевыми шпатами есть более или менее значительная примесь известково-натриевого полевого шпата из ряда кислых плагиоклазов, от олигоклаза до андезина. Некоторые авторы (впервые Поленов, 89) даже считают, что нормальным типом гранита является именно тот, в котором имеется более или менее существенная примесь плагио-

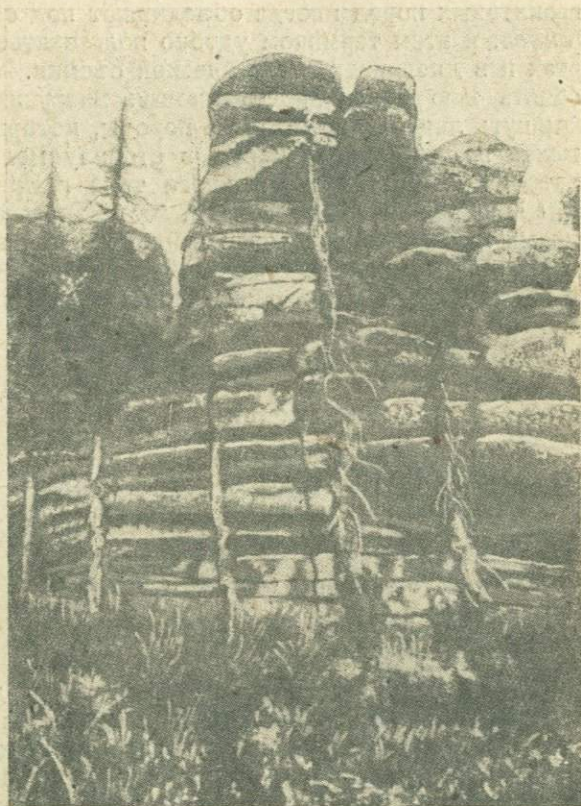


Рис. 121. Матрацевидная отдельность в граните.
Гора Россыхуа. Западный Алтай.

клаза, а граниты, содержащие только щелочной полевой шпат, представляют сравнительно более редкую ветвь *щелочных гранитов*. Эти щелочные граниты характеризуются, подобно щелочным сиенитам и нефелиновым сиенитам, также присутствием щелочных пироксенов и амфиболов.

По мере того как возрастает примесь плагиоклаза, наблюдается переход от нормального гранита к такому, в котором содержание плагиоклаза уже более значительно или ортоклаз и плагиоклаз играют приблизительно одинаковую роль: это так называемые адаметлиты или плагиоклазовые граниты (рис. 120) и гранодиориты. При еще большем содержании плагиоклаза, когда ортоклаз уже

является примесью, получаются породы, описанные под названием банатитов, тоналитов, составляющие постепенные переходы к семейству кварцевых диоритов, в которых полевой шпат уже исключительно кислый плагиоклаз или с некоторой примесью ортоклаза. В поле не всегда можно с легкостью разграничить и распознать эти типы, равно как и те гранитовые породы, которые связывают нормальный гранит с сиенитом, т. е. кварцевые сиениты, и со щелочным сиенитом — нордмаркиты. Поэтому всю совокупность перечисленных гранитовых пород иногда объединяют под общим названием *гранитоидов*, и этим термином удобно пользоваться в рабочих полевых картах и в дневниках геологической съемки.

Чтобы обнять всю совокупность кислых интрузивных пород, остается упомянуть лишь те гранитовые породы, которые являются более или менее резкими отклонениями в сторону меланократовой или лейкократовой фации от нормального типа гранита, который Фогт, а за ним Чирвинский (90) рассматривают как эвтектику; предельными типами на меланократовой и лейкократовой ветвях являются грейзен¹ и аляскит (полевошпатовый грейзен).

Гранит со всеми гранитоидами представляет следующую картину переходов:



Прежде считалось, что граниты присущи лишь древнейшим архейским отложениям. Однако в настоящее время мы знаем, что есть граниты, для которых палеозойский возраст, в некоторых случаях мезозойский или даже кайнозойский, вполне доказан.

По условиям залегания и по возрасту можно различать два типа гранитов: граниты, входящие в состав архейской и археозойской группы отложений, и граниты, залегающие среди осадочных отложений, имеющих более молодой возраст. Первые залегают большими, более или менее неправильными батолитами среди кристаллических сланцев или пересекают эти последние в виде жил и обнаруживают иногда настолько тесную связь и переходы к гнейсам, что их не всегда легко разграничить.² Вторые залегают в виде лакколлитов, а также и жил, причем эти лакколлиты часто деформи-

¹ Название „грейзен“ первоначально было применено для обозначения пневматолитически измененных гранитовых пород, с которыми связаны месторождения олова, и сохранило это значение до настоящего времени. Таким образом термин „грейзен“ имеет двойное значение.

² Клоос стремится установить, что многие так называемые батолиты гранитов в Германии и Чехии на самом деле являются лишь интрузивными пластами,

рованы дислокационными процессами, — так называемые складчатые лакколиты Бальтцера; лакколитовый их характер является замаскированным.

Первый из указанных типов гранитовых пород приурочен к обширным районам архейских отложений, каковы, например, Финляндия, восточная Канада, Саксония и т. п. области; второй тип неизменно составляют ядра достаточно денудированных складчатых горных систем (Карпаты, Пиренеи, Альпы, Кавказ и много других).

Хорошую иллюстрацию изверженного и притом интрузивного происхождения гранита представляют древние граниты Таммерфорса, где, по Зедергольму, сохранилась осадочная подстилка гранитов и где граниты имеют эндоконтактную зону и кварцевопорфиоровую фацию. Интересно, что каждая гранитная формация Фенноскандии связана с извержениями кварцевых порфиров.

В СССР главными областями распространения гранитовых пород являются Кольский полуостров, Мурманское побережье, Беломорское побережье и восточный берег Онежского озера, Украина, Урал, Кавказ, Алтай, Тянь-Шань, Саяны, Прибайкалье, Яблоновый хребет, район реки Уссури и др.

Гранитовые массивы развиты системами трещин отдельности на более или менее крупные глыбы, которые в процессе выветривания разваливаются, растрескиваются и дают начало гранитным россыпям, или так называемым каменным морям (рис. 124 а). Для гранитов характерна отдельность параллелепипедальная или грубопластовая, причем эти трещины отдельности часто настолько редки, что можно добывать очень крупные монолиты без всяких трещин. В процессе выветривания углы и ребра параллелепипедальной отдельности закругляются, и тогда получается так называемая матрацевидная отдельность (рис. 121).

Клоос показал, что трещины в гранитовых массивах закономерно ориентированы относительно направления дислокационного давления, давшего начало этим массивам путем выжимания их, первоначально в жидком магматическом состоянии, а к концу дислокационного процесса — уже в виде твердых масс. Не только расположение, но и самый характер трещин так же, как и расположение жил и направление полосчатой структуры¹ в гранитах, находятся в закономерной зависимости от направления дислокационного давления, и потому при детальном исследовании они могут служить показателями этого последнего. Вертикальные трещины по направлению давления являются широкими, более или менее зияющими, часто заполненными жильными образованиями; вертикальные трещины, перпендикулярные к давлению, тонки, сомкнуты; прибли-

залегающими между докембрийскими гнейсами и палеозоем. Пластовая форма залегания свойственна, повидимому, и многим другим древним гранитам, например грандиозному массиву гранита «рапакиви» в окрестностях Выборга, Питерлакси и др.

¹ Под этим подразумевается некоторое подобие гнейсового сложения, как бы флюиальность в плоскости, перпендикулярной направлению давления, выражающаяся в некоторой растянутости составных частей; немецкие петрографы обозначают это термином «Streckung».

зительно перпендикулярно к обеим системам вертикальных трещин идут трещины горизонтальные; они более или менее перпендикулярны к направлению давления от нагрузки на формирующийся гранитный массив.

У французов тонкие значительные трещины носят название «longrain», у итальянцев — «filo mastro».

В гранитах, особенно в краевых частях интрузивных массивов, встречаются ксенолиты из прорванных гранитом пород или из его кровли (например слюдяно-глинистые сланцы на рис. 26). Кроме того, многие граниты, например бавенские на Лаго-Маджоре; южно-русские, средне-германские, заключают неправильные выделения темной мелкозернистой породы, которую надо рассматривать как ранние интрателлурические меланократовые основные выделения из гранитной магмы (стр. 57).

Кроме вышеуказанных существенных составных частей, в гранитах встречаются, как и вообще во всех изверженных породах, еще некоторые минералы, из которых одни, будучи почти постоянными примесями к граниту, все-таки играют роль второстепенных составных частей, а другие являются составными частями не только второстепенными, но и случайными. К первой из названных категорий принадлежат титанит, циркон, ко второй — кальцит, турмалин и др.

Кварц, как известно, встречается в двух модификациях: α -кварц и β -кварц — с более низкой симметрией и чаще с двойниковыми образованиями; температура превращения 575° ; α -кварц устойчив выше 575° , β -кварц — ниже. Интересно, что кварц гранитов и порфиров принадлежит к α -кварцу, т. е. образовался выше 575° , а кварц многих пегматитовых жил — к β -кварцу, т. е. образовался ниже 575° .

Из второстепенных и случайных составных частей некоторые заслуживают особого внимания с точки зрения условий образования гранита. Так, например, первичный кальцит, который был впервые в граните указан Постом, а описан Тёрнебомом, а затем и другими авторами из других местностей, свидетельствует о том, что кристаллизация гранита происходила при таких условиях, что давление и парциальное давление углекислоты препятствовали диссоциации кальцита. Сомнений в первичном характере кальцита в данном случае нет, об этом говорят отношения автоморфизма и существование пегматитовых прорастаний кальцита и полевого шпата. А что при таких условиях кальцит действительно может плавиться без разложения и кристаллизоваться из расплава — это прекрасно подтверждается опытами кристаллизации кальцита в специальной печи Буке.¹ Другая категория минералов, свидетельствующая об особых условиях кристаллизации гранитов, как и других интрузивных пород; это гидроксильные минералы с конституционной водой, при накаливании под обыкновенным давлением разлагающиеся еще до плавления. Сюда относятся эпидот, хлориты, играющие в некоторых гранитовых породах роль даже существенной составной части.

¹ Опыты самого Буке и неопубликованные опыты А. С. Гинзберга в минералогической лаборатории б. СПб. политехнического института.

Из других второстепенных составных частей упомянем циркон, апатит, ортит, турмалин, иногда достигающий значения существенной составной части, оловянный камень и некоторые другие.

Нормальная *структура гранитов* — кристаллически-зернистая, так называемая гиллидоморфная, т. е. такая, в которой вследствие известной последовательности выделения минералов, замечается, по мере перехода от первых выделений к последним, постепенное уменьшение идиоморфизма (рис. 33). В некоторых случаях при этом наблюдаются особые миаролитовые выделения, т. е. поры, заполненные друзообразно развитыми кристаллами. Для большинства гранитов характерна равномернозернистая структура различной крупности зерна, чаще всего среднезернистая, в жильных гранитах мелкозернистая или, наоборот, очень крупнозернистая, гигантоплазматическая. Вследствие случайного образования отдельных более крупных кристаллов получается наклонность к порфировидному сложению, а некоторые граниты, в особенности в сравнительно небольших лакколитах, имеют явно порфировидное, гранитопорфировое сложение (порфировидные граниты или, если они образуют самостоятельные массивы или жилы — *гранитовые порфиры*) (рис. 39). При известной наклонности пластинчатых минералов, например слюды или хлорита, располагаться параллельно некоторой плоскости, получается наклонность к гнейсовидному сложению, которое в некоторых гранитах выражено очень резко (*гранито-гнейсы, гнейсо-граниты*). Из специфических структурных форм особенно интересны и в структурном и в генетическом отношении структуры шаровая и пегматитовая. В шаровом граните шары или эллипсоиды концентрически-скорлуповатого сложения, величиною с яблоко, кулак или детскую голову, лежат в среднезернистой нормальной гранитовой массе; красивые шаровые граниты описаны из Финляндии, Швеции (рис. 58). Пегматитовая структура, обусловленная правильно ориентированными вростками кварца в крупные кристаллы ортоклаза или амазонского камня, характеризует так называемый *письменный гранит*, или еврейский камень (рис. 55). Красивые письменные граниты встречаются в Ильменских горах на Урале.

Под влиянием внешних механических воздействий так называемого динамометаморфизма гранитовые породы приобретают некоторые вторичные структурные признаки: волнистое погасание у кварца, переломы одних составных частей (кварца, полевых шпатов) и изогнутия других (слюды, хлорит). При значительных механических повреждениях всех составных частей получается катаклическая структура.

Количественный минералогический состав гранитов, если иметь в виду только существенные составные части, выражается следующим образом: ортоклаза (или вообще полевых шпатов) 40—60%, кварца 30—35%, слюды или амфибола 5—15%. Для молодого «сандинового» гранита Фиагдона в центральном Кавказе Белянкин дает: кварца — 29,3%, санидина — 22%, плагиоклаза (олигоклаза) — 38,9%, биотита — 8,4%, окислов железа — 1,0%, апатита — 0,4%.

Фогт определяет эвтектику кварц-микроклин в 25—26% кварца и 74—75% микроклина, а если принять во внимание еще и натрие-

вый полевой шпат, то получается 26% кварца, 31% ортоклаза и 43% альбита (иногда с небольшой примесью анортитовой частицы) (рис. 122). Чирвинский дает 74—75,5% полевого шпата и 26—24,5% кварца. В последнее время Фогт дает такой состав гранитовой эвтектики при 75% кремнекислоты: кварца — 30%, ортоклаза — 27%, альбита — 38%, анортита — 2,5%, биотита — 1,25%, магнетита — 1,25%.

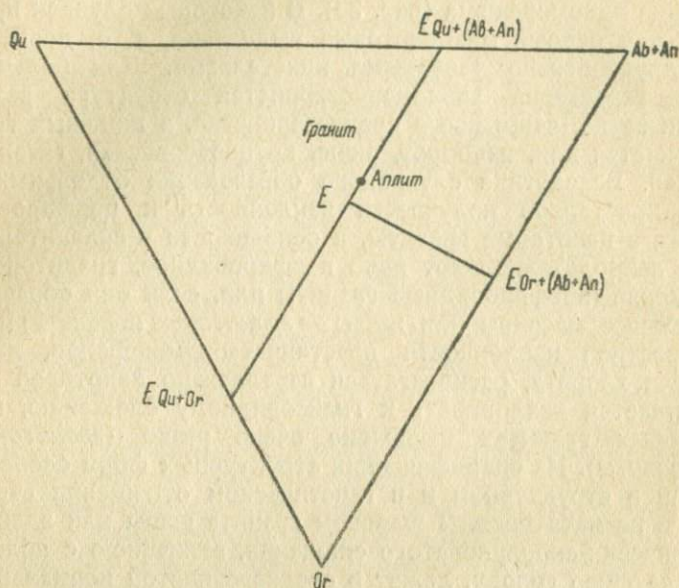


Рис. 122. Схема Фогта для гранитной эвтектики. E внутри треугольника — тройная эвтектика (средний тип гранита). E на сторонах треугольника означает частные эвтектики из соответствующих двух компонентов. На диаграмму нанесены точки, соответствующие дарьяльскому граниту, сравнительно богатому плагиоклазом, и дарьяльскому аплиту, который очень близок к составу гранитной эвтектики.

Фогт определяет температуру плавления гранитной эвтектики в 950° (приблизительно). Долго в петрографии и геологии держались представления о значительной тугоплавкости и вязкости гранитовой магмы. Этому противоречит, однако, способность гранитовой магмы к инъекционному метаморфизму, т. е. к прониканию в осадочную породу многочисленными тонкими пропластками, свидетельствующими о значительной жидкоплавкости. Это обстоятельство можно, конечно, приписать значительному содержанию летучих компонентов, понижающих точку плавления и повышающих жидкоплавкость. Непосредственные опыты Шеперда, Мервина и Грейга показали однако, что, вопреки прежним представлениям, и сам гранит, следовательно уже не содержащий летучих компонентов кислой магмы, из которой он произошел, плавится легче базальта (см. стр. 210).

Переходя к химическому составу гранитов, следует прежде всего вспомнить, что гранит — кислая порода; следовательно пер-

вой особенностью гранита в химическом отношении является избыток кремнекислоты, т. е. довольно значительное количество свободной кремнекислоты в виде кварца. Второй особенностью является незначительное содержание окислов железа и магнезии, иногда даже почти полное их отсутствие. Наконец третья особенность заключается в заметном преобладании щелочей над щелочными землями, в частности над известью, и притом не только в типе щелочных гранитов, но и во всех гранитах вообще. Отношение всей суммы одноокисей к полуторным окислам в нормальных гранитах равно приблизительно 1, но оно несколько возрастает по мере увеличения содержания плагиоклаза и в адамеллитах достигает уже 1,25.

Общий химический облик гранитов может быть иллюстрирован нижеследующими формулами; для более тонких различий между гранитами различных областей следует иметь в виду те составные части, на которые до сих пор мало обращают внимания: барий, рубидий, титан, цирконий, олово, висмут и некоторые другие элементы.

		$R_2O : RO$	α
I. Первоначальная моя формула	$\overline{RO} R_2O_3$ 7,7 SiO ₂	1,7 : 1	3,91
II. Новая формула (по 236 анализам) . . .	1,17 $\overline{RO} R_2O_3$ 7,51 SiO ₂	1,4 : 1	3,60
III. Формула для послекембрийских гранитов (из 184 анализов)	1,09 $\overline{RO} R_2O_3$ 7,39 SiO ₂	1,2 : 1	3,61
IV. Формула для письменных гранитов . .	0,95 $\overline{RO} R_2O_3$ 8,75 SiO ₂	5,2 : 1	4,38

Для типичных гранитов, в частности для щелочных и письменных гранитов, отношение $\overline{RO} : R_2O_3$ близко к единице; так, например, Чирвинский дает для 13 анализов письменных гранитов средний состав, который соответствует формуле $\overline{RO} R_2O_3$ 8,75 SiO₂, $\alpha = 4,38$, $R_2O : RO = 5,2 : 1$. Однако вследствие существования ряда переходов от таких типичных гранитов к адамеллитам следует признать существование и такой группы гранитов, в которых отношение $\overline{RO} : R_2O_3$ больше единицы, от 1,2 до 1,4. К этому типу принадлежат некоторые сибирские и южнорусские граниты, в которых есть заметное содержание плагиоклаза. Тем обстоятельством, что эти граниты пользуются значительным распространением в Швеции и что при вычислении среднего состава шведских гранитов Хольмквист не отделял нормальных гранитов от плагиоклазовых, следует объяснить тот факт, что средний состав, вычисленный Хольмквистом из 137 шведских анализов, соответствует формуле 1,19 $\overline{RO} R_2O_3$ 7,92 SiO₂, $\alpha = 3,77$, $R_2O : \overline{RO} = 1,2 : 1$.

По магматической формуле, в частности по отношению $\overline{RO} : R_2O_3$, можно таким образом различать два типа гранитов: 1) граниты с отношением $\overline{RO} : R_2O_3 = 1$, иногда немного превышая единицу, почти до 1,2, и 2) граниты с отношением $\overline{RO} : R_2O_3 > 1$, в частности $\overline{RO} : R_2O_3 = 1,2$ до 1,4. Можно было бы думать, что первый тип соответствует так называемым щелочным гранитам; однако это предположение не оправдывается, и этот тип встречается как среди «щелочных», так и среди щелочно-известковых

гранитов (Alkali-Kalkgranite Розенбуша, subalkaline granites Дэли). Полезно различать эти два типа. Как их назвать? Можно было бы обозначить их А- и В-гранитами, гранитами 1 и 2 рода и т. п. Можно решиться назвать их *гранитом* и *гранититом*, отступая в данном случае от целесообразного обычая не придавать уже существующим терминам нового значения. В данном случае это, однако, позволительно, так как термин «гранитит» в розенбушевском смысле многими отвергнут и заменен рациональным названием «биотитовый гранит» (Циркель, Дэли).

Как в группе собственно гранитов, так и среди гранититов встречаются и так называемые щелочные и щелочно-известковые граниты. Принимая во внимание, что с принятой здесь точки зрения все граниты (т. е. и собственно граниты и гранититы) являются породами щелочными,¹ что «щелочные» граниты Розенбуша — это собственно натриевые и натро-железистые граниты, и наконец, что щелочно-известковые граниты — это по принятой нами классификации брёггеровские адамеллиты, можно разделить все граниты с химической точки зрения следующим образом:

- I. Граниты: 1. Калиевые
 " 2. Калиево-натриевые
 " 3. Натриевые
- II. Гранититы: 1. Калиевые
 " 2. Калиево-натриевые
 " 3. Натриевые

Химический состав гранитов может быть иллюстрирован несколькими анализами, собранными в нижеследующей таблице.

	Средний состав гранитов	Калиевый гранит	Na-K-гранит	Натриевый гранит	Радомысльский гранит	Рапакиви	Граносиенит	Дарьяльский адамеллит	Нордмаркит	Гранодиорит	Адамеллит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	69,92	70,65	72,93	71,65	72,20	72,05	62,10	67,98	64,04	65,10	68,20
TiO ₂	0,39	—	0,50	сл.	—	0,30	0,66	—	0,62	0,54	—
Al ₂ O ₃	14,78	16,16	13,87	13,04	14,88	12,63	16,93	14,39	17,92	15,82	15,96
Fe ₂ O ₃	1,62	1,53	1,94	2,79	1,91	1,87	1,97	3,73	0,96	1,64	4,80
FeO	1,67	0,52	0,79	1,80	—	2,49	4,27	0,62	2,08	2,66	—
MnO	0,13	—	0,14	сл.	0,16	0,02	0,06	1,19	0,23	0,05	—
MgO	0,97	сл.	0,51	сл.	0,22	0,43	1,62	1,58	0,59	2,17	0,78
CaO	2,15	0,55	0,74	сл.	1,81	1,62	3,08	2,86	1,00	4,66	2,92
Na ₂ O	3,28	0,54	3,68	6,30	3,11	3,10	2,92	3,58	6,67	3,82	3,75
K ₂ O	4,07	8,66	3,74	3,98	4,87	4,74	5,91	1,86	6,08	2,29	4,14
H ₂ O	0,78	1,22	1,18	1,10	0,56	0,64	0,62	1,78	1,18	1,09	—
P ₂ O ₅	0,24	—	—	—	0,49	0,39	0,73	0,07	—	0,16	—
								CuO—			
								0,04			

1. Среднее из 236 анализов. R. Daly, *Igneous Rocks*, 1914, p. 19, № 4.—2. Корнваллис (Chywoon Morvalis) См. *Iddings Igneous Rocks I*, 1913, p. 115, № 13.—3. Рапакиви из Рёде в Швеции. *Ibid.*, p. 117, № 21.—4. Норвегия (Hougnetten, Saudsvär). *Ibid.*, p. 123, № 19.—5. В Лучицкий. Рапакиви Киевской обл. Изв. Варш. полит. инст. 1911—1912.—6. Среднее из 11 анализов. П. Чирвинский. Колч. сост. гранит. 433.—7. Бывш. Чехо-Словакия. А. Орлов (у автора назван гранитом).—8. Д. Белянкин. О дарьяльском граните, 31 (в сборнике «Геологич. исслед. вдоль проектиров. перев. жел. дор. на Кавказе», 1914).—9. Тонсенос, окрестн. Осло.—10. Среднее из 12 анализов. R. Daly, *Igneous Rocks*, 1914, p. 25 № 41.—11. Брёггер. *Die Eruptivgesteine des Kristianigebiets*, II.

¹ К щелочным мы относим все породы, в которых сумма щелочей больше суммы щелочных земель.

Средний состав гранитов по отдельным областям СССР

Ленский район	1,16 \overline{RO} R ₂ O ₃	7,38 SiO ₂ ;	$\alpha = 3,32$;	R ₂ O : RO = 2,1 : 1
Енисейский район	0,12 \overline{RO} R ₂ O ₃	8,28 SiO ₂ ;	$\alpha = 4,1$;	R ₂ O : RO = 2,9 : 1
Селенгинская Даурия	0,81 \overline{RO} R ₂ O ₃	7,5 SiO ₂ ;	$\alpha = 3,6$;	R ₂ O : RO = 3,6 : 1
Амурский район	0,95 \overline{RO} R ₂ O ₃	7,4 SiO ₂ ;	$\alpha = 4,03$;	R ₂ O : RO = 1,4 : 1
Кавказ (7 анал.)	0,91 \overline{RO} R ₂ O ₃	7,42 SiO ₂ ;	$\alpha = 3,8$;	R ₂ O : RO = 1,71 : 1
Урал (7 анал.)	1,1 \overline{RO} R ₂ O ₃	8 SiO ₂ ;	$\alpha = 3,86$;	R ₂ O : RO = 1,7 : 1
Южно-русская кристаллическая область (30 анализов)	1,06 \overline{RO} R ₂ O ₃	8,6 SiO ₂ ;	$\alpha = 4,26$;	R ₂ O : RO = 2,75 : 1

По внешнему виду граниты и гранититы неразличимы, как неотличимы от них в поле часто и адамеллиты (может быть, в некоторых случаях даже и кварцевые сиениты и нордмаркиты). Поэтому целесообразно употреблять в качестве полевого названия и в качестве обозначения на обзорных геологических картах термин *гранитоиды*, чтобы не называть ошибочно гранитами те породы, которые при более близком исследовании, микроскопическом или химическом, могут оказаться не гранитами, а адамеллитами, гранодиоритами и т. п. На самом деле под общим названием гранит часто оказываются гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты и т. п.

Для примера можно указать на некоторые сибирские «граниты».

Группа гранитоидов обнимает следующие семейства:

Граниты	$\overline{RO} : R_2O_3 = 0,75 : 1$ до $1,2 : 1$	$\alpha = 3,60 - 3,90$
Гранититы	$\overline{RO} : R_2O_3 = 1,2 : 1$ до $1,4 : 1$	$\alpha = 3,60 - 3,90$
Адамеллиты	$\overline{RO} : R_2O_3 = 1,25 : 1$	$\alpha = 3,36$
Нордмаркиты	$\overline{RO} : R_2O_3 = 1,1 : 1$	$\alpha = 2,68$
Кварцевые сиениты	$\overline{RO} : R_2O_3 = 1,35 : 1$	$\alpha = 2,50 - 2,94$
Гранодиориты (банатиты)	$\overline{RO} : R_2O_3 = 1,4 : 1$	$\alpha = 2,56$
Пантеллерито-граниты	$\overline{RO} : R_2O_3 \text{ ок. } 1,7 : 1$	$\alpha \text{ ок. } 3$
Кварцевые диориты	$\overline{RO} : R_2O_3 = 1,5 : 1$	$\alpha = 2,8$

В монографии о шведских гранитах Хольмквист делит граниты на три типа: простые, переходные (с олигоклазом) и комплексные, или смешанные, переходные к сиенитам, монцонитам и зеленокаменным породам. Это деление неприемлемо, так как при такой группировке утрачивается определенная физиономия гранитов, ибо третья из названных групп обнимает породы с 55—60% кремнекислоты, т. е. породы, которые ни в коем случае гранитами названы быть не могут. Указание на то, что эти группы соответствуют кислым, средним и основным гранитам, является еще более удивительным; при таком понимании исчезает важнейший характерный признак гранитов, а именно избыток кремнекислоты в свободном со-

стоянии и более или менее значительное преобладание среди полевых шпатов щелочного полевого шпата.

Средние формулы дают нам, так сказать, идеальный тип данного семейства. С этим средним типом совпадает большое число отдельных конкретных случаев, быть может даже наибольшее; но вместе с тем наблюдаются и некоторые отклонения от этого среднего типа. Чтобы правильно очертить химический характер того или



Рис. 123. Гранито-гнейсы в предгорьях Яблонового хребта.

иного семейства, необходимо не только установить идеальный средний и наиболее распространенный тип, но и установить те пределы, в которых возможны вариации в отдельных реальных случаях. Этими пределами вариаций устанавливаются границы отдельных семейств, и из этих вариаций вырисовываются переходные между семействами типы или случайные единичные отклонения. Пределы колебаний могут быть установлены путем изучения вариаций методом вариационной статистики, применяемым для изучения морфологических вариаций в органическом мире. Для горных пород этот метод уже применяется; эта работа еще не сделана для глубинных пород и в частности не сделана и для гранитов, в этом отношении еще не использован сборник химических анализов Ва-

шингтона, в котором собрано достаточное количество анализов. Поэтому поневоле приходится пока ограничить нашу задачу и удовольствоваться теми вычислениями, которые могли быть сделаны для русских гранитов. Для гранитов мы берем два характерных коэффициента, а именно отношение одноокисей к полуторным окислам, т. е. величину R , и коэффициент кислотности.

Для R , по вычислениям безвременно скончавшегося моего молодого друга, зоолога Д. М. Дьяконова, мы получаем от 0,83 до 1,31; можно взять пределы даже несколько шире, а именно 0,70 до 1,39; для α мы имеем 3,8—5 или 3,5—5. Следовательно сборный символ для русских гранитов:

$$+ \frac{0,83 - 1,31}{3,8 - 5} \text{ или даже } + \frac{0,70 - 1,39}{3,5 - 5},$$

причем можно выделить группу особенно типичных гранитов («эвгранитов») с символом $+ \frac{0,8 - 1,1}{3,8 - 5}$.

Д. М. Дьяконовым были сделаны для 135 анализов русских гранитов следующие определения величины R , т. е. \overline{RO} , в мнх магматических формулах и сообщены следующие данные:

«Величина R в наиболее многочисленном классе близка к единице, т. е. $A = 1,05$.

Среднее арифметическое для всего ряда, т. е.

$$M = A + \sqrt{\lambda} = 1,05 (0,1777 \times 0,1) = 1,0678 \pm 0,0207.$$

Основное (или среднеквадратичное) отклонение, т. е.

$$\sigma = 0,2400 - 0,0146.$$

Вариационный коэффициент ν , т. е. $\frac{\sigma}{M} \times 100 = 22\%$.

Экссесс E , т. е. превышение числа случаев в наиболее распространенном классе (с \overline{RO} , равным 0,995 до 1,095) над теоретическим числом в случае нормальной плавной вариационной кривой равен $+0,944$, т. е. довольно значителен, так как до $E = 0,4$ кривая считается слабо эксцессивной. Теоретически в среднем классе должны были бы оказаться 22 случая, а у нас их 36.

Асимметрия кривой (S или Sk) равна $-0,1625$, т. е. невелика, так как даже при S , равном от $-0,25$ до $0,50$, кривая считается умеренно-перекошенной.

Семейство гранитов обнимает большое число родов и видов. Каждый род характеризуется определенной группой цветных составных частей (включая сюда и белую слюду); главнейшие роды и виды следующие:

Слюдяные граниты: биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной, литионитовый.

Амфиболовые граниты: роговообманковый, рибеккитовый, арфведсонитовый.

Пироксеновые граниты: авгитовый, гиперстенный, эгириновый.

Хлоритовые и тальково-хлоритовые¹ граниты.²

Эпидотовые граниты.³

Турмалиновые граниты.

¹ Так называемый «протогин» в Альпах (Монблан).

² Примеры хлоритовых гранитов и адамеллитов имеются в центральном Кавказе (бассейн реки Дых-су).

³ В Финляндии (по Лайтакари).

Между этими группами существуют переходы; например, довольно широко распространен биотито-роговообманковый гранит и др.

По полевошпатовой составной части граниты могут быть разбиты на ортоклазовые, микроклиновые, пертитовые, анортклазовые, альбитовые. Интересный и своеобразный тип роговообманкового гранита представляет так называемый *рапакиви*, широко распространенный, например, в окрестностях Выборга и Питерлаксы (так называемые выборгит и питерлит), на Аландских островах; встречается также в южно-русской кристаллической полосе и на Урале. Особенностью рапакиви является присутствие идиоморфного кварца, два поколения кварца и полевого шпата, а также склонность к порфиroidному сложению, иногда переходящему в настоящие гранитовые порфиры с крупными оплавленными вкрапленниками ортоклаза, так называемые овоиды. Другая очень характерная особенность рапакиви — это каемка светло-зеленого олигоклаза вокруг крупных кристаллов красного орто-

клаза; эту структуру можно наблюдать на больших полированных колоннах б. Исаакиевского собора и на гранитной набережной Невы в Ленинграде.

Мелкозернистые лейкократовые граниты Саксонии, содержащие гранат, называются *гранулитами*; но этим названием обозначают также метаморфические гнейсовые породы (см. главу о метаморфических породах).

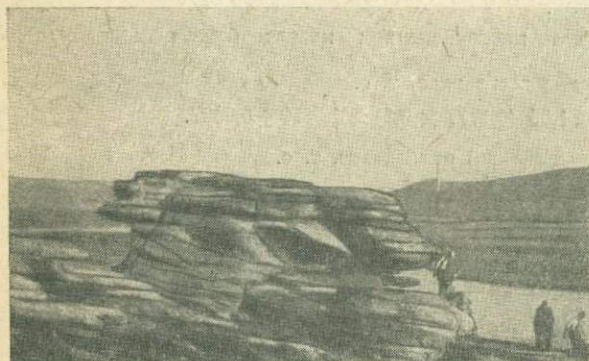


Рис. 124. Граниты на берегу Иртыша.
Фото Ю. Желубовского.

По форме залегания гранитов тоже можно различать три типа: неправильной формы глубинные массивы — батолиты, интрузивные массивы — лакколиты и жилы. К первому типу принадлежат обыкновенно докембрийские гранито-гнейсы (рис. 123), например гранитовые породы беломорские, карельские, финляндские; ко второму — послекембрийские граниты, например кавказские, многие уральские, финляндские рапакиви и др. Жильная форма принадлежит мелкозернистым или, наоборот, очень крупнозернистым гранитам.

Граница между гранитами и другими гранитоидами может быть проведена или по химическому составу, или на основе количественного состава полевошпатовой составной части. Лишь в небольшой группе гранитов, которые мы теперь выделяем в тип щелочных гранитов, полевошпата представлен исключительно ортоклазом, микроклином или вообще щелочным полевым шпатом. В отличие от прежних определений гранита, мы теперь считаем присутствие кис-

лого известково-натриевого полевого шпата в гранитах явлением обычным и характерным для громадного большинства гранитов. Различие между настоящими гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами устанавливается на основании характерного для каждого из этих семейств отношения ортоклаза и плагиоклаза. Джохенсен предложил следующие пределы:

Семейство	Процент ортоклаза в полевошпатовой составной части
Граниты	100—65
Адамеллиты	65—35
Гранодиориты	35— 5
Тоналиты (т. е. кварцевые диориты)	5— 0

Если таким образом, с одной стороны, граниты через целый ряд промежуточных звеньев сливаются с чисто-плагиоклазовыми, более бедными кремнекислотой, кислыми породами диоритового рода, то,



Рис. 124а. Гранитная россыль по рч. Казирма, бассейн р. Б. Ургудея, Восточные Саяны. Фото Н. М. Прокопенка.

с другой стороны, существует и противоположная ветвь, т. е. ультракислая. Это — породы, в которых содержание кремнекислоты доходит до 76 и даже до 80%. Примерами могут служить некоторые аплитовые граниты и гранитовые порфиры, грейзен из Гренсвилля с 80,36%, описанный Харкером; гранит из Мичигана с 78,83%, описанный Смитом; рибеккито-акмитовый гранит с 78,49%, описанный Пеликаном; аплит из массива Тумагор-Кая в бассейне Терека (центральный Кавказ), описанный мною; «березит», описанный Спёрром из Бельмонта в Неваде и содержащий даже 84,15% кремнекислоты. Этот последний пример приближает нас уже к чисто- или почти чисто-кварцевым жилам, среди которых, может быть, имеются и настоящие, связанные с пегматитами и аплитами, жилы изверженного происхождения, как это уже было высказано Баумгертелем, Бекком и Спёрром.

Существуют и эффузивные эквиваленты этих ультракислых гранитовых пород. Таким, например, следует считать сибирскую породу с Кары, описанную Карпинским под названием кварцевого грорудита.

Лейкократовая фация встречается не только среди ультракислых, но и среди нормальных по кислотности гранитов, а также среди адамеллитов. Сюда можно отнести лейкократовый гранит из того же массива Тумагор-Кая, почти тождественную с ним породу, описанную Кольдерупом под названием биркремита, некоторые березиты. Жильная порода, состоящая из альбита, ортоклаза, олигоклаза, андезина и гранофиновых прорастаний полевого шпата и

кварца с р. Тагила у Катабы, является примером гранофирового *плагиаплита*.

Семейство гранитов обнимает разнообразные и даже довольно разнородные породы. Сюда входят, с одной стороны, те обширные массы докембрийских гранитовых пород, которые залегают среди кристаллических сланцев, тесно с ними сплетаясь, и которые связаны переходами в структурном отношении и по условиям залегания с гнейсами.

Бонней правильно отмечает, что различие между гранитами

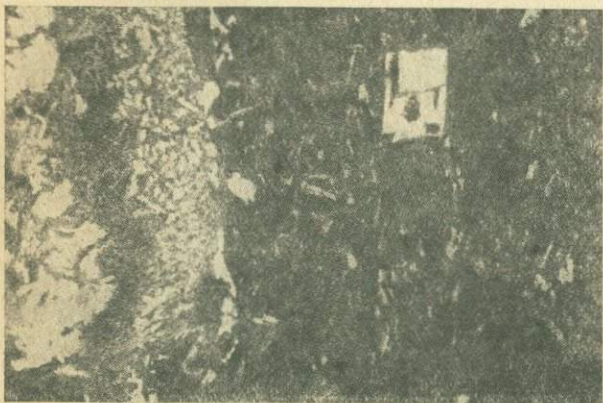


Рис. 125. Контакт пегматита с диабазовым порфиритом; слева направо видны четыре зоны: светлый крупнозернистый пегматит, эндоконтактное изменение пегматита (мелкозернистый фельдшпатолит), экзоконтактная зона (просветленный порфирит, богатый титанитом), нормальный темный амфиболовый диабазовый порфирит. Дарьяльское ущелье в центральном Кавказе (по Д. С. Белянкину).

и гранитогнейсом заключается в том, что гранит кристаллизовался из магмы в состоянии покоя, а гранито-гнейсы — в состоянии движения, прежде чем магма пришла в состояние покоя. С другой стороны, сюда же входит и другой тип гранитов, типично интрузивный, образующий лакколиты или жилы среди послекембрийских отложений. Наконец существует группа гранитовых пород, которая, согласно Дэли, является вторичной, т. е. образовалась из других пород путем сплавления и ассимиляции. Сюда между прочим принадлежат и те гранофировые образования и так называемые красные породы (red rock) синтектического образования, которые тесно связаны с интрузивными пластами габбро и габбро-диабазов и образовались путем ассимиляции кварцитов основной магмой. Наиболее типичными представителями гранитов как интрузивных кислых пород является второй тип; но наибольшим распространением пользуется первый, представляющий и наибольшие трудности для

истолкования его генезиса. Что касается третьего типа, то некоторые его представители, в сущности говоря, даже не являются настоящими гранитами.

Таким образом граниты можно разбить на три типа:

1) гнейсо-граниты; 2) интрузивные граниты (ортограниты, эвграниты); 3) параграниты (вторичные граниты).

Настоящие граниты с нашей точки зрения являются непосредственными продуктами кристаллизации кислой магмы. Сторонники же боуэновской концепции кристаллизационной дифференциации считают граниты, как и он сам, за дифференциационный отпрыск от единой основной магмы. Есть еще и третий взгляд, рассматривающий многие граниты как результат переплавления более древних



Рис. 126. Граниты Корнваллиса и их контактные поля.

гранитов или выборочного переплавления других пород. Этот взгляд нашел себе наиболее яркое выражение в одной из последних работ Эскола (91). Исходя из того, что гранитная эвтектика является наиболее легкоплавкой силикатной системой, он считает, что многие граниты (не отрицая существования первичных гранитов, происшедшие непосредственно из кислой магмы) получились путем выборочного плавления и последующего тектонического отжимания этого расплава из любых пород, в которых есть кремнекислота и щелочи.

Это представление наталкивается на разные трудности (92); по-видимому наиболее естественно рассматривать граниты, вообще говоря (быть может, кроме некоторых исключительных случаев), как продукты непосредственной кристаллизации кислой магмы.

Контакты гранитов изучены сравнительно хорошо и являются прототипом контактов интрузивных пород вообще. Та часть боковой породы, на которой сказываются контактные действия, называется контактным полем (рис. 126). Спор о том, выражается ли контактное действие гранитов лишь в физическом процессе перекристаллизации без притока материала из гранита в окружающую его породу, или гранит действует и материально, т. е. дает приток

материала в метаморфизируемую им породу, в настоящее время следует считать не имеющим под собою почвы. Действительно, классический пример контактного изменения гранитами глинистых сланцев, «Steiger Schiefer» Розенбуша, на самом деле заключающийся лишь в физических явлениях перекристаллизации, был без достаточного основания распространительно истолкован в том смысле, что таковы вообще всегда все контакты гранитов. Однако контакты с известняками, в которых наблюдается замена кальцита

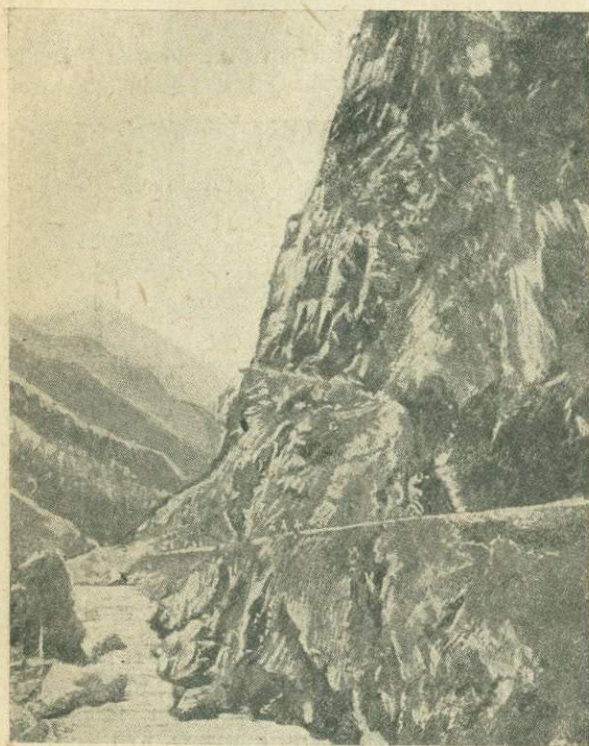


Рис. 127. Контакт гранита со сланцем (там, где стоят люди). Кассарское ущелье у ворот Зилин-Дуар (по Б. В. Волькену).

известковыми силикатами, образование в некоторых контактах аксинита, датолита, турмалина и топаза и некоторые другие аналогичные факты, наконец контакт - метаморфические рудные месторождения — с достаточной очевидностью говорят о существовании таких случаев контактных действий гранитов, когда гранит воздействует на метаморфизируемую им породу материально.

Контактные действия гранитов можно сгруппировать так: 1) физические (термальные) воздействия; 2) химические воздействия магматическими растворами и пневматолизом; 3) инъекция; 4) сплавление.

Физические воздействия выражаются в процессах термальной перекристаллизации за счет того материала, который уже имеется в метаморфизируемой породе: в глинистых сланцах получают роговиковые породы и пятнистые сланцы (Knotenschiefer, Fruchtschiefer, Garbenschiefer и т. п., см. рис. 128—130); в известняках — мраморы и отчасти известково-силикатные породы, так называемые *скарны*, в тех случаях, когда известняк содержал в своем составе кремнекислоту и глинозем, за счет которых и получились известковые силикаты.

Известково-силикатные контактные породы, известные под старым шведским названием «скарн», отличаются некоторым разно-

образием минералогического состава: наиболее обычной комбинацией является авгито-гранатовый скарн (известковый гранат, гроссуляр или андрадит); далее встречаются везувиан, скаполит, волластонит и др. Перенос щелочей, в особенности натрия и отчасти глинозема, ведет к фельдшпатизации, по преимуществу к альбитизации, как это будет указано в главе об основных породах. Резко пневматолитические процессы выражаются в переносе фтористых, борных, хлористых, фосфорнокислых соединений с образованием топазовых, турмалиновых контактных пород (часто в песчаниках или кварцитах), в образовании аксинита, датолита, данбурита, в накоплении апатита, скаполита (в контактах с основными породами). Химические воздействия гранитов в контактах могут быть различного рода: во-первых, выделение кремнекислоты и кремнекислых растворов в виде выжимок из кристаллизующейся магмы как бы ее маточного рассола — это те случаи образования известково-силикатной породы, когда первоначальный известняк был чистым известняком без заметной или без достаточной примеси кремнезема и глинозема, и, во-вторых,

как уже указано, пневматолитическое — вынос фтористых и борных соединений, именно образование топазовой или турмалиновой породы в кварцитах, песчаниках и др., образование аксинита, датолита и т. п. Конкретные примеры таких силикатных скарнов, которые получились за счет чистых известняков, не содержащих кремнезема, т. е. конкретные иллюстра-

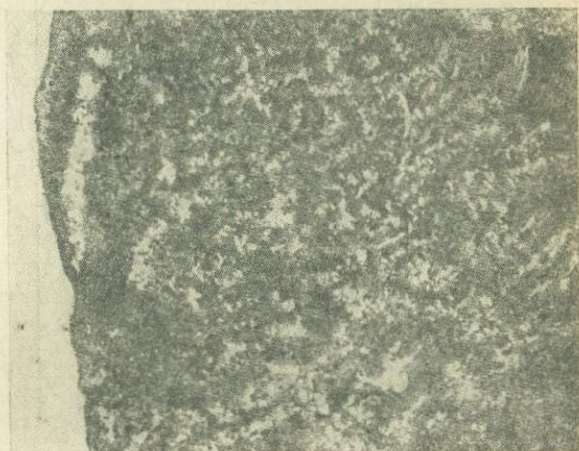


Рис. 128. Пятнистый контактный сланец. (Центр. Кавказ, ледник Дых-су (по Д. с. Белянкину).

ции привноса кремнезема из изверженной породы в известняки в процессе контакт-метаморфического скарнообразования, были даны Линдгреном (93) и Кемпом (94). Сюда же следует отнести образование контакт-метаморфических рудных месторождений, например магнитного железняка, оловянного камня, вольфрамита и др. Из вышеизложенного ясно вытекает, что контактные действия глубинных пород представляют значительное разнообразие в зависимости от того, ограничивается ли контактное воздействие лишь физическим процессом прогрева или же оно сопровождается переносом тех или иных веществ из изверженной породы в метаморфизируемую осадочную породу, т. е. химическим воздействием.

Существуют и тот и другой случаи: контакт-метаморфизм без привноса материала из изверженной породы в ту, которая метамор-

физируется (контактные роговики и пятнистые сланцы), или с более или менее значительным привнесом (скарны, топазирванные, аксинитизированные и т. п. породы и контактные рудные месторождения).

Термальный контакт-метаморфизм предполагает значительное и продолжительное прогревание метаморфизируемых пород. Вследствие плохой теплопроводности каменные массы, конечно, медленно прогреваются, но зато и медленно охлаждаются, долго сохраняя полученное ими тепло. Нам трудно с уверенностью судить о температурных условиях контактных зон. Принимая, однако, во внимание некоторые подсчеты (Ингерзоль и Цобель), правда, с неизбежными допущениями для исходных температур, мы имеем основание ду-



Рис. 129. Альбитовый роговик с Султан-Уиздага. Микроструктура (по И. А. Преображенскому).

мать, что температурный эффект должен быть значительным по своей продолжительности; есть основание считать, что при исходной температуре в 1000° еще через несколько тысячелетий может сохраниться температура в несколько сот градусов на расстоянии до километра от самого контакта. Значительные размеры некоторых контактных полей говорят за то, что термальное воздействие распространялось на значительное расстояние от контактной поверхности, чем глубинные контакты существенно отличаются от контактов эффузивных пород: там быстрое и очень значительное нагревание и быстрое затем охлаждение не только теплопроводностью, но и лучеиспусканием, действием воды и атмосферы. Поэтому результатом глубинного термального контакт-метаморфизма является перекристаллизация — медленный процесс, а результатом лавового термального воздействия — обжиг и частичное плавление, т. е. быстропотекающий процесс. Характер контакт-метаморфического действия, которое производит та или иная интрузивная порода или одна и та же порода, в разных случаях определяется температурой магмы и ее летучими компонентами. Так, например, Гроут отмечает, что магма габбро горячее гранитной магмы, а эта последняя богаче летучими компонентами, и соответственно в Миннесоте габбро превращает глинистые сланцы в роговики, а гранит — в биотитовые сланцы (95).

В связи с контакт-метаморфическими явлениями следует вспомнить и группу так называемых «горелых пород». Это породы, метаморфизованные действием высокой температуры при подземных каменноугольных пожарах. Они возникают за счет обжигания лежащих вблизи горящего пласта угля пород, как кровли и почвы, так и аллювиального наноса. Степень обжига породы бывает различной: в одних из них обжиг сказывается только в изменении окраски, большею частью в красный цвет, другие спекаются слегка, образуя черепкообразные породы; третьи переплавляются, образуя с обломками окружающих пород род брекчии. Макроскопически последние обычно темные, пузыристые, похожие на лаву, брекчии. Под микроскопом при сильных увеличениях обнаруживается своеобразный минералогический состав их, близкий скорее всего к составу искусственных пород, например динаса. Наиболее обычны из встречающихся здесь новообразованных минералов следующие: тридимит, кристобалит, муллит, кордиерит, плагиоклазы (преимущественно основные), пироксены, фаялит, шпинель и рудные минералы. В породах попадаются вторичные: вивианит и хлориты. Среди рудных образований наиболее часты магнетит и гематит; встречаются также рабдит (фосфорное железо) и металлическое железо. Из месторождений горелых пород в СССР наиболее подробно исследованы породы Кузнецкого бассейна (96).

Инъекция совершается или в грубом виде по возникающим в метаморфизируемой породе трещинам или в виде тонких прожилков и прослоев по плоскостям наслоения или сланцеватости — то, что французы называют *injection lit par lit*: таким образом совершаются фельдшпатизация или гранитизация (впервые отмеченная в Бретани Барруа) глинистых или слюдяных сланцев и превращение их в гнейсы. Для такой инъекции требуется большая жидкоплавкость гранитовой магмы, очевидно достигаемая той примесью летучих веществ — минерализаторов, которая значительно понижает и вязкость и температуру плавления гранитовой магмы. Таким образом отчасти образуются породы того типа, которые Зедергольм называет *мигматитами*, в частности артеритами. Инъекционный метаморфизм говорит о значительной жидкоплавкости глубинной гранитной магмы, богатой летучими компонентами. Но даже и гранит, лишенный уже летучих компонентов гранитной магмы, отнюдь не является очень тугоплавким. Прежде ошибочно считали, что кис-



Рис. 130 Контактный роговик с корундом. Центральный Кавказ, Генал-Дон (по Д. С. Белянкину).

лые породы более тугоплавки, чем основные. Непосредственные измерения показали, однако, обратное: гранит плавится легче габбро и базальта. Граниты кристаллизуются при температуре около 1000°, а пегматиты около 600°.

Материальное воздействие интрузивной породы на осадочную (или другую изверженную) породу в процессе контакт-метаморфизма совершается не только путем переноса тех или иных составных частей гидротермальными выжимками из магмы или газообразными соединениями (т. е. пневматолитическим путем), но и переносом в твердом состоянии при посредстве процессов диффузии. Диффузия в твердом состоянии была установлена Робертс-Остином (Roberts-Austin) для металлов. Белянкин (97) констатировал ее (перенос железа, марганца и титана) в кладке стекольных печей и сопоставил это явление с контакт-метаморфизмом. На диффузию в твердом состоянии, как на фактор термального контакт-метаморфизма, недавно указал также и Адамс (98). Диффузия в твердом состоянии, спекание и реакции в твердом состоянии — явления одного порядка (см. стр. 459).

Наконец относительно *сплавления* следует сказать, что это вопрос более сложный и более спорный, чем все предыдущие случаи контактного метаморфизма. Французские исследователи признают непосредственное сплавление гранита с окружающими породами с частичной ассимиляцией вплавленной породы, ведущей к образованию более основной краевой фации; таковы, например, контакты пиренейских гранитов, описанные Лакруа. Эрдмансдёрфер допускает это сплавление в Пиренеях, но ограничивает его очень узкой зоной. Однако такой процесс признается не всеми авторами. Следует упомянуть еще и о механических контактных воздействиях, выражающихся в растрескивании сланцевой, песчаниковой и тому подобной кровли и боков лакколитовой оболочки с образованием более или менее значительного количества отторженцев, которые падают в гранитную магму, отчасти в ней растворяются и ассимилируются, отчасти остаются в виде ксенолитов, иногда очень многочисленных (см. рис. 26). Та зона гранита, которая особенно богата этими ксенолитами, соответствует тому, что Дэли в таких случаях называет *Shutterzone*. Повидимому примером такой зоны раздробления может служить та часть кассарского гранита по Военно-осетинской дороге, севернее урочища св. Николая, которая изобилует включениями сланца. Эта южная окраина Ардонского гранитного массива в Кассарском ущелье представляет своеобразную картину смеси гранита со сланцем: пестрая смесь гранита с кусками и участками сланца самой разнообразной формы и величины, так что трудно сказать, которая из двух составных частей этой гранито-сланцевой смеси преобладает. Представляет ли эта смесь зону инъекционного метаморфизма? Является ли она результатом краевой ассимиляции сланца гранитом или своего рода эруптивной брекчией (см. рис. 27), соответствует ли она так называемой *Shutterzone* в процессе магматического обрушения кровли, согласно Дэли? Чтобы высказаться за то или другое из двух предположений, необходимо произвести на месте дополнительные детальные исследования.

Интересный пример гранитного батолита, восточная окраина которого переполнена обломками роговообманкового сланца, описан Кроссом из Анимас-Каньона в Колорадо.

Этот тип контактов является проявлением не только *экзоморфного*, но и *эндоморфного* контакт-метаморфизма: под влиянием ассимилированных масс гранит в наружной фации делается более основным, переходит в гранодиорит, адамеллит, даже, по Лакруа, в диорит или габбро. Другое эндоморфное контактное изменение гранита заключается в уменьшении крупности зерна в наружной зоне гранитового лакколита. Наконец крайним типом является переход в кварцевый порфир в верхних частях гранитовых массивов, как это указывает Зедергольм для некоторых финляндских гранитов.

Контактные действия всех глубинных пород в общем аналогичны гранитным контактам; однако у габбровых пород, как будет указано ниже, наблюдаются и своеобразные контакты в виде так называемых адиолов и спилзитов. Различия между контактными действиями кислых и основных пород зависят от различной температуры, характера и количества летучих составных частей: гранитовая магма обладает более низкой температурой и большим количеством воды, чем магма габбро; среди летучих составных частей кислой магмы большую роль играют фтор и бор, а в основной магме — хлор.

Контактные роговики не обнаруживают никаких признаков плавления; по химическому составу они не отличаются от тех сланцев, из которых произошли, не считая потери воды и органического вещества, а также изменений в окислах железа, т. е. изменений, которые вызываются исключительно термальным воздействием, но не связаны с притоком флюидного, жидкого или газообразного материала из изверженной породы, как это имеет место в других типах контакт-метаморфизма. Поэтому мы имеем достаточно оснований считать контактные роговики исключительно результатом перекристаллизации в твердом состоянии. Применяя к этому процессу перекристаллизации правило фаз и законы образования двойных солей, Гольдшмидт (99) показал, какие минеральные комбинации могут получаться в контактных роговиках в виде устойчивых равновесных систем в случае образования роговиков из глинистых сланцев, мергелей или других осадочных пород.

Правило фаз было сформулировано им в упрощенном виде, как «минералогическое правило фаз» в таком виде: «Из n компонентов могут (при произвольном давлении и температуре) устойчиво совместно существовать не более n минералов. Так, например, из компонентов Al_2O_3 и SiO_2 могут получиться три минерала (считая все три модификации $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ за одно соединение), но из них устойчиво совместно могут существовать только два. Из компонентов $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ могут получиться 10 разных минералов (не считая полиморфных модификаций), но из них могут совместно устойчиво существовать только отдельные группы из трех минералов и т. д.

Все роговики были подразделены Гольдшмидтом по возрастающему содержанию в них извести на десять классов, начиная с андалузито-кордиеритового роговика через плагиоклазо-пироксеновые

и кончая гроссуляро-диопсидовым, причем подробно рассмотрено, какие минеральные комбинации возможны и какие невозможны.

Контактные роговики всегда являются полнокристаллическими образованиями той своеобразной мелкокристаллической структуры, которая носит название *роговиковой*; по минералогическому составу и по химическому типу они представляют системы, не встречающиеся и невозможные в изверженных породах, и в этом отношении примыкают всецело к кристаллическим сланцам. Так как кристаллические сланцы являются продуктами перекристаллизации в твердом состоянии тех или иных осадочных пород без изменения их химического состава, к ним можно применить ту же классификацию минеральных ассоциаций, которая была приложена Гольдшмидтом к контактными роговикам, как это и было сделано с некоторыми видоизменениями и дополнениями Ниггли и Эскола.

Нижеследующие примеры химического состава контактных роговиков могут служить иллюстрацией их особого по сравнению с изверженными породами состава.

Химический состав контактных роговиков из южной Норвегии

	1	2	3	Примечания
SiO ₂	62,80 ^{0/0}	52,51	47,93	
TiO ₂	1,36	—	0,76	
Al ₂ O ₃	19,74	20,64	20,34	
Fe ₂ O ₃	—	10,00	4,35	
FeO	1,98	0,92	8,63	
MnO	0,02	—	0,13	
MgO	1,34	2,91	5,58	
CaO	0,87	3,55	1,64	
Na ₂ O	1,22	3,79	4,70	
K ₂ O	6,55	3,05	4,88	
P ₂ O ₅	0,60	—	—	
S	0,52	—	—	
H ₂ O	2,71	2,60	0,72	
RO : SiO ₂	0,77 : 5,40	0,92 : 3,4	1 : 2,2	Среди изверженных пород не имеется представителей с такой химической характеристикой.
R ₂ O : RO	1,4 : 1	1 : 1,5	1,84 : 3,82	
α	2,24	1,68	1,45	

1. Роговик 1-го класса, андалузит-кордиеритовый (Гольдшмидт).—2. Роговик 2-го класса, плагиоклазово-андалузит-роговообманковый (Гольдшмидт).—3. Роговик 3-го класса, плагиоклазово-биотитовый (Гольдшмидт).

По Гольдшмидту контактный метаморфизм совершается до затвердевания изверженной породы. Температура, при которой происходит контактное изменение, около 1000°, на что между прочим указывает факт нахождения в контактных породах настоящего волластонита, а не псевдоволластонита, который образуется при 1150°.

Там, где внутренняя контактная зона содержит пироксен, а наружная — амфибол, температурный предел лежит приблизительно около 550° (это температура превращения амфибола в пироксен). Для суждения о температуре, при которой совершается контактный метаморфизм, имеет значение также отсутствие тридимита (температура превращения кремниеслоты в тридимит 870°); но здесь

надо принять во внимание давление и тот факт, что тридимит может образоваться в условиях метастабильных и при других температурах.

Кроме модификаций кристаллической кремнекислоты и волластонита, для суждения о температуре, при которой совершался контактный метаморфизм, может также служить существование в контактной породе несплавленных силикатов, температуры плавления которых известны.

Французские авторы различают в контактном метаморфизме с притоком материала из изверженной породы два процесса: про-

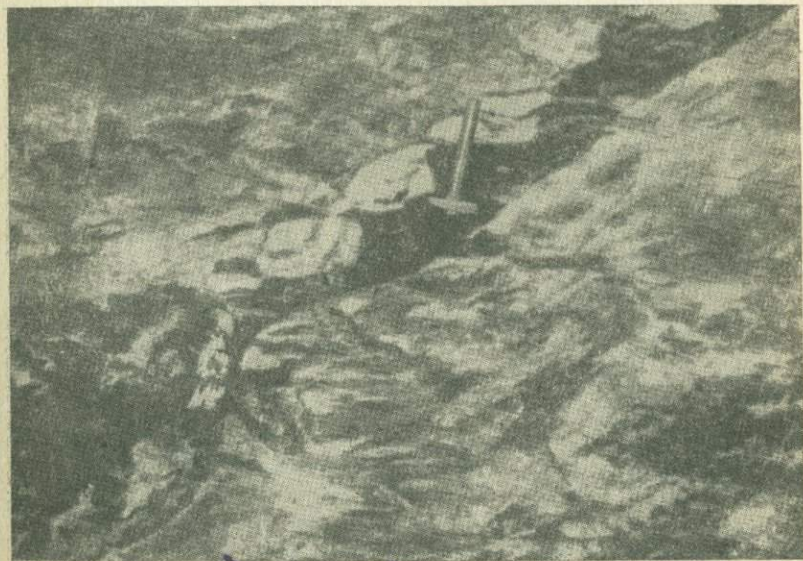


Рис. 131. Кварцевая жила, пересекающая пегматит (Гластонбери в Коннектикуте). Большие кристаллы полевого шпата вдаются в кварц — темная часть, на которой лежит молоток (по Бастину).

никание газообразных веществ или горячих жидких растворов (imbibition) и непосредственное проникание расплавленного вещества (injection).

Метаморфизирующее действие, производимое глубинными массивами, различно в зависимости от глубины. Так, Барруа указывает, что различные граниты Бретани, происходящие из одного магматического бассейна, производят различное действие на окружающие породы. В то время как более глубокий гранитный массив производит в окружающих породах значительную гранитизацию, ведущую к образованию гнейсов, другие гранитные массивы, залегающие выше, производят лишь контактные действия термального характера (перекристаллизацию) без притока материала в окружающую среду, т. е. дают обыкновенные контактные роговики.

До известной степени к контактным действиям пневматолитического характера примыкают *пегматитовые жилы*, связанные по пре-

имуществу с гранитами, нефелиновыми сиенитами и нек. др. (рис. 131 и 132). Минеральные комплексы пегматитовых жил отличаются некоторыми структурными особенностями, как, например, чрезвычайная крупность зерна («гигантоплазматическая структура»), симплектические прорастания, и особенностями состава, выражающимися как в своеобразии комбинаций, так и в присутствии редких минералов (минералы с редкими землями, с бором, фтором и т. п.). По своему происхождению пегматитовые жилы тесно связаны с магмой, но являются результатом смешанного магматически-пневматолитического или даже магматически-гидротермального процесса, промежуточного между собственно магматическим застыванием и апомагматическими гидротермальными отложениями. Между этими фазами полного магматического цикла — магматическое за-

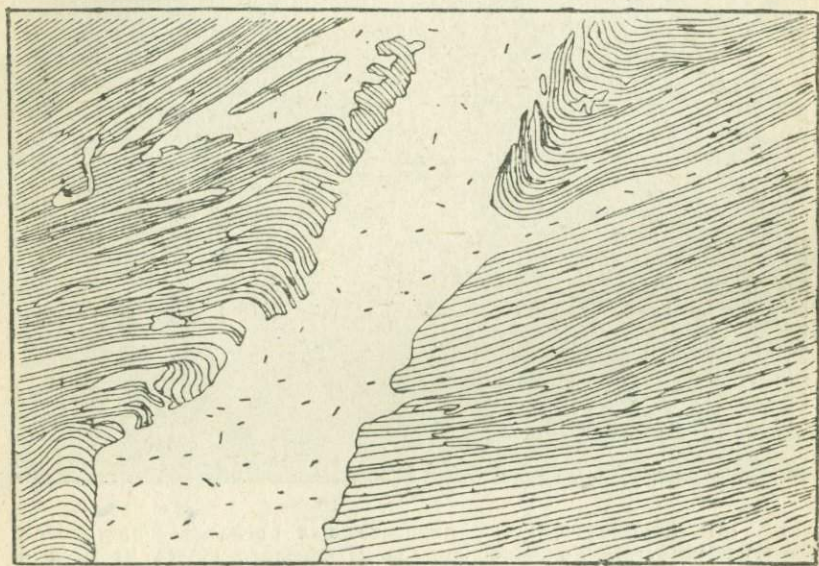


Рис. 132. Разветвления пегматитовой жилы в гнейсе Лауфенбурга в Швейцарии (по Ниггли).

стывание, пневматолитиз, пегматитовые образования и гидротермальные отложения — наблюдается постепенный переход; они образуют различные звенья одного общего процесса застывания магмы, характеризующиеся различной температурой и различным количеством летучих веществ, а выделение последних, или, как говорит Ниггли, их дестилляция, происходит постепенно и, быть может, непрерывно.

Способность пегматитовых образований проникать в горные породы (как в гранит, так и в боковую породу) тончайшими жилками и сложной сетью жил и прожилков говорит о значительной их флюидности. Большое разнообразие минералов, в составе которых фтор или бор играют более или менее существенную роль, служит характерным показателем пневматолитического происхождения этих жил, важного значения фтористых и борных выделений, сопрово-

ждающих кристаллизацию кислой и средней глубинных магм. Достаточно, чтобы в этом убедиться, следующего перечня.

Минералы пегматитовых жил, содержащие фтор: розенбушит — 5,83%, ловенит — 3,82%, вёлерит — 2,98%, хиордалит — 5,83%, мозандрит — 2,06%, ионструпит — 5,98%, пирохлор — около 4%, меланоцерит — 5,78%, плавиковый шпат — 48,72%, турмалин — ок. 0,75%.

Минералы пегматитовых жил, содержащие бор: меланоцерит — 3,19%, гомилит — 16,51%, турмалин — около 9%, датолит — 21,85%, норденшельдин — 25,33%, гамбергит — 37,16%.

К этим двум группам минералов пегматитовых жил следует еще присоединить минералы, содержащие хлор — содалитовая группа, а также соединения сернистые (MoS_2 , FeS_2 , ZnS , PbS , медный колчедан и др.).



Рис. 133. Жила апфита в граните. Кассарское ущелье. Центральный Кавказ (по Б. В. Волькену).

Примерами разнообразных и интересных по своему составу пегматитовых жил являются жилы окрестностей Осло, Ильменских гор, Мадагаскара, Гренландии, Хибинских гор, Забайкалья и Прибайкалья.

Пегматитовые образования, связанные с гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, отличаются большим разнообразием.

Вернадский различает три типа пегматитовых гранитных жил: *забайкальский* с Li, Cs, Rb, Tl, Be, P, F (фторапатиты, бериллы, турмалины, топазы, литиевые слюды); *прибайкальский* с Ta, Nb, Zr, Th, P, F, Si, Y₂ (ортиты, гадолиниты, колумбиты, ураниниты, монациты, ториты, цирконы); *адунчилонский* с W, Sn, F, Mo, Li, Bi, Al, Be (оловянный камень, шеелит, вольфрамит, висмут, топаз, берилл, литиевая слюда).

Лакруа установил для Мадагаскара следующую группировку:

I. Щелочные пегматиты, содержащие исключительно или по преимуществу щелочные полевые шпаты; они подразделяются на: 1) микроклиновые пегматиты, которые в свою очередь распадаются на *кашевые* и *натро-литиевые*, и 2) ортоклазовые.

II. Известково-щелочные пегматиты, содержащие не только щелочные полевые шпаты, но и известково-натриевый (от олигоклаза до андезина); они распадаются на пегматиты гранитовые и диоритовые.

Пегматиты могут иметь состав материнской породы или отличный от нее и представляют, вообще говоря, большое разнообразие, которое возрастает по мере того, как мы углубляемся в изучение пегматитов; Ниггли различает до 20 типов, а Ферсман, в последнее время уделивший большое внимание пегматитам, дает уже 35 типов для гранитовых пегматитов. Кроме чистых пегматитов, Ферсман различает еще мигматитовые и контактовые пегматиты. Особенно интересны эти последние: в них проявляется зависимость состава пегматитов от боковых пород, в которых они проходят (100).



Рис. 134. Аплиты по верхнему течению р. Зеи у Бампака.

Фото Н. И. Прохорова.

О температурных условиях кристаллизации пегматитов можно судить между прочим и по тому обстоятельству, что там наблюдается то α -, то β -модификация кварца; это дает нам верхнюю температурную границу для пегматитов примерно около 575° ; нижняя температурная граница, быть может, определяется критической температурой воды, т. е. температурой, ниже которой апомагматический раствор превращается уже в гидротермальный (сначала пневматолитически-гидротермальный). Связывая эти три фазы остывания сложной глубинной магмы, в особенности гранитовой и ее производных, мы получаем три главные фазы застывания магм: собственно магматическую, пегматитовую (магматически-пневматолитическую) и гидротермальную. Следовательно, учитывая и разные промежуточные звенья и дальнейшее охлаждение до точки кипения воды и ниже, мы получаем непрерывный ряд продуктов кристаллизации магмы, начиная с собственно магматиче-

ских высокотемпературных и кончая обычными гидротермальными и низкотемпературными гидрохимическими.

В последнее время пегматиты были проработаны акад. А. Е. Ферсманом с точки зрения физико-химических идей Ниггли и Фогта, причем в основу его анализа положена попытка систематизировать все наши сведения о пегматитах на основе единой схемы. Основные результаты этой работы А. Е. Ферсман любезно изложил в нижеследующих строках:

«Пегматитовый процесс представляет в общем замкнутый процесс, связанный с охлаждением магматического остатка, состоящего из труднолетучей части и некоторого количества летучих компонентов, не удалившихся при высоких температурах в дистиллят (образующий по охлаждении пневматолиты). Охлаждение этого остатка идет по определенным кристаллизационным путям, гораздо более определенным, чем это принято думать, так как три основных фактора — температура, давление и концентрация — в общем довольно определены: давление мало влияет на ход процесса вообще, концентрация для данного типа породы в основных своих чертах постоянна, а температура является основной переменной, меняющейся в ходе остывания всякого пегматитового процесса (в пределах 700—650°).

«Для сведения в единую схему всех пегматитов определенного магматического типа мною предложено установить общую геохимическую схему, разделяя весь период охлаждения прежде всего на три физико-химических этапа: магматический, пневматолитический и гидротермальный, причем границы между этими тремя этапами намечаются двумя критическими точками: верхнюю — Q и нижнюю — P ; эти точки отделяют трехфазовые системы от средней — двухфазовой — флюидно-пневматолитической. Дальнейший анализ этих этапов позволяет подразделить их на следующие фазы: магматическую A , эпимагматическую B и пегматитовую C , отвечающие в первом этапе трем стадиям процесса кристаллизации из магматического расплава и заканчивающиеся эвтектоидной (котектической) одновременной кристаллизацией основных веществ расплава. Далее, следующий флюидный этап делится на четыре фазы, из которых две первые можно назвать пегматоидными ($D—E$), а следующие две ($F—G$) — надкритическими; далее, ниже критической точки воды начинаются фазы гидротермальные ($H—I—K$) и наконец фаза гипергенная (L), связанная с воздействием поверхностных процессов.

«Градуировка этих фаз для гранитного процесса облегчается изучением точки перехода α - и β -кварца, которая в общем практически отвечает точке Q и может быть принята условно в 600°; вторая точка P отвечает очевидно температуре порядка 375—400°. Для пегматитовых расплавов других магм температура точки Q иная: в случае нефелиново-сиенитовых магм — много ниже, для основных магм — выше.

«Вся совокупность минералов, известных в группе пегматитов определенных магм, распределяется закономерно в указанной схеме, благодаря чему получается некоторый естественный ряд минералов, причем определенным фазам, оказывается, отвечает с достаточной

точностью определенный комплекс выпадающих при них минералов (данного магматического остатка).

«Таким образом намечается естественная классификация пегматитов, причем отдельные типы представляют не самостоятельные продукты какой-либо дифференциации магматического остатка, а лишь более определенно выраженные комплексы отдельных фаз.

«Согласно с этим в последовательности понижения температуры, например для гранитных пегматитов, устанавливаются следующие типы:

1. Пегматиты гранатовые, ортитовые и монацитовые.
2. " с ураном, ниобием, танталом и редкими землями.
3. " шерловы и мусковитовые.
4. " берилловые и топазовые.
5. " литиевые
6. " с фосфатами лития, железа, кальция и марганца.
7. " криолитовые.
8. " флюокарбонатные.
9. " сульфидные.
10. " цеолитные.

«Несколько таких же типов устанавливается и для обоих рядов пегматитов миаскитовой и агпайтовой¹ магмы, для сиенитовых и основных пород, причем интересным является то, что пегматиты щелочных гранитов и сиенитов довольно резко отличаются от пегматитов нормальной гранодиоритовой магмы и могут сравниться лишь с пегматитами нефелиновых пород. Воздействие стенок боковых пород видоизменяет породу пегматитов, и их чистая линия сменяется линией скрещения или мигматизации, приводя к новым равновесным системам.

«Благодаря замкнутому характеру остаточного пегматитового процесса его минералы количественно и качественно подчиняются минералогическому правилу фаз В. М. Гольдшмидта и закону двойных соединений Вант-Гоффа. Характерными чертами геохимии гранитных пегматитов является преобладание в них нечетных элементов, нечетной валентности окислов и нечетных осей симметрии (L_3) в кристаллических решетках.

«Анализ пегматитов позволяет таким образом связать весь комплекс свойственных им минералов в единый общий закономерный процесс и этим путем дать не только выводы большого теоретического значения, но и наметить ряд практических выводов».

Мелкозернистая *лейкократовая* фация гранитов, состоящая преимущественно из полевых шпатов и кварца, носит название *аплитов*. Структура аплитовая мелкозернистая без существенного различия в идиоморфизме отдельных составных частей; Розенбуш называет ее паналлотриоморфной (т. е. вполне аллотриоморфной); некоторые авторы, наоборот, обозначают ее термином панидиоморфной; говорят также и просто об аплитовой структуре. Сюда относятся кварцевые бостониты, тордриллиты, лестиварит, альсбахит и некоторые другие. Эти аплиты часто более кислы, чем сами граниты, образуют или местную фацию в самом граните или являются в виде само-

¹ Гренландские нефелиновые сиениты.

стоятельных жил (рис. 133—135). Аплитовая фация существует и в других группах глубинных пород (сиенитах, нефелиновых сиенитах и др.).

Граниты заключают иногда *меланократовые выделения* самой разнообразной величины и формы. Эти выделения всегда мелкозернисты и по внешнему виду похожи на минеттовые или лампрофировые породы. Таковы, например, выделения в граните Бавено на Лаго-Маджоре, которые соответствуют мелкозернистой минетте.



Рис. 135. Рассланцованные аплитовые жилы в граните. Сен-Готардская дорога в Швейцарии (по Ниггли).

Другой пример представляют выделения в граните Тумагор-Кая (бассейн Терека в центральном Кавказе), имеющие состав роговообманкового микрогаббро. В южнорусском граните Тарасенко описывает мелкозернистые меланократовые выделения. На Северном Кавказе в кистинском тоналите меланократовые шпильры имеют состав биотито-роговообманкового грейзена, а в дарьяльском граните — лейкократового биотитового микро-сиенито-диорита.

Хорошим примером меланократовых выделений в гранитах могут служить уже упомянутые мелкозернистые красновато-бурые выделения в известном граните из Бавено на Лаго-Маджоре в северной Италии. Качественный минералогический состав самого гранита и этих включений одинаков, с той лишь разницей, что в граните плагиоклаз более кислый.¹ Но количественные отношения между

¹ В граните олигоклаз-андезин (№ 28—30), в меланократовых выделениях андезин (№ 41—42).

составными частями сильно разнятся, как видно из следующего сопоставления.

	Меланократовые выделения %	Гранит %
Кварц	22,1	32,5
Альбит } Плаггиоклаз	{ 29,0 } 50,2	{ 27,4 } 38,6
Анортит }	{ 21,2 }	{ 11,2 }
Ортоклаз	1,8	20,0
Биотит	25,9	8,9

Сопоставление химических анализов показывает, что меланократовые выделения значительно беднее кремнекислотой, несколько беднее калием, но зато богаче магниезией, известью, окислами железа и глиноземом, как показывают ниже следующие анализы Б. В. Волькенау; по своему химическому типу меланократовые выделения соответствуют кварцевому габбро.

	Гранит %	Меланократовые выделения %
SiO ₂	71,15	60,49
Al ₂ O ₃	13,66	16,06
Fe ₂ O ₃	1,33	1,31
FeO	1,35	5,00
MgO	0,61	3,21
CaO	2,24	4,96
Na ₂ O	4,02	3,41
K ₂ O	3,08	3,51
Потеря при прокалив.	0,85	1,48
Сумма	98,29	99,43

Вторичные изменения гранитов выражаются в динамометаморфных его изменениях, в явлениях физического и химического его выветривания.

Динамометаморфизм в своей начальной стадии сказывается в виде волнистого погасания кварца, затем наступает изогнутие слюды и даже полевых шпатов, далее частичное, а затем и полное раздробление, так называемая катакластическая структура; такие граниты с катакластической структурой называются прессованными гранитами.

Процессы выветривания гранитов сводятся к трем различным случаям: физической дезинтеграции, каолинизации и латеритизации.

Физическая дезинтеграция в чистом виде (рис. 136 и 137) характеризует высокогорную область и пустыню, отчасти и полярные страны; в других климатических условиях она сопровождается более или менее заметной каолинизацией.

Латеритизация присуща тропическому поясу, богатому атмосферными осадками; она может сопровождаться и физическим распадом или же совершается при условии сохранения гранитового сложения и цельности латеритизированного массива.

Наибольшим распространением пользуется процесс каолинизации ортоклаза гранита; так называемые *пеликанитовые граниты* южно-русской кристаллической полосы с опалообразным продуктом изменения, получившим название пеликанита, представляют пример каолинизации, сопровождаемой накоплением опала (пеликанит — смесь каолина с опалом).

Граниты представляют *прекрасный строительный материал*, обладающий высокими качествами с точки зрения сопротивления выветриванию. Его отличают прочность, высокое сопротивление сжатию и раздавливанию и высокая климатическая стойкость. Соб-

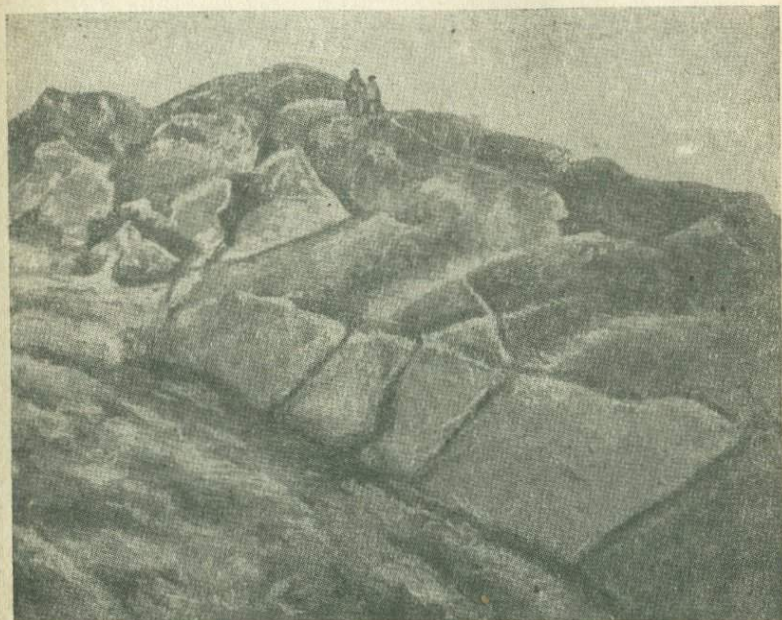


Рис. 136. Матрацевидная отдельность в щелочном граните. Урма Варака на Кольском полуострове.

Фото Б. М. Куплетского.

ственно говоря, гранит представляет настолько высокосортный строительный материал, что, если нет явных признаков выветрелости или трещиноватости, всякий гранит может быть применен в качестве строительного материала без всяких предварительных испытаний. Тем не менее как в составе, так и в структуре гранитов можно подметить такие особенности, которые определяют большую или меньшую его прочность и пригодность. Прежде всего следует отметить, что мелкозернистым и среднезернистым гранитам приходится отдавать предпочтение перед крупнозернистыми, равномернозернистым перед порфировидными или обнаруживающими наклонность к плоскопараллельному гнейсовидному строению, особенно если гранит предполагается применить для скульптурных целей. Далее толстопластовая или кружная параллелепipedальная отдельность

необходима там, где предполагается добывать крупные монолиты для обелисков, колонн и т. п. Сфероидальная и неправильно-полиэдрическая отдельности значительно понижают строительные качества гранита.

Признаками, определяющими *прочность гранита*, являются: свежесть полевого шпата (что особенно важно при порфиоровидном сложении), высокое содержание кварца, незначительное содержание слюды, отсутствие пирита. Наоборот, присутствие более или менее видоизмененных полевых шпатов или их трещиноватость, незначительное содержание кварца, высокое содержание слюды и

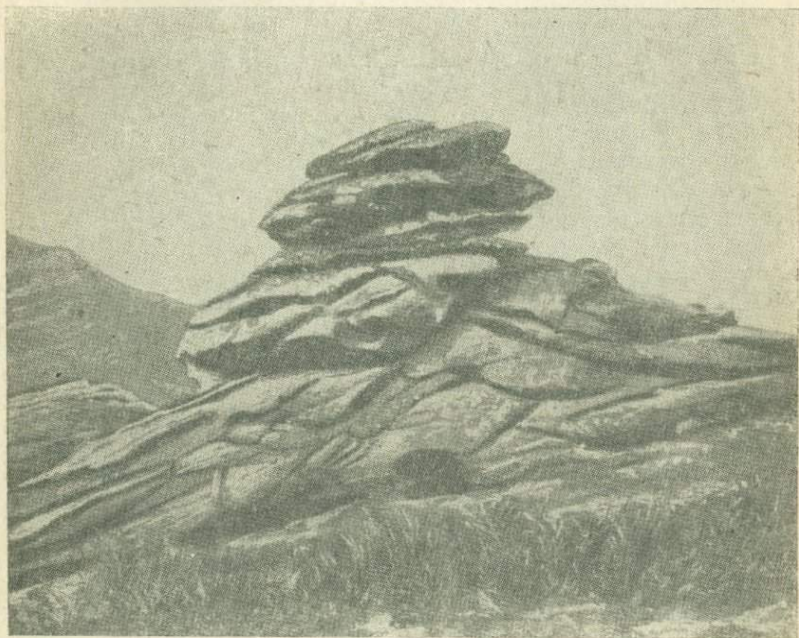


Рис. 137. Граниты окрестностей Кольванского озера. Западный Алтай.

серный колчедан являются признаками неблагоприятными, значительно понижающими качество гранита и способными даже заставить от него отказаться. В структурном отношении, кроме уже указанного, имеет значение такое расположение кварца, при котором отдельные его зерна между собою соединяются, образуя как бы общий остов породы, так называемое *базальное*, или *синдетическое*, его расположение, согласно Гиршвальду, в отличие от так называемого *диспергентного* его расположения, когда отдельные зерна кварца лежат изолированно среди других составных частей. Наоборот, для слюды важно именно диспергентное ее расположение и вредно скопление ее отдельными участками или прослоями. Само собою разумеется, что даже слабые признаки динамометаморфизма понижают прочность гранита, а более или менее значительно выраженная катакластическая структура может сделать породу негодной для ответственных частей сооружений.

Обладая большой климатической стойкостью и механической прочностью, гранит менее удовлетворителен с точки зрения огнестойкости, так как при внезапных резких колебаниях температуры часто растрескивается.

Сопротивление сжатию в среднем колеблется около 1500 кг на см².

По величине этого коэффициента можно разбить граниты на несколько групп:

очень прочные: 2300—3700

прочные: 1600—2200

средние: 1000—1500

слабые: 600—900

Твердость гранитов, от которых зависит их изнашиваемость, равна 3—7% (для наиболее твердых 7—8%) от твердости корунда.

Итак, благоприятными признаками прочности гранитов являются: свежесть полевого шпата, сравнительно незначительное содержание слюды, высокое содержание кварца, отсутствие серного колчедана, равномернозернистое, мелкокристаллическое или среднезернистое сложение, синтетическое расположение кварца, редкое расположение трещин параллелепипедальной отдельности. Наоборот, неблагоприятны: выветрелость полевого шпата, значительное содержание слюды и невысокое содержание кварца, диспергентное его расположение, крупнозернистое или грубопорфировидное сложение, присутствие более или менее заметного содержания пирита, шаровая или неправильно-полиэдрическая отдельность.

Граниты являются наиболее распространенными интрузивными породами. Как показывает нижеследующая таблица Фогта, все остальные интрузивные породы, вместе взятые, не превышают количества гранитов, а скорее даже уступают ему.

Количественные соотношения глубинных пород по Фогту (101)

Название пород	Два варианта	
	%	
Граниты	50	60
Кварцевые монцониты, гранодиориты	10	9
Кварцевые диориты и диориты	8	6
Габбро	18	15
Анортозиты	4	3
Пироксениты и перидотиты . . .	1/2	1/4
Нордмаркиты и пуласкиты . . .	1	1
Сиениты	3	2
Монцониты	4	3
Нифелиновые сиениты	1	1/2
Эссекситы и пр.	1/2	1/4

Граниты пользуются чрезвычайно широким распространением в значительных областях докембрийских отложений и в интрузивных ядрах более или менее сильно денудированных складчатых гор. В Европе они встречаются в Скандинавии, Финляндии, Великобритании, Бретани, Нормандии и так называемом Центральном плато во Франции, в Вогезах, Шварцвальде, Гарце, Тюрингии, Саксонии, в Альпах, Пиренеях, Карпатах, в Чешских горах и т. д. Многочисленны области гранитов в Америке: Канада, разные области США, Бразилия, Анды и т. д. Чрезвычайно многочисленны граниты в Азии (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье, район реки Уссури, Гималаи и др.). В разных местах Африки, на Мадагаскаре, в Австралии также известны более или менее обширные массы гранитов. Таким образом можно сказать, что граниты являются космополитами в географическом, а также и в геологическом отношении, так как они встречаются не только в архейских образованиях, где главная область их распространения, но и в силурийских, и в каменноугольных, и в мезозойских, и даже в третичных.

Граниты играют видную роль среди интрузивных пород СССР и принимают существенное участие в геологическом строении некоторых его частей. По условиям залегания, возрасту и парагенетическим соотношениям наблюдается большое разнообразие не только между отдельными крупными районами, но и в пределах одного и того же района. В СССР, с точки зрения парагенезиса, заслуживают особого внимания те гранитные области или те массивы, в которых граниты ассоциируются с представителями габбро-перидотито-пироксенитовой и габбро-сиенитовой формации — северный и средний Урал и Киево-волинская часть Украинской ССР или со щелочными породами, нефелиновыми сиенитами и их спутниками — это в Европейской части СССР район Таганрога-Мариупольской плиты, Кольский полуостров, Ильменские горы на Урале, а в Азиатской части СССР — Туркестан, минусинский комплекс и многочисленные районы Сибири.

В Восточной Европе мы имеем четыре большие области распространения гранитов: 1) северную, включающую Финляндию, Мурман, Кольский полуостров, побережье Белого моря, северо-восточное побережье Онежского озера; 2) южную, охватывающую Винницкую, Киевскую, Харьковскую, Днепропетровскую, Одесскую, Сталинскую, Ворошиловградскую области и Бессарабию; 3) юго-восточную, обнимающую северный склон Кавказа; 4) восточную, в состав которой входит Урал.

В самых беглых чертах можно следующим образом охарактеризовать граниты некоторых областей СССР.

Гранитовые породы пользуются значительным распространением на северо-западе СССР, по побережью Белого моря и на Мурмане и оттуда спускаются на юго-восточный берег Онежского озера. Повидимому, это отчасти настоящие граниты, отчасти гранито-гнейсы из формации кристаллических сланцев. Восточный Мурманский берег сложен главным образом архейским гранитом, имеющим иногда гнейсовидную текстуру и состоящим из кварца, плагиоклаза (от альбита до олигоклаза), микроклина, биотита и других минералов, менее существенных. Этот гранит распадается

на две разновидности: красный и серый; из них первый кислее, богаче калием и отличается чрезвычайно обильным развитием вторичного микроклина. В граниты часто включены не вполне резорбированные обломки слюдяных и слюдяно-амфиболовых сланцев (или гнейсов). Гранит прорезан жилами диабазов и отчасти дунитов, а также включает жилы и шилы пегматита и кварца.

Граниты северо-восточного побережья *Онежского озера* изучены Белянкиным. Граниты образуют здесь, к северу от р. Волды, ряд массивов; там, где с ними соприкасаются габбро-диабазы, эти последние произвели в контакте частичное расплавление гранита и обогатились микропегматитом.

Граниты *центрального Кавказа* в последние годы привлекали к себе внимание многих петрографов и благодаря этому изучены сравнительно подробно. Являясь здесь доминирующим типом среди интрузивных образований, граниты, с одной стороны, входят в состав центральной оси хребта, с другой — образуют на северном склоне ряд отдельных массивов, более или менее определенно лакколитового типа. Эти лакколиты настолько разнятся между собою по химическому и в особенности по минералогическому составу, что определенно возникает представление о самостоятельности Дарьяльского, Урухского и некоторых других массивов. При более детальном исследовании обнаружилось вместе с тем, что некоторые из разобщенных на поверхности гранитных массивов, как Дарьяльский и Кассарский, настолько близки по составу, что приходится допустить общий для них магматический источник или, быть может, даже их подземное соединение. Более детальное исследование отдельных гранитных массивов показало также сложность строения некоторых из них: апофизы, аплиты, меланократовые выделения; то, что казалось одним лакколитом, распадается в некоторых случаях на два массива или даже больше; таков Дарьяльский раздвоенный массив, таков и Кассарский с отдельным маленьким массивчиком при входе в ущелье с южной стороны у урочища Бурон.

Из *гранитов и гранитоидов южных областей СССР* отметим киевские породы. В киевской гранитовой области рапакивиобразные гранитовые породы образуют три массива: 1) Корсунский, или Каневский, массив, в окрестностях местечка Корсуни Каневского района на берегах р. Роси и ее притоков; 2) Городищенский, или Черкасский, массив, в окрестностях местечка Городище Черкасского района на берегах р. Ольшанки; 3) Малинский, или Радомысльский, массив, в окрестностях местечка Малина Радомысльского района на берегах р. Ирши. Хотя между гранитами этих трех массивов и наблюдаются некоторые различия в структуре, минералогическом составе, в сопровождающих их породах, но химический состав их настолько близок, что их приходится считать продуктами кристаллизации одного общего магматического бассейна. Вместе с тем химический состав заставляет считать эти породы не за гранит в тесном смысле слова, а за адамеллит. На сходство этих пород с дацитовой магмой указывает и Лучицкий, но он тем не менее называет их гранитами. Принадлежность к адамеллитовому типу вытекает и из значительного содержания плагио-

клаза, которого обыкновенно не меньше, чем щелочного полевого шпата, а в некоторых случаях, по указанию Лучицкого, плагиоклаз составляет даже 43% всей породы. Адамеллитовый характер этих рапакиви еще более подчеркивается тем обстоятельством, что вместе с этим рапакиви, а отчасти в виде включений в нем, встречаются и настоящие граниты. С этой точки зрения самый термин «рапакиви» приобретает значение структурного термина: это овоидофировая гранитовая порода, безразлично, является ли она настоящим гранитом или гранитоидом. Каневский рапакиви занимает площадь в 75 км²; площадь выборгского рапакиви, по Зедергольму (102), составляет 12 000 км².

Граниты *Кривого Рога* являются характерными гранито-гнейсами.

Граниты и гранодиориты Сибири. В Сибири граниты пользуются значительным распространением на Алтае, в Саянах, в Яблоновом хребте, в Енисейском округе, в Прибайкалье и Забайкалье и т. д. Значительная часть этих гранитовых пород богата плагиоклазом и относится к адамеллитовому ряду.

Прибайкалье и Забайкалье представляют чрезвычайно важную и обширную область распространения кристаллических пород. В частности и граниты играют здесь существенную роль. Постройка Сибирской дороги дала толчок изучению этих пород, и в настоящее время мы имеем уже более или менее подробные данные о гранитовых породах Кругобайкальской и Западно-Амурской дороги, а также районов, тяготеющих к ним. В частности юго-западное Забайкалье, так называемая Селенгинская Даурия, было исследовано В. А. Обручевым, а собранные им породы были исследованы группой студентов под руководством Обручева и Гудкова.

В Селенгинской Даурии граниты и связанные с ними сиениты пользуются значительным распространением; обширный массив Цаган-Дабана представляет огромный, очень древний гранитный лакколлит; кроме того, выходы гранитов, обыкновенно уже связанных с кристаллическими сланцами, встречаются почти во всех хребтах Селенгинской Даурии.

Сибирские граниты, вообще говоря, натриевые: из 38 анализов 24 принадлежат натриевым и 14 калиевым.

Можно следовательно сказать, что в Восточной Сибири граниты почти исключительно натриевые, в Западной Сибири преобладают калиевые и кали-натриевые, в Селенгинской Даурии тех и других гранитов поровну.

В минералогическом отношении эти граниты представляют довольно большое разнообразие. Господствующими являются здесь микропертитовые и ортоклазо-плагиоклазовые граниты; им подчинены микроклиновые граниты, аплиты, пегматиты и аляскитовые породы; цветными составными частями являются биотит и роговая обманка; мусковит встречается редко, пироксены также; метаморфические явления выражаются в механических деформациях, в серицитизации, каолинизации и отчасти хлоритизации.

В северной части Сахалина, у м. Рымника, гранит (ортоклазо-микроклино-плагиоклазовый) образует прожилки в глинистом сланце; вкратце его описала В. М. Дервиз.

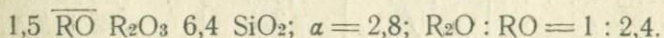
Кварцевые диориты

К гранитам тесно примыкают по структуре, по условиям залегания, по контактному действию кварцевые диориты. Отличительной их особенностью является полевошпатовая составная часть, принадлежащая к ряду кислых плагиоклазов, от андезина до олигоклаза. Часто к плагиоклазу примешивается в виде спорадической составной части ортоклаз, и таким образом через так называемые тоналиты и банатиты устанавливаются переходы к гранодиоритам, в состав которых ортоклаз и плагиоклаз входят приблизительно в равных количествах, а через эти последние и к гранитам. С другой стороны, кварц; по мере уменьшения содержания, сходит постепенно на степенность спорадической примеси, и таким образом устанавливается связь с диоритами. Однако и по химическому составу и по своему распространению кварцевые диориты теснее примыкают к гранитам, чем к диоритам, которые являются основными породами и связаны переходами с группой габбро.

По цветной составной части кварцевые диориты распадаются на слюдяные, роговообманковые, авгитовые, гиперстеновые и некоторые смешанные типы. Порфириновые представители этой группы с вкрапленниками кварца называют кварцеводиоритовыми порфиритами. Кварцевые диориты представляют тип кислой магмы, значительно менее распространенный, чем граниты; встречаются они спорадически в связи с гранитовыми породами, а также и в виде самостоятельных массивов; их эффузивной фацией являются отчасти кварцевые порфириты и дациты.

Разные представители кварцевых диоритов были описаны в разное время под разными названиями, как-то: тоналит, банатит, гладкаит и др.

Средний тип кварцевых диоритов соответствует следующей формуле при содержании кремнекислоты 62—66%:



Кроме разных типов кварцевых диоритов, которые были в разное время описаны под разными названиями, как-то: тоналиты, банатиты, гранодиориты и др., следует отметить особую группу, которая была описана Спёрром из Аляски под названием иентнитов. Отличительной особенностью этих иентнитов является содержание скаполита, который рассматривается, в отличие от норвежских скаполитовых диоритов, как первичная составная часть. Если скаполит действительно является существенной первичной составной частью, эту группу следует выделить под названием «скаполитовый кварцевый диорит».

Ограничивая термин «кварцевые диориты» такими породами, в которых полевой шпат исключительно или почти исключительно — плагиоклаз, и рассматривая адамеллиты как плагиоклазовые граниты, т. е. как настоящие гранитовые породы, в которых есть существенное содержание плагиоклаза, можно от них выделить группу промежуточных между кварцевыми диоритами и адамеллитами пород, которые лучше всего обозначать термином «гра-

нодиориты» и «банатиты». Эти гранодиориты обнимают тоналит, отчасти банатит и некоторые другие породы. По цветной составной части здесь наблюдается довольно большое число разновидностей, среди которых следует отметить также породы с первичным хлоритом, как, например, так называемый хлоритовый банатит из Садона на Кавказе. К этой же группе принадлежит и порода, описанная Дэли под названием виндзорита и являющаяся как бы щелочным банатитом, а также кайнотипные гранодациты (см. стр. 292).

Крайний лейкократовый член в группе кварцевых диоритов, соответствующий аляскитам среди гранитов, состоит из кварца и плагиоклаза; Гольдшмидт называет эту породу *тронгемитом*.

Кварцевые сиениты и граносиениты (сиенито-граниты)

Лишь изредка, по большей части в виде краевой фации, встречаются породы, в которых кварца сравнительно мало и цветных составных частей по сравнению с бесцветными больше, чем в гранитах. Эти породы заслуживают выделения в особый тип «кварцевых сиенитов», который от сиенитов отличается кислотностью и более значительным содержанием щелочей, а от гранитов, наоборот, меньшей кислотностью и более высоким содержанием \overline{RO} .

	Сиенито-гранит из Русской Буйловки	Среднее из гранита и сиенита (по данным Дэли)	Магматические формулы	
SiO ₂	64,68	64,85	1. $1,35 \overline{RO} R_2O_3 6,4 SiO_2$ $R_2O : RO = 1,09$ $\alpha = 2,94$	
TiO ₂	0,35	0,67		
Al ₂ O ₃	15,89	15,24		
Fe ₂ O ₃	1,99	2,55		
FeO	2,18	2,36		
MnO	0,15	0,16		
MgO	1,16	1,82		
CaO	3,27	3,16		
BaO	0,15	0,05		
Na ₂ O	4,01	3,36		2. $1,48 \overline{RO} R_2O_3 6,2 SiO_2$ $R_2O : RO = 1 : 1,2$ $\alpha = 2,73$
K ₂ O	5,12	4,65		
P ₂ O ₅	0,21	0,20		
H ₂ O ⁺	0,59	—		
H ₂ O ⁻	0,17	0,91		
Сумма	99,92	99,98		

Кроме кварцевых сиенитов с незначительным содержанием кварца, существуют породы, которые занимают такое же промежуточное положение между гранитами и сиенитами, как гранодиориты между гранитами и кварцевыми диоритами или габбро-сиениты между габбро и сиенитами. Примерами могут служить два вышеприведенных анализа; как видно, эти породы очень близки

к породе, которая является средним арифметическим между настоящими гранитами и настоящими сиенитами; в литературе такие породы иногда неправильно описываются как граниты.

Нордмаркиты

Этот тип гранитоида, установленный Брёггером в южной Норвегии, может быть рассматриваем как бедный кварцем и лишенный плагиоклаза щелочной гранит. Натриевые полевые шпаты, эгирин и щелочные роговые обманки являются характерными составными частями этих гранитоидов.

Нордмаркиты встречаются в различных областях щелочных гранитов и сиенитов. И по химическому и по минералогическому составу они примыкают к гранитам, а не к сиенитам, к которым их относит Розенбуш. Эффузивным эквивалентом нордмаркитов являются кварцевые трахиты, как можно убедиться из следующего сопоставления:

Нордмаркиты: $\overline{RO} R_2O_3$ 5,6 SiO_2 ; $\alpha = 3,68$; $R_2O : RO = 4,5 : 1$.

Кварцевые трахиты: $\overline{RO} R_2O_3$ 5,4 SiO_2 ; $\alpha = 2,55$; $R_2O : RO = 5,1 : 1$.

Следовательно это слабо-кислые щелочные породы, занимающие промежуточное положение между щелочными гранитами и щелочными сиенитами.

Химический состав нордмаркитов

	Топсенас, окр. Осло.	Среднее из 7 анализов, по Дэли.
SiO_2	64,04	64,36
TiO_2	0,62	0,45
Al_2O_3	17,92	16,81
Fe_2O_3	0,96	1,08
FeO	2,08	2,71
MnO	0,23	0,15
MgO	0,59	0,72
CaO	1,00	1,55
Na_2O	6,67	5,76
K_2O	6,08	5,62
H_2O	1,18	0,70
P_2O_5	—	0,09
	101,37	100,00

Производные кислой магмы

Сиениты и сиенитовые порфиры

Сиенитовые породы, с одной стороны, являются производными кислой магмы, с другой — примыкают к формации габбро.

Согласно прежним минералогическим классификациям изверженных пород, под названием сиенита понимали ортоклазо-рогово-

обманковые, а впоследствии также ортоклазо-пироксеновые и ортоклазо-слюдавые глубинные породы, которые, казалось бы, от гранитов отличаются лишь отсутствием кварца. Однако сиенит отличается от гранита не только отсутствием кварца, но и иным отношением между полевошпатовой и цветной составной частью; по сравнению с гранитом он более богат цветными составными частями.

Существуют сиениты, в которых полевой шпат исключительно щелочной, — это так называемые щелочные сиениты. Но в наиболее распространенных сиенитах наряду с ортоклазом (или микроклином) наблюдается более или менее значительное содержание известково-натриевого полевого шпата, как и во многих гранитах. В этом отношении характерным представляется известный сиенит из Плауэна у Дрездена; для него Белядкин и Томкеев дают такой состав: 34% микроклина и 33% плагиоклаза, 17% роговой обманки, 5% второстепенных составных частей и 11% кварца: следовательно это не просто сиенит, а кварцевый сиенит и при этом ортоклазо-плагиоклазовый.

По цветной составной части различают сиениты: амфиболовые, пироксеновые и слюдяные. В обыкновенных амфиболовых сиенитах амфибол — обыкновенная зеленая роговая обманка, в щелочных — баркевикит или арфведсонит, иногда рибеккит. Точно так же в обыкновенных пироксеновых сиенитах пироксен — это авгит или диопсид, в щелочных — эгирин или эгирин-авгит. В слюдяных сиенитах всегда бурый биотит. Полевошпатовая составная часть представлена ортоклазом, пертитом или микропертитом, анортклазом, редко микроклином, альбитом. Если имеется плагиоклаз, то это обыкновенно олигоклаз, а также олигоклаз-альбит или андезин. Из второстепенных составных частей следует упомянуть ильменит, магнетит, апатит, циркон, ортит. В кварцевых сиенитах имеется заметное содержание кварца; в щелочных сиенитах, переходных к нефелиновым сиенитам — нефелин, содалит, кальцит и некоторые редкие минералы: мозандрит, ринкит и др.

Как во всех семействах глубинных пород, так и в сиенитах наблюдаются две ветви: меланократовая и лейкократовая. Эта последняя в пределе приводит к чисто-фельдшпатовитовой фации, и следует ожидать, что каждой глубинной породе должна отвечать своя фельдшпатовитовая фация. Для щелочных сиенитов такой член и найден Брёггером в виде *тёнсбергита*, состоящего существенно почти исключительно из богатого известью натриевого микроклина; он может быть рассматриваем как крайний лейкократовый продукт дифференциации ларвикитов (щелочные сиениты). Это следовательно натриевый микроклинит. Широко распространенной фельдшпатовитовой фацией сиенитов являются *бостониты* (и тождественный с ними линдеит), залегающие обыкновенно в виде жил. Быть может, сюда же, а отчасти к диоритовым фельдшпатовитам, следует отнести и *альбититы*.

Жильная порода, описанная Брёггером под названием «хедрумит», является полным аналогом пуласкита, т. е. принадлежит к щелочным сиенитам. По химическому составу хедрумит является как бы интрузивным тефритом.

Структура сиенитов обычно типично-гранитовидная, но встречаются разновидности с гнейсовидным сложением, а также гранито-порфировые.

Взаимоотношения сиенитов с другими интрузивными породами могут быть иллюстрированы следующей табличкой:



Габбро-сиениты, т. е. породы промежуточные между габбро и сиенитами, широко развиты в украинской кристаллической полосе. Небольшая группа кварцевых сиенитов обнимает вполне определенный характерный тип: сюда принадлежит между прочим окерит Брёггера. К кварцевым щелочным сиенитам примыкает до известной степени и нордмаркит.

Примерами русских сиенито-диоритов могут служить сиенито-диорит с Выйского пруда в Тагильском округе (рис. 138 а) и тахситовый сиенито-диорит с Березовки в Южно-Заозерской даче. К сиенито-диоритам относятся также и спессартиты.

Щелочные сиениты характеризуются не только щелочными полевыми шпатами, но и щелочными пироксенами (эгириин) и амфиболами (арфведсонит, рибеккит). Они тесно связаны не только с обыкновенными сиенитами, но и с нефелиновыми сиенитами. Наиболее распространенными их представителями являются пуласкиты и ларвикиты.

Аналогично гранитовым порфирам сиенитовые породы тоже встречаются в виде гранитопорфировых разностей, т. е. сиенитовых порфиров, залегающих в форме небольших массивов или жил и образующих краевую фацию на сиенитах. Среди них встречаются все представители сиенитовых пород. Сиенитовые аплиты аналогичны гранитовым аплитам, но не содержат кварца. Совершенно амелановые, т. е. лишенные цветной составной части, сиенитовые аплиты называются бостонитами и бостонитовыми порфирами; они часто также связаны с кварцевыми бостонитами, которые надо уже рассматривать как амелановые аплитовые граниты. К числу аплитов щелочных сиенитов принадлежит так называемый лестиварит (рис. 138). Бостониты (и линдейты) обыкновенно принадлежат к семейству щелочных сиенитов.

Подобно гранитам и сиениты дают начало, с одной стороны, пегматитам и аплитам (сиенит-аплиты), с другой — меланократовым типам. Эти последние обладают мелкозернистым сложением, обыкновенно

новенно гранитопорфировой структурой и залегают в виде жил или небольших массивов. Они известны под названием *минетт* и *вогезитов*, которые Розенбуш относит к группе своих *лампрофиров*. Минетты — по преимуществу ортоклазо-биотитовые или ортоклазо-биотито-амфиболовые породы, а вогезиты — ортоклазо-амфиболовые или ортоклазо-пироксеновые. Минетты всегда заключают кальцит, который равномерно пронизывает всю породу и, повидимому, является первичной составной частью.



Рис. 138. Лестиваритовая дайка среди змеевиков среднего Урала. Гора Большой Камень близ Верхне-Уфалейского завода.

Фото Д. С. Белякина.

Минетты имеют и своих эффузивных представителей. Таковыми можно считать *уайомингит* и *орендит* Кросса, а также и некоторые другие породы. В настоящее время насчитывают уже довольно много эффузивных представителей меланократовых жильных пород сиенитового и отчасти диоритового ряда, которые Розенбуш объединил под названием *лампрофиров*. В этом надо видеть еще новое подтверждение того, что жильные породы, имея своих аналогов и среди глубинных и среди эффузивных пород, не заслуживают выделения в особую равноценную им группу.

Геологически сиениты связаны, с одной стороны, с гранитами, с другой, с габбро и норитами. И с теми и с другими они связаны постепенными переходами, как геологически, так и по химическому и минералогическому составу. Но мы не знаем таких геологических ассоциаций, в которых был бы непрерывный ряд переходных звеньев от гранита до габбро или норита через сиениты. Сиениты гранитового ряда и сиениты габброноритового ряда представляют два самостоятельных генеалогических ряда, ведущих свое начало путем дифференциации либо от кислой магмы, либо от основной. Для первых характерно спорадическое содержание кварца, ведущее к граносиенитам, для вторых — повышенное содержание плагиоклаза, ведущее к габбро-сиенитам.

В отношении *химического состава* сиениты характеризуются следующими признаками: это средние, насыщенные кремнекислотой породы, богатые одноокисями; в обыкновенных сиенитах щелочные земли преобладают над щелочами, в щелочных — наоборот. С этой точки зрения можно сказать, что трахиты являются эффузивными эквивалентами не всех сиенитов, а только щелочных; обыкновенным же сиенитам соответствуют ортофиры и альбитофиры.

Средний тип сиенитов:

$$1,8 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,6 \ SiO_2; \quad \alpha = 2,34; \quad R_2O : RO = 1 : 2,2.$$

Средний тип щелочных сиенитов:

$$1,5 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,75 \ SiO_2; \quad \alpha = 2,55; \quad R_2O : RO = 1,56 : 1.$$

Сиенит из Плауэна:

$$1,5 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,61 \ SiO_2; \quad \alpha = 2,34; \quad R_2O : RO = 1 : 1,3.$$

Сиенит из Цаган-Дабана:

$$1,6 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,60 \ SiO_2; \quad \alpha = 2,40; \quad R_2O : RO = 1 : 1,5.$$

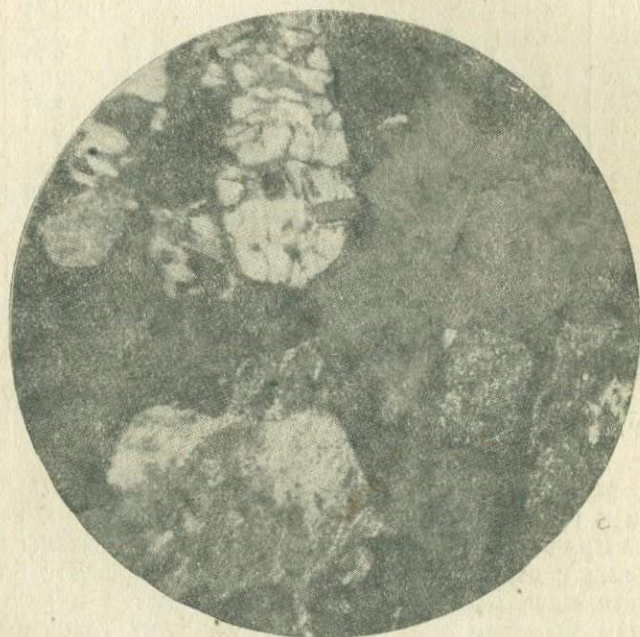


Рис. 138а. Сиенит. Выйский пруд, Тагил, Урал.

Ларвикит (щелочной сиенит):

$$1,10 \overline{RO} R_2O_3 \ 4,07 \ SiO_2; \quad \alpha = 1,98; \quad R_2O : RO = 1 : 1.$$

Пределы колебаний для русских сиенитов таковы:

$$2,5 > \overline{RO} > 1,4 \quad 2,5 > \alpha > 2,3 \text{ (или } 2,2).$$

Следовательно символы среднего типа — $\frac{1,8}{2,4}$, а для пределов:

$$\frac{1,4 - 2,5}{2,2 - 2,5}$$

Спротивление сжатию 1500—2000 кг на 1 см².

Хорошие сиениты представляют очень прочный строительный материал.

Химический состав сиенитов может быть иллюстрирован следующими анализами:

Химический состав сиенитовых пород

	Рогово-обманковый	Пироксеновый	Слюдяной	Щелочной	Кварцевый	Микропертитовый	Средний состав	Средний состав щелочн. сиенитов
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ .	60,52	58,65	59,86	56,85	65,63	59,71	60,19	60,78
TiO ₂ .	0,88	1,09	0,75	—	сл.	—	0,67	0,85
Al ₂ O ₃ .	16,65	14,24	16,68	21,56	13,85	15,09	16,28	16,62
Fe ₂ O ₃ .	2,97	4,43	2,78	3,44	2,02	5,37	2,74	2,32
FeO .	2,15	4,55	3,00	1,14	2,80	2,25	3,28	3,14
MnO .	—	—	—	—	сл.	—	0,14	0,12
MgO .	2,32	3,06	3,51	0,85	2,79	2,58	2,49	0,83
CaO .	4,73	5,96	3,96	5,26	3,43	4,44	4,30	2,41
Na ₂ O .	4,43	5,46	3,58	6,07	1,84	3,12	3,98	6,50
K ₂ O .	4,39	3,05	4,30	3,66	6,25	5,86	4,49	5,54
H ₂ O .	0,91	—	1,44	0,52	1,17	1,16	1,16	0,64
P ₂ O ₅ .	0,29	—	—	—	сл.	—	0,28	0,25
Сумма	100,24	100,49	99,86	99,35	99,78	99,58	100,00	100,00

1. Плауэн у Дрездена. Среднее из анализов Наккена и Вашингтона.—
2. Авгитовый сиенит. Поселок „Юлия“ Минусинского уезда. 3.—Фронау, Шварцвалд.—4. Ларвикит (Бисковен у Ларвика, Ю. Норвегия).—5. Фольмерсдорф Силезия.—6. Хребет Чаган-Дабан в Селенгинской Даурии.—7. Среднее из 50 анализов, по Дэли.—8. Среднее из 18 анализов по Розенбушу (Elem. d. Gesteinsl., 1923, 150).

В своем распространении сиениты, как уже указано выше, прилегают или к гранитам, или к габбро, а щелочные — к нефелиновым сиенитам или к щелочным гранитам. Будучи связаны переходными звеньями с этими породами, они редко образуют более или менее значительные массивы, а чаще встречаются в виде массивов, по своим размерам значительно уступающих гранитам, гранодиоритам, габбро и анортозитам. Порфиридные разности встречаются обыкновенно в виде жил. Для некоторых сиенитов и сиенитовых порфиров характерна ассоциация с значительными месторождениями магнитного железняка. Некоторые авторы рассматривают этот магнитный железняк как магматическое выделение из сиенита; однако более вероятно, что сиениты были прорваны магнетитовой магмой. Сюда относятся г. Благодать на Урале, Кируна-вара и Луоссавара в шведской Лапландии.

Сиениты получили свое название от Сиены в Египте, где, однако, порода, давшая этой группе свое название, оказалась впоследствии гранитом. Классическим прототипом сиенитов считается роговообманковый сиенит из Плауэна в окрестностях Дрездена. Типичные щелочные сиениты распространены в южно-норвежской петрографической провинции, а обыкновенные сиениты — в шведской Лапландии.

В СССР сиениты известны в различных областях. Особого внимания заслуживают сиениты южно-русской кристаллической области, где они связаны переходами с габбро, и сиениты Урала (г. Благодать, г. Высокая, Н. Тагил и многие другие).

В Селенгинской Даурии, согласно Обручеву и его сотрудникам, сиениты делятся на микропертитовые и известково-щелочные; эти две группы в свою очередь распадаются на роговообманковые, биотито-роговообманковые, биотитовые, пироксеновые и биотито-роговообманково-пироксеновые. По условиям залегания они делятся на массивные и жильные.

Нефелино-сиенитовая, или интрузивная, щелочная формация

В отличие от гранитовой и габбро-перидотито-пироксенитовой формаций нефелиновые сиениты количественно играют в составе кристаллической части земной коры подчиненную роль, хотя и встречаются во многих местностях на всех материках.

Сюда относятся как собственно нефелиновые сиениты, так и некоторые тесно с ними связанные щелочные сиениты, а также ийолит, уртит, бекинкинит и довольно разнообразные жильные породы.

Прежде нефелиновые сиениты охотнее называли элеолитовыми вследствие того, что нефелиновый минерал представлен в них элеолитом (серицитизированный нефелин). Для разных типов нефелиновых сиенитов, в зависимости от их структуры и от характера того цветного минерала, который в них ассоциируется с нефелином и ортоклазом, были предложены разные названия, заимствованные от тех местностей, в которых впервые находили тот или иной из этих типов: миаскит, фойяит, дитроит, луяврит, лардалит, ковит, личфильдит, хибинит, мариуполит и др. Впервые нефелиновые сиениты (миаскиты) были найдены в Ильменских горах (окрестности Миаса) на Урале.

С точки зрения генезиса интрузивных щелочных пород важно отметить, что они приурочены всегда к гранитовым областям и никогда не наблюдается переходов между ними и представителями габбро-норитового семейства; они часто сопровождаются известняками. Это обстоятельство послужило даже для Дэли основанием для того, чтобы высказать такой взгляд, что нефелиновые сиениты образовались вследствие дифференциации базальтовой магмы от впавления в нее известняков, и этот взгляд разделяется многими петрографами. Однако многие особенности химического и минералогического состава нефелиновых сиенитов сближают их с кислой магмой, как производные от которой эти породы здесь и рассматриваются.

Во многих важнейших областях нахождения нефелиновых сиенитов они действительно и геологически и генетически теснейшим образом связаны с щелочными гранитами и щелочными сиенитами. Другой тип нефелино-сиенитовой формации представляют некоторые районы Кольского полуострова (Гремяха, описанная Полкановым, Африканда, описанная Куплетским), а также Приазовского

района (описано Айнберг); здесь нефелиновые сиениты связаны с пироксенитами или перидотитами и должны рассматриваться как продукты дифференциации ультраосновной магмы (102 а).

Обращаясь к минералогическому составу нефелиновых сиенитов и тесно с ними связанных щелочных интрузивных пород, следует отметить, что характерной минералогической комбинацией, определяющей принадлежность горной породы к нефелиновым сиенитам, является комбинация нефелина с щелочным полевым шпатом. Этот последний может быть ортоклазом, анортоклазом, пертитом или микропертитом, даже альбитом; в этом отношении нефелиновые сиениты могут быть разбиты на натриево-калиевые (наиболее распространенные), натриевые («канадиты» и «мариуполиты») и калиевые. К натриевой группе нефелиновых сиенитов, в состав которой входят канадиты, принадлежат и те породы из района Мариуполя, которые получили от Морозевича название мариуполитов. Это разнообразие по структуре и текстуре породы, зернистые, гнейсовидные, порфиоровидные, сливные и иные; главные составные части — эгирин, альбит, нефелин, в подчиненном количестве содалит, канкринит, лепидолит; второстепенные минералы: циркон, беккелит, пироксид, плавиновый шпат и др.

В большинстве нефелиновых сиенитов плагиоклазов нет или они встречаются лишь в виде случайной незначительной примеси. Однако известны и такие типы, в которых плагиоклаз приобретает значение, равноценное с щелочным полевым шпатом; это те породы, которые на Мадагаскаре получили от Лакруа название *нефелиновых монцонитов*.

Другой характерной особенностью минералогического состава нефелиновых сиенитов является широкое распространение, наряду с обыкновенным авгитом или без него, щелочных пироксенов и амфиболов: акмита, эгирина, эгирин-авгита, арфведсонита, рибеккита, гастингсита и др., а также баркевикитовых и катофоритовых амфиболов и энigmatита. Третьей и, быть может, наиболее важной характерной особенностью следует считать частое нахождение различных цирконо-силикатов, титано-силикатов, часто богатых железом и известью, каковы: розенбушит, хиордалит, мозандрит, а также эвдиалит, эйколит, катаплеит, астрофиллит, лампрофиллит и другие; некоторые из этих минералов отличаются более или менее заметным содержанием редких земель. Наконец особый отпечаток на минералогический состав многих нефелиновых сиенитов налагает присутствие первичного кальцита или канкринита. Содержание кальцита в некоторых нефелиновых сиенитах очень значительно; в миаскитах оно достигает 4,5%. Присутствие в составе некоторых из упомянутых минералов водорода и фтора, нахождение этих же минералов в пегматитовых жилах невольно заставляет думать, что в их образовании принимали участие минерализаторы, а следовательно, что кристаллизация нефелиновых сиенитов протекала в условиях, аналогичных условиям образования пегматитовых жил: фтор, углекислота, водород, вода и, быть может, еще некоторые особенности этой магмы объясняют и своеобразные особенности ее минералогического состава.

Количественный минералогический состав уральских нефелино-

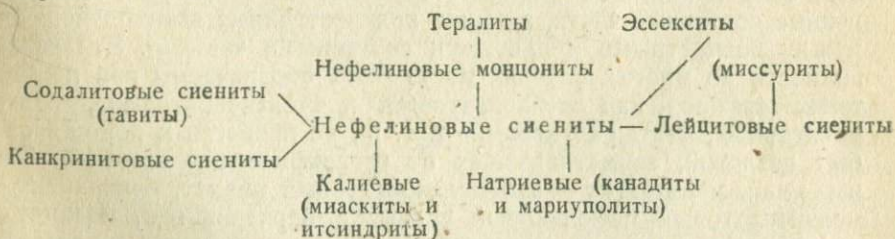
вых сиенитов — миаскитов (в процентах) может быть представлен следующим образом по последним данным Е. А. Кузнецова:

Плагиоклаза	14,5—39
Ортоклаза	49 —35
Нефелина	29 —16
Биотита	3 — 9
Второстепенных минералов	2 — 0,5
Кальцита	2,5— 0,5

Одна из разновидностей, по Белянкину, состоит, за вычетом второстепенных составных частей: из 40% плагиоклаза, 27% ортоклаза, 22% нефелина, 11% роговой обманки.

Нефелиновые сиениты в тесном смысле слова, т. е. породы, в которых полевои шпат исключительно или почти исключительно щелочной, в некоторых случаях связаны с такими интрузивными щелочными породами, в которых, наряду со щелочным полевым шпатом, имеется и известково-натриевый в количественном отношении приблизительно равноценный с ним. Это породы, которые можно называть вместе с Лакруа нефелиновыми монцонитами или, имея в виду, что мы термину «монцит» предпочитаем термин Тарасенки «габбро-сиенит», нефелиновыми габбро-сиенитами. Сюда же принадлежат и так называемые миссуриты и шонкиниты. От этих последних нетрудно уже перейти к таким полущелочным интрузивным породам, в которых полевои шпат исключительно или почти исключительно плагиоклаз; эти породы можно назвать тералитами, или нефелиновыми габбро. Лейкократовая ветвь нефелиновых сиенитов ведет к таким крайним членам, как *йолиты*, *уртиты*. Наконец калиевые щелочные глубинные породы, в которых вместо нефелина имеется лейцит, составляют лейцитовые сиениты, миссурит и др.

Сопоставляя вышесказанное, мы приходим к следующей группировке:



Гранитопорфиновые, обыкновенно жильные, породы из формации нефелиновых сиенитов носят название нефелино-сиенитовых порфиров, или, как их обыкновенно обозначали раньше, элеолитовых (нефелиновых) порфиров.

По полевошпатовои составной части мы различаем калиевые, натриевые и калиево-натриевые нефелиновые сиениты. По цветной составной части можно установить три ряда, а именно: пироксеновые, амфиболовые и слюдяные, в числе которых есть много разновидностей; между этими тремя рядами есть, конечно, и переходные звенья.

Пироксеновые нефелиновые сиениты обнимают лардалиты и различные пироксеновые фойяиты, слюдяные — миаскиты, дитроиты, личфильдиты и некоторые другие; амфиболовые описаны в Канаде, Мексике и др.

Из особых типов нефелиновых сиенитов следует упомянуть еще эвдиалитовый сиенит, катаплейитовый, содалитовый, лампрофиллитовый, анальцимовый и др.

Представителями лейцитовых сиенитов являются породы, аналогичные нефелиновым сиенитам, но характеризующиеся псевдолейцитами, т. е. параморфозами ортоклаза и нефелина по лейциту. Сюда относятся также *бороланит* и некоторые другие.

В *структурном отношении* следует отметить наклонность нефелиновых сиенитов к гнейсовидному полосатому, грубофлюидальному сложению. Таковы миаскиты, фойяиты, луавриты и некоторые другие.

Наряду с нормальным типом последовательности кристаллизации (т. е. цветные минералы раньше полевых шпатов и фельдшпатитов) в нефелиновых сиенитах наблюдается и обратный случай: начало кристаллизации нефелина и полевого шпата предшествует кристаллизации цветных минералов, относительно которых они идиоморфны. Это — случай, аналогичный офитовому типу структуры в габбровых породах; Ферсман называет его *агпаитовым*, потому что он был описан Уссингом для нефелиновых сиенитов (агпаитов) Гренландии.

Породы из формации нефелиновых сиенитов были описаны под многими названиями. Сюда относятся следующие породы: миаскит, фойяит, дитроит, хибинит, личфильдит, лестиварит, ковит, канадит, тингуаит, умптецит, ийолит, уртит, монмутит, бороланит, луаврит, канкринитовый сиенит, содалитовый сиенит, миссурит, мариуполит, бекинкинит, мельтейгит, фергусит.

Нефелиновые сиениты представляют большое разнообразие типов, если принять во внимание особенности структуры, второстепенные составные части, а также количественные взаимоотношения между бесцветными и цветными составными частями. Эти разновидности во многих случаях могут быть обозначаемы при помощи таких терминов, как «лейкократовый» и «меланократовый», «баркевикитовый», «титан-авгитовый» и т. п., не прибегая к помощи особых названий, заимствованных от географических названий. Так, например, мельтейгит — это меланократовый ийолит, бекинкинит — меланократовый нефелиновый сиенит с баркевикитом, фазинит — меланократовый с титан-авгитом, турьяит — нефелино-мелилитовый сиенит и т. д.

В *химическом отношении* особенность нефелиновых сиенитов и других членов описываемой формации определяется двумя моментами: во-первых, это породы недосыщенные кремнекислотой, что и находит себе выражение в существенном содержании в них нефелина и, часто, минералов содалитовой группы; во-вторых, это породы щелочные, т. е. в них щелочи заметно преобладают над щелочными землями и притом в них часто отсутствуют известково-натровые полевые шпаты. Далее характерными особенностями этих пород является участие циркония и титана в составе силикатов,

а также присутствие в них редкоземельных элементов. Наконец важное значение фтора, водорода, воды, углекислоты вытекает из присутствия в этих породах большого числа минералов с существенным содержанием этих веществ. Таким образом с точки зрения особенностей химического состава, в частности по высокой щелочности, редким землям, фтору, углекислоте, магма нефелиновых сиенитов примыкает не к основной, а к кислой магме, производной от которой она и является.

Химический тип нефелиновых сиенитов определяется следующими пределами:

$$\overline{RO} : R_2O_3 = 1 \text{ до } 1,3; \quad R_2O : RO = 3,2 : 1; \quad \alpha = 1,9 \text{ до } 2.$$

Для нефелиновых сиенитов СССР средний тип:

$$1,17 \overline{RO} R_2O_3 \quad 3,98 SiO_2; \quad \alpha = 1,93; \quad R_2O : RO = 3,8 : 1,$$

$$\text{т. е. } + \frac{1,17}{1,93}. \text{ Колебания: } + \frac{0,9-1,25}{1,8-2,1} \text{ или } + \frac{0,65-1,38}{1,6-2,2}.$$

Что касается содержания железа, то в кольских и мариупольских оно среднее, в ботогольских — высокое, а в сахалинских и туркестанских (Тагабы-Собаг) и в миаскитах железа мало. Калия много в миаскитах, в ботогольских и в туркестанских породах.

Для сравнения отдельных областей между собою привожу средние значения коэффициентов \overline{RO} и α для каждой из них:

	\overline{RO}	α		\overline{RO}	α
Миаскиты	1,24	1,96	Мариуполь	1,13	2,0
Куолярви	1,12	1,85	Енисей	1,28	2,17
Кола	1,3	1,93	Ботогол	1,12	1,8
Сахалин	0,95	2,07	Тагабы-Собаг	1,07	1,85

Относительно происхождения пород из семейства нефелиновых сиенитов еще в 1892 г. было указано Хибшем на значение ассимиляции (103). Впоследствии Дэли был установлен взгляд, что они являются результатом дифференциации базальтовой магмы вследствие ассимиляции известняков; эту точку зрения разделяют многие и в том числе в последнее время и Брёггер. Совершенно иную точку зрения высказывает Боуэн. Исходя из того, что калиевые полевые шпаты при 1170° плавятся инконгруэнтно, т. е. распадаются на лейцит и кремнекислоту, и что лейцит в свою очередь в интрузивных породах распадается на нефелин и ортоклаз, он считает возможным образование нефелиновых сиенитов из гранитной магмы и без участия известняков. Так как, однако, и лейцит в дальнейшем процессе кристаллизации магмы снова в ней растворяется и в результате получается все-таки полевой шпат, то это представление является искусственным; к нему относится то, что уже было сказано в главе о дифференциации.

Химический состав нефелиновых сиенитов

	Миаскиг	Хибиниг	Ларви- киг	Рогово- обманго- вый	Содалит- товый	Сахалин- ский	Средний состав	Средний состав миаскига
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ . .	56,10	54,14	54,55	52,24	56,26	60,30	54,63	55,99
TiO ₂ . .	0,50	0,95	1,40	—	0,15	0,71	0,86	0,55
Al ₂ O ₃ . .	22,03	20,61	19,07	26,95	21,19	19,88	19,89	21,63
Fe ₂ O ₃ . .	0,30	3,28	2,41	—	0,75	2,62	3,37	1,58
FeO . . .	4,50	2,08	3,12	2,14	1,37	—	2,20	1,84
MnO . . .	0,30	0,25	0,17	—	0,06	сл.	0,35	0,18
MgO . . .	0,72	0,83	1,98	0,29	1,87	0,76	0,87	0,80
CaO . . .	0,70	1,85	3,15	4,00	0,49	1,60	2,51	1,98
Na ₂ O . . .	6,73	9,87	7,67	6,06	5,86	7,07	8,26	7,09
K ₂ O . . .	6,54	5,25	4,84	6,73	11,42	5,15	5,46	6,70
H ₂ O . . .	1,40	0,40	0,72	2,77	—	1,49	1,35	0,85
P ₂ O ₅ . . .	—	—	0,74	—	—	0,21	0,25	0,07
ZrO . . .	—	0,92	—	—	NaCl 0,09	SO ₃ —0,65	—	0,03
CO ₂ . . .	—	—	—	(2,50)	0,24	—	—	1,04
	99,82	100,43	99,82	101,18	F—0,25 99,96	100,44	100,00	—

1. Черемшанка у Миаса, Урал. — 2. Часночорр в Хибинском массиве, Кольский полуостров. — 3. Лёве, окрестн. Осло. — 4. Верховья реки Тагабы-Собак в Туркестане (И. Преображенский). — 5. Оттуда же. — 6. Мыс Толстого на Сахалине Дервиз). — 7. Среднее из 43 анализов, по Дэли. 8. — По Е. А. Кузнецову (содержит еще BaO—0,13, S—0,05, Cl—0,03).

Магматические формулы:

1. $1,26 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 4,2 SiO_2$; $\alpha = 2,01$; $R_2O : RO = 1,8 : 1$
2. $1,35 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 4,05 SiO_2$; $\alpha = 1,86$; $R_2O : RO = 2,5 : 1$
5. $1,36 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 4,4 SiO_2$; $\alpha = 1,86$; $R_2O : RO = 2,8 : 1$
6. $\overline{RO} R_2O_3 \cdot 4,7 SiO_2$; $\alpha = 1,9$; $R_2O : RO = 4,6 : 1$
7. $1,24 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 4,2 SiO_2$; $\alpha = 2,4$; $R_2O : RO = 2,1 : 1$

Фай, Смит и некоторые другие авторы выдвигают значение летучих компонентов в процессе формирования нефелиновых сиенитов. Об образовании нефелиновых сиенитов из гранитной магмы, но в контакте с известняками и путем сплавления с ними, говорит Фай; Адамс и Барло на это же указывают для формации Банкрофт в Канаде.

Вообще говоря, в нефелиновых сиенитах натрия преобладает над калием; существуют, однако, как уже указано, и породы с преобладанием калия; Лакура называет их *итсиндритами*.

Гранито-порфировые представители нефелино-сиенитовой магмы издавна известны под названием гизеккитовых и либенеритовых порфиров; названия были даны в предположении, что либенерит и гизеккит — новые минералы; на самом деле они являются лишь

продуктами изменения нефелина (например, псевдоморфозами мусковита по нефелину), и потому правильнее называть эти породы *нефелиновыми порфирами*.

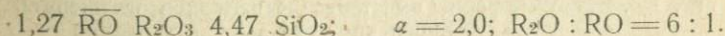
Существуют также и *лейцитовые порфиры*, т. е. породы, соответствующие лейцитовым сиенитам и характеризующиеся вкраплениями псевдолейцитов.

Представителями аплитовых жильных пород, соответствующих нефелиновым сиенитам, являются так называемые *тингуаиты*, в которых наряду с господствующей комбинацией щелочного полевого шпата и нефелина имеется эгирин или эгирин-авгит и в небольшой группе вместо эгирина биотит или амфибол.



Рис. 139. Нефелиновый сиенит (хибинит). Хибины, ушелье «Дразнящее эхо».

Химический тип тингуаитов может быть представлен следующей формулой:



Розенбуш, Брёггер и некоторые другие авторы выделяют группу кварцевых тингуаитов, которая иначе называется *грокрудитами*. Правильнее сохранить только это последнее название, так как порода эта отнюдь не тингуаит, а жильный аплитовый представитель щелочных гранитов. Аналогично тингуаитам имеются соответствующие представители и нефелиновых монзонитов.

Геологически и постепенными переходами по количественному минералогическому составу формация нефелиновых сиенитов тесно связана с щелочными сиенитами (см. выше) и с бесполовошпатовыми глубинными нефелиновыми породами. Куплетский так определяет границы между ними:

Название пород	Нефелин %
Щелочные сиениты с небольшой спорадической при- месью нефелина	0—5
Главная группа нефелиновых сиенитов	5—25
Вторая группа нефелиновых сиенитов	25—45
Ийолиты	45—75
Уртиты	75 и выше

Или, принимая во внимание цветные минералы:

	Нефелино- вые сиениты %	Ийолит %	Уртит %
Полевого шпата	60,4	—	—
Нефелина	20,0	45,72	82,67
Цветных минералов	19,61	37,73	9,93
Второстепенных составных частей		16,55	7,40



Рис. 140. Шаровые формы выветривания нефелинового сиенита.
Хибинские горы.
Ловчорр.

Фото Б. М. Куплетского.

СССР как в Европейской, так и в Азиатской части заключает в себе несколько очень интересных и своеобразных областей нефелиновых сиенитов. На севере это — Кольский полуостров, Хибинь, Ловозеро и др. районы. Хибинский массив, — наиболее крупный из всех известных нефелино-сиенитовых массивов, давший в описаниях Рамзая целый ряд новых типов, а в последние годы подробно изученный экспедицией Ферсмана (Куплетским). На Урале мы имеем знаменитые Ильменские горы с их миаскитами, описанием

и изучением которых мы обязаны Густ. Розе, Карпинскому, Белянкину, Е. А. Кузнецову. На юге в Приазовской кристаллической полосе нефелиновые сиениты изучены Морозевичем, Гинзбергом и Айнберг. В Азиатской части СССР важной областью щелочных интрузивных пород являются Туркестан, затем Минусинский р-н, Прибайкалье (Ботогольский голец), Сахалин. Каждая из этих областей отличается своими характерными особенностями. Так, ботогольские породы отличаются высоким содержанием железа, миаскиты, сахалинские и туркестанские породы — низким, а кольские и мариупольские — средним. В миаскитах, ботогольских и туркестанских породах много калия.

Господствующий крупнозернистый нефелиновый сиенит Кольского полуострова называют иногда, согласно Рамзаю, *хибинитом* (рис. 139). Эта область замечательна по обилию эвдиалита и многих других интересных минералов и богата интересными пегматитовыми жилами. В хибинской нефелиновой формации замечательны грандиозные скопления апатитов, апатито-нефелиновой породы, которую Влодавек назвал апанеитом и неапатитом.¹ То обстоятельство, что здесь по преимуществу фторапатит, является пожалуй, еще одним доводом в пользу образования нефелиновых сиенитов из гранитовой, а не из габбровой магмы, ибо апатитовые жилы, связанные с габбро, принадлежат к хлорапатиту. Отдельная область нефелиновых сиенитов на южном побережье Кольского полуострова у Турьего мыса характеризуется породой, получившей от Рамзая название *турьяита* и состоящей из 35% мелилита, 27% нефелина, 33% биотита, 5—10% апатита, перовскита, титанита. Оттуда же под названием *турьяита* Белянкиным и Куплетским (104а) описана порода, состоящая из 20% анальцима, 20% кальцита, 20% граната, 39% слюды и около 1,5% апатита.

Следует также упомянуть нефелиновые сиениты Чешской губы, описанные Белянкиным и Влодавцем.



Рис. 141. Кукисвумчоррское месторождение апатита. Хибинские гундры.

Фото В. И. Влодавца.

¹ По начальным слогам апатита и нефелина, согласно новой терминологии, предложенной Белянкиным.

Элеолитовые сиениты западного Сахалина, описанные Дервиз, образуют жилы мощностью до 30 м на мысе Толстого у самой советско-японской границы. По структуре здесь различаются две разновидности: гранитовидная и трахитовидная; последняя более богата пироксеном и содержит больше нефелина и анальцима. Составные части сахалинских нефелиновых сиенитов: анортоклаз, микропертит, нефелин, анальцим, эгириновый диопсид и эгирин, биотит. Большим распространением пользуются на Сахалине также щелочные сиениты, лейкократовые, состоящие преимущественно из щелочных полевых шпатов (микропертит, альбит) и небольшого количества биотита, а также вторичного эпидота.

В других странах особенно замечательными областями нефелиновых сиенитов являются окрестности Осло в Норвегии, Гренландия (Юлианехоб), Банкрофт в Канаде, район Бушвельдского массива в Южной Африке, затем несколько районов в Соединенных Штатах Северной Америки, Мадагаскар, Бразилия, Фойя в Португалии, Дитро в Семиградии и др.

Нельзя не отметить, что нефелино-сиенитовые формации Сахалина, Ботогола, Минусинского края и Ильменских гор лежат в широтной полосе от 50 до 55° с. ш., по преимуществу около 55°; а если взять пределы более широкие — до 60°, то в эту зону попадает и район Осло.

Геологически к формации нефелиновых сиенитов примыкают эссекситы, фергуситы, миссуриты и т. п., а также разные лейкократовые и меланократовые типы как глубинные, так в особенности жилые.

Плагноклазово-фельдшпатидовые глубинные породы (тералиты, фергуситы, миссуриты и т. п.)

В сущности говоря, все эти породы тесно примыкают к формации нефелиновых сиенитов. Однако с точки зрения минералогического состава можно провести последовательную систематику и среди пород с фельдшпатидами, аналогично полевошпатовым породам. В таком случае мы имеем:

1. Ортоклазово-фельдшпатидовые породы — семейство нефелиновых сиенитов.

2. Ортоклазово-плагноклазовые фельдшпатидовые породы — нефелиновые монцониты.

3. Плагноклазово-фельдшпатидовые породы — тералиты (с нефелином).

4. Фельдшпатидовые породы без полевых шпатов — ийолиты, уртиты, бекинкиниты, миссуриты (с лейцитом), фергуситы, турьиты, турьяиты, ридениты и т. п.; все эти породы можно объединить под общим названием интрузивных базанитов.

Тералиты, примыкая к нефелиновым сиенитам, в то же время могут быть рассматриваемы как щелочные габбро; породы, объединяемые под названием интрузивных базанитов, являются щелочными аналогами ультраосновных габбро.

Тералиты состоят из лабрадора (иногда и андезита), нефелина, баркевикитовой роговой обманки или титанистого авгита (также

эгирин-авгита) и некоторых второстепенных составных частей. Примесь ортоклаза обуславливает переходы к нефелиновым сиенитам. Иногда встречаются меланократовые фации и даже перидотитовая и пироксенитовая; в этом отношении наблюдается известный параллелизм с формацией габбро. Фергусит содержит псевдолейцит, т. е. кристаллы лейцита, распавшиеся на агрегаты нефелина и ортоклаза, с сохранением наружной формы лейцита.

Химический состав тералитов и миссуритов

	Тералит	Миссурит
	Средний состав из 4 анализов по Розенбушу-Озанну	Highwood Mountains, Монтана
SiO ₂	45,06	46,06
TiO ₂	1,72	0,73
Al ₂ O ₃	16,56	10,01
Fe ₂ O ₃	4,79	3,17
FeO	7,04	5,61
MnO	0,11	сл.
MgO	5,11	14,74
CaO	9,27	10,55
Na ₂ O	5,29	1,31
K ₂ O	2,50	5,14
H ₂ O	1,93	1,44
P ₂ O ₅	0,62	0,21
	100,00	98,97

Распространение этих пород не очень значительно; они встречаются в Чехии, Тироле, на Катценбуккеле и в некоторых других областях.

Химический облик таков:

Тералит $2,51\overline{ROR}_2O_3 \cdot 4,12SiO_2$; $\alpha = 1,40$; $R_2O : RO = 1 : 4$;

Миссурит $5,97\overline{ROR}_2O_3 \cdot 6,62SiO_2$; $\alpha = 1,47$; $R_2O : RO = 1 : 7,8$.

Глубинные фельдшпатидовые бесполовошпатовые породы (интрузивные ультраосновные щелочные породы)

Лишь постепенно становятся известными интрузивные ультраосновные породы, в которых бесцветной составной частью являются представители фельдшпатидов — нефелин, лейцит, содалитовые минералы, мелилит, без примеси полевых шпатов или лишь с совершенно второстепенным их содержанием. Некоторые представители этих пород и до сих пор известны лишь в виде зернистых вулканических выбросов или эндогенных включений в соответствующих лавах, а не в виде самостоятельных интрузивных тел.

Наиболее известным и ранее других установленным типом является ийолит, а также жильный уртит. Ийолит играет существенную роль в нефелино-сиенитовой формации Хибинских гор на

Кольском полуострове. Ийолит из Финляндии состоит из 50% нефелина, 30% эгирин-авгита и содержит кроме того апатит, титанит, титанистый гранат-иварит. Недавно описанный из Норвегии *мельтейгит* представляет меланократовую фацию ийолита. *Уртит* с Кольского полуострова, наоборот, является лейкократовым типом; он состоит из 82—85% нефелина, 12—16% эгирина и около 2% апатита. *Монмутит* надо рассматривать как роговообманковый уртит, а *тавит* отличается содержанием содалита. Меланократовые породы этого же ряда, но с баркевикитовой роговой обманкой, называют *бекинкинитами*, а с титанистым авгитом — *фазинитами*. *Ридениты* — это нозеано-биотито-пироксеновые выбросы Лаахерского озера, а *турьяиты* — своеобразные породы, состоящие из мелилита, нефелина, лепидомелана и второстепенных составных частей. *Фергуситы* — это аналогичные ийолитам лейцитовые, вернее псевдолейцитовые, породы.

По Куплетскому нормальный средний тип ийолитов и его меланократовой и лейкократовой фации определяется так:

	Нефелин
	0%
Нормальные ийолиты	35—60
Отдельные случайные породы	60—75
Уртиты (т. е. лейкократовые породы)	75 и более
Жукирангиты и мельтейгиты (т. е. меланократовые породы)	0—35

Химический облик некоторых из этих пород может быть иллюстрирован следующим образом:

Химический состав интрузивных фельдшпатовидных пород

	Уртит	Тавит	Ийолит	Мельтейгит	Бекинкинит	Турьяит	Турьбит
	Луавр-Урт, Кольский полуостров		Иивара, Финляндия	Окрестн. Фена, Ю. Норвегия	Бекинкина, Мадагаскар	Турий Нос, Кольский полуостров	
SiO ₂	45,43	47,29	43,70	40,64	43,60	31,41	30,56
TiO ₂	—	—	0,89	2,24	2,44	3,88	1,16
Al ₂ O ₃	28,77	15,46	19,77	10,58	13,60	10,33	11,86
Fe ₂ O ₃	3,10	12,00	3,35	4,18	3,95	7,91	6,97
FeO	0,40	2,35	3,47	4,18	6,95	6,10	4,24
MnO	—	сл.	сл.	0,28	—	0,27	0,28
MgO	0,22	1,32	3,94	6,47	10,20	6,93	6,10
CaO	1,86	1,61	10,30	19,91	12,10	18,90	19,11
Na ₂ O	16,16	14,74	9,78	4,75	3,74	4,38	2,59
K ₂ O	3,38	1,23	2,87	1,86	0,69	3,85	4,20
H ₂ O	—	1,85	0,89	0,47	2,75	1,11	4,73
P ₂ O ₅	—	—	1,34	1,91	0,43	4,14	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	8,76
Cl	—	—	—	—	—	—	0,11
	99,32	97,85	100,30	97,47	100,45	99,21	99,77

Не останавливаясь подробнее на всех этих породах, отметим лишь, что геологически они обыкновенно связаны с формацией нефелиновых сиенитов, почему их и следует считать производными от кислой магмы.

II. ЭФФУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Характер вулканической деятельности в эффузивной фации, — т. е. спокойное ли излияние лавы или газовые взрывы, экструзивные конусы или потоки, наличие и даже преобладание пепла и бомб или отсутствие их, — зависит, как известно, от физического состояния магмы, т. е. ее температуры, количества газообразных компонентов и т. п., независимо от химического состава магмы. Физическим состоянием лавы определяются и форма ее залегания, и внешний облик лавы, и некоторые ее текстурные и структурные особенности.

Давно известно, что существуют два типа лав: один из них характеризуется тем, что лавовый поток распадается в поверхностной своей части на глыбы, получается лава, состоящая из отдельных обломков более или менее крупных (иногда лава с поверхности распадается в пылеобразную массу); во втором типе получается сложная узорчатая поверхность, напоминающая потроха, извивающиеся канаты и т. п. Первый тип лавы называется глыбовой лавой, второй — волнистой или потроховидной. На Гавайских островах эти два типа носят у туземцев соответственно названия аа и пахуху (Раноеное), перешедшие и в петрографическую литературу; Джаггар предложил еще названия афролит и дермолит. Так как оба типа лав встречаются на одном и том же вулкане, например на Везувии или на Гавайских островах, то отсюда уже ясно, что причина формирования того или иного типа лежит не в химическом составе лавы, а в ее физических особенностях и лишь в косвенных химических признаках, определяющих жидкоплавокость или вязкость лавы, как, например, содержание закиси железа, кремнекислоты.

Неоднократно подходили вулканологи к истолкованию причин образования того или иного типа лавы, но вряд ли разъяснили его до конца. Вашингтон отмечает, что лава аа более кристаллична, а пахуху более стекловата и богаче закисью железа. Эта последняя сильнее нагрета вследствие газовых реакций, выделяющих тепло, и беднее газами. Лава типа аа содержит больше газов, температура ее ниже, она легче кристаллизуется, и выделяющееся при этом тепло поддерживает ее флюидность.

Эти два типа лав интересны еще и потому, что глыбовая лава при излиянии в воду дает глыбовый материал, который, цементируясь новыми порциями лавы, образует вулканические брекчии (см. ниже главу о вулканических туфах), а волнистая лава при излиянии в воду дает начало так называемой шаровой или подушечной лаве [«pillow-lava»; см. спилиты (стр. 350 и (105)].

В терминологии эффузивных пород наблюдается известная двойственность. Дело в том, что древние, т. е. донеозойские излившиеся породы носят одни названия, а соответствующие им третичные и

современные лавы — другие. Эта терминология сложилась в те времена, когда думали, что между древними и новыми породами имеются существенные различия и что разным периодам присущи разные породы. Впоследствии обнаружилось, что между совершенно параллельными друг другу палеовулканическими и неовулканическими породами нет различия ни в химическом составе, ни в структуре, ни по условиям залегания, а единственное различие заключается в более или менее заметном видоизменении палеовулканических пород, в расстекловании аморфного базиса и в наличии в них некоторых вторичных минералов. Тогда возникли два течения. Одно из них (по преимуществу англичане) предлагает просто отказаться от особых названий для палеовулканических и неовулканических пород, а называть и те и другие одним именем, например кварцевые порфиры и липариты — кварцевыми порфирами, диабазы и базальты — базальтами и т. п. Другое направление, намеченное Брёггером, переносит центр тяжести не на возраст, а на степень свежести и на обусловленный этим молодой или древний облик породы и потому различает *палеотипные* и *кайнотипные* породы, сохраняя за ними особые названия. Мы будем в дальнейшем придерживаться именно этого взгляда.

В интрузивных породах кислой магмы всегда имеется в большем или меньшем количестве кварц, который является для кислых пород минералом *симптоматическим*. В эффузивных породах кислой магмы дело обстоит иначе: избыточная кремнекислота могла выделиться в виде кварца (иногда тридимита или кристобалита) или остаться в растворе неиндивидуализированной аморфной основной массы, т. е. в виде так называемого потенциального кварца. Те кислые эффузивные породы, в которых имеется налицо кварц, обозначают прилагательным «кварцевый», например кварцевый порфир, кварцевый порфирит и т. п.; те же эффузивные кислые породы, в которых избыточная кремнекислота находится в виде потенциального кварца (который может быть выявлен пересчетом химического состава породы), отмечают прилагательным «кислый» или приставкой «окси», например оксипорфир, оксипорфирит и т. п.

Эффузивная фация кислой магмы распадается на две группы пород, соответствующие семейству гранитов и семейству кварцевых диоритов, с целым рядом переходных звеньев. В современных вулканах кислые лавы играют подчиненную роль, также и в кайнозойских извержениях. В верхнепалеозойских и в особенности в докембрийских отложениях эти лавы в некоторых случаях играют очень значительную роль. Благодаря своей трудноплавкости и вязкости кислые лавы обнаруживают значительную наклонность к образованию стекловатой или скрытокристаллической (фельзитовой, литодитовой) основной массы и к стекловатой фации. В некоторых местностях, как, например, в Закавказье (Ново-Николаевка и Ново-Баязет у оз. Гокчи), в Йеллоустонском парке США, в Арагинском Сырхе на Кавказе и др., стекловатые породы образуют более или менее значительные самостоятельные тела (потоки, конусы) таких размеров, которые не встречаются среди лав средних и основных.

Структура этих пород по преимуществу плотная; основная масса в кислых породах чаще всего фельзитовая (т. е. тесная смесь мелких, иногда неопределимых кристаллических выделений со стеклом или без него), стекловатая или микрофельзитовая (расстеклованная, но без явных кристаллических образований); в средних породах преобладает микролитовая (трахитовая) структура.

Встречаются как эвпорфировые, так и афировые разности. Вкрапленники полевых шпатов выделяются на фоне основной массы в виде крупных идиоморфных кристаллов; вкрапленники кварца часто оплавлены, как говорят, корродированы. В кислых лавах встречаются прекрасно образованные сферолитовые разности, а в более или менее стекловатых — своеобразные крупные многокамерные сферолитовые образования, носящие название литофиз.

Отдельность часто пластовая, иногда полиэдрическая, но встречается и столбчатая.

На стр. 284 дана обзорная табличка всех эффузивных пород.

Кислые порфиры и кератофиры, липариты

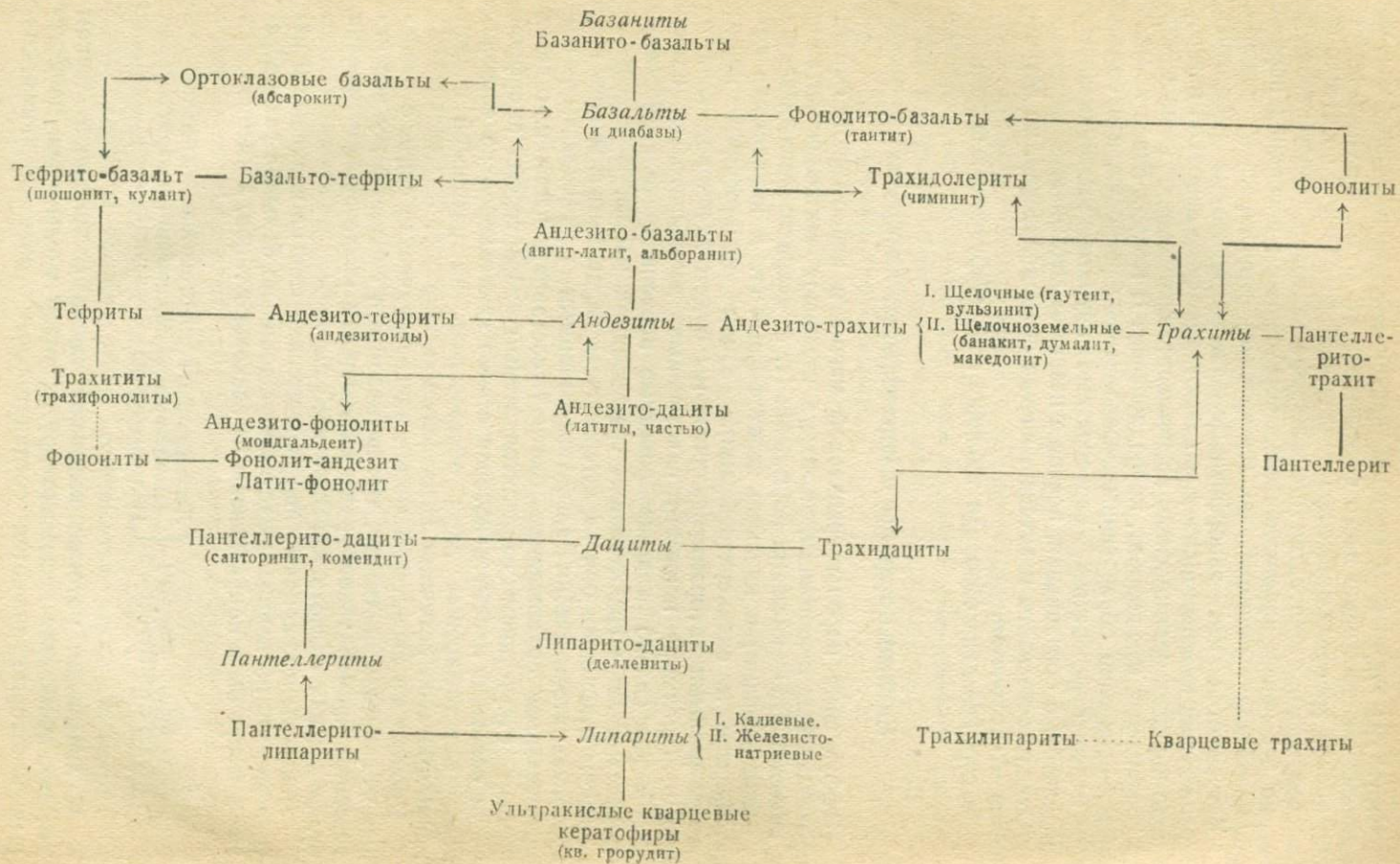
Эффузивные породы гранитовой магмы в кайнотипной фации представлены липаритами, которые называют также риолитами, в палеотипный — кислыми порфирами (т. е. кварцевыми порфирами и оксипорфирами) и кислыми кератофирами (т. е. кварцевыми кератофирами и оксикератофирами). Термин «кератофиры» понимается разными авторами различно: мы будем здесь под кератофирами (кислыми) понимать палеотипные лейкократовые, более или менее сильно диагенезированные протопневматолитическими процессами лавы гранитовой и гранитоидной магмы. В минералогическом отношении они характеризуются первичным альбитом или протопневматолитически альбитизированными плагиоклазами, незначительным содержанием цветной составной части или даже полным отсутствием ее, литонидитовым характером аморфной части основной массы, в которой стекло как таковое не сохранилось. Кератофировые лавы образовались из натриевой кислой магмы, богатой летучими компонентами.

Кроме того характерна чистая их геологическая связь с основными альбитовыми лавами, так называемыми спилитами; у нас интересный пример такого рода соотношения представляет древняя вулканическая область Карадага в Крыму.

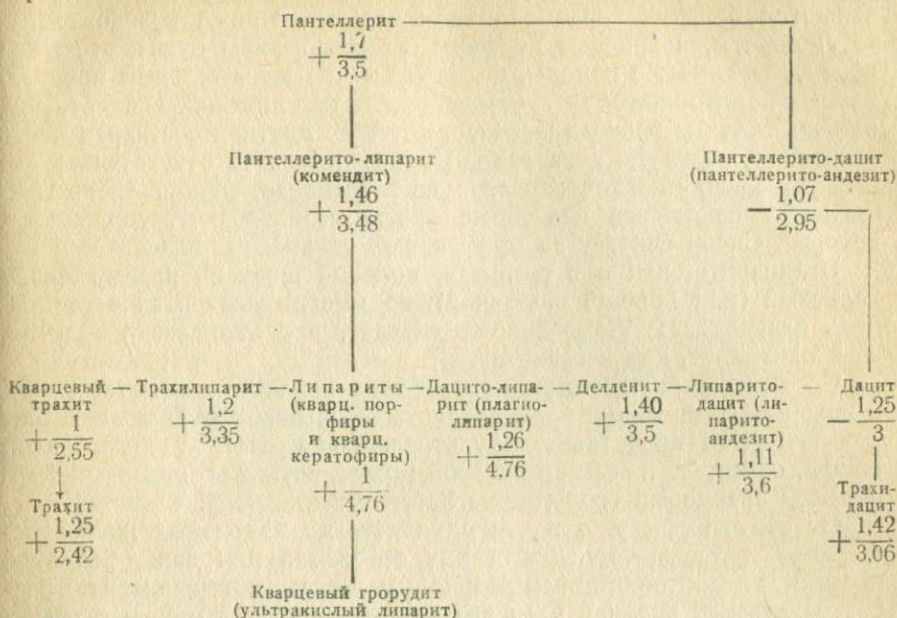
Липариты и кварцевые порфиры распадаются на калиевые и натриевые; эти последние представляют довольно большое разнообразие и могут быть подразделены на несколько типов, а именно:

Натриевые липариты (железисто-натриевые)	{	Лейкократовые	Рибеккитовый липарит
		Мезолитовые	Эгриновый липарит
		Меланократовые = (гродунит)	

К липаритам, которые называют также *риолитами* в тесном смысле, примыкает несколько других типов кислых лав, из которых некоторые являются соединительными звеньями, связываю-



щими липариты с дацитами и с трахитами. Эти соотношения можно представить такой схемой.



Некоторые из этих типов также представляют известное разнообразие; так, например, кварцевый трахит распадается на натриевый (таймырит) и калиевый (тосканит).

Пределы вариаций для липаритов могут быть выражены следующим образом: $+\frac{0,85-1,23}{3,85-5,11}$, а средний состав: $+\frac{1,04}{4,48}$; среднее содержание SiO_2 — 73,38%, а пределы колебаний 70,60—76,16.

Палеотипные липариты, т. е. кислые порфиры, представляют меньше разнообразия. Они также распадутся на калиевые и натриевые, и эти последние часто называют *кислыми кератофирами* или *кварцевыми альбитофирами*.

Сюда принадлежат и шведские лептиты (см. главу о метаморфизме — гнейсы).

Эффузивы кислой магмы, конечно, всегда очень богаты кремнекислотой, т. е. содержат ее столько же или даже немногим более, чем соответственные интрузивные породы. Однако не всегда это богатство кремнекислотой выражается явно в форме кварца, а во многих случаях остается в скрытом виде в основной массе так называемый потенциальный кварц. На стр. 282 было указано, что такие породы отличают приставкой «окси» от тех, в которых есть кварц и которые обозначаются прилагательным «кварцевый»: таковы кварцевый порфир и оксипорфир, кварцевый кератофир и оксикератофир. Другие авторы отмечают это различие иной терминологией; так, например, Лакруа отмечает кислые лавы без кварца окончанием «оид», например риолитоид, делленитоид, дацитоид и т. п. Белянкин выражает это прилагательным, указывающим на кварц, например дацит и кварцевый дацит.

Кварцевые порфиры и оксипорфиры обыкновенно окрашены в красные, бурые, иногда зеленые цвета; липариты чаще всего являются белыми, серыми, светложелтыми, иногда красноватыми.

Липариты, кварцевые порфиры и оксипорфиры отличаются, как вообще все кислые породы, более или менее значительным преобладанием полевошпатовой составной части над цветной. Существуют, однако, и такие разновидности, в которых цветная составная часть совершенно отступает на задний план или даже отсутствует; это следовательно меланоптоховая, или амелановая, фация. Сюда принадлежат некоторые аплитовые порфиры, альсбахит, тордриллит, который Спёрр считает за эффузивный эквивалент аляскита.

В липарите, как и в гранитах, полевой шпат по преимуществу калиевый (или вообще щелочной); во многих липаритах есть примесь плагиоклаза; Лодочников отмечает, что это всегда андезин, а не олигоклаз, как в гранитах.

Среди кислых порфиров, кератофиров и аплитов имеются такие, в которых содержание кремнекислоты превышает 75% и достигает 78—80%. Это представители ультралейкократовой и ультракислой магмы, одним из примеров которой может служить описанный Карпинским кварцевый грорудит из Забайкалья.

От этих пород уже почти один шаг до кварцевых жил с небольшой примесью мусковита или ортоклаза или даже без этой примеси, т. е. к пирогенным кварцевым жилам, которые можно рассматривать как крайний член аплитового ряда, связанного с гранитами или кварцевыми диоритами.

По структуре основной массы оксипорфиры, кварцевые порфиры и липариты распадаются на четыре ряда, не считая мелких промежуточных типов: *микрогранитовый*, *фельзитовый* (и *лиитоидитовый*), *витрофировый* и *сферолитовый*. Красная окраска основной массы во многих случаях обусловлена первичными или вторичными выделениями окиси железа. Иногда основная масса является не компактной, а пористой, и в порах иногда отлагаются минералы, которым следует приписать пневматолитическое происхождение, как, например, тридимит, фаялит и некоторые другие. Следует также отметить флюидалные или даже полосатые структуры, которые в стекловатых разностях получили название эвтакситовой структуры (рис. 71). Обыкновенно основная масса количественно значительно преобладает над вкрапленниками; такие породы, в которых наблюдается обратное отношение, т. е. которые являются близкими к гранитовому сложению, получили от Рихтгофена название *невадитов*. Наоборот, очень бедные вкрапленниками или совершенно афировые разности известны под названием *фельзитов* или для липаритов — *лиитоидитов*.

Вкрапленники кварца нередко оплавлены (см. рис. 40). Однако не всякое закругление части кварцевого кристалла, особенно в виде односторонней бухты с сохранением идиоморфизма на другом конце, можно считать оплавлением, т. е. магматической коррозией. Лемлейн показал, что в таких случаях мы имеем не оплавление, а механическое распадение сростков.

Цветная составная часть представлена биотитом, амфиболами или пироксенами; соответственно различают биотитовый, амфиболо-

вый и пироксеновый ряд с соответствующими подразделениями. Другое подразделение липаритов и кварцевых порфиров основано на том, что одни из них соответствуют магме обыкновенных гранитов, а другие — гранитов щелочных; эти последние характеризуются щелочными пироксенами, преимущественно эгирином и щелочными амфиболами, рибеккитом, арфведсонитом и другими, а также коссиритом; это по преимуществу породы натриевого ряда, которые вместе с тем относительно богаты окисью железа.

В некоторых кислых лавах были описаны случаи нахождения оливинового минерала, что является исключением из правил, указанных на стр. 77. Но в этих кислых лавах мы имеем не обыкновенный оливин, а фаялит, повидимому устойчивый в присутствии избыточной кремнекислоты. Сюда относится случай нахождения фаялита в литофазах липарита и особенно интересный случай фаялито-кварцевых порфиров в Нигерии, в которых имеются крупные вкрапленники фаялита рядом с кварцем.

Стекловатые разности известны под разными названиями, которые первоначально были даны именно стекловатым разностям гранитовой магмы, но впоследствии превратились в чисто-структурные термины, независимо от состава; таковы *обсидиан* — стекло с кристаллитами, *смоляной камень* — такое же стекло, но более или менее богатое водой и обладающее жирным блеском, *перлит* — стекловатая порода с концентрическими трещинами и с наклонностью к сферолитовой структуре, *сферолитовая порода* (сферолитовый липарит и сферолитовый порфир, или пиромерид), наконец *пемза*, т. е. сильно пузыристая вспенившаяся от бурного выделения газов стекловатая порода.

Кроме обычных процессов выветривания, которые ведут между прочим и к образованию каолина из порфиров, липариты иногда обнаруживают своеобразное разложение поствулканическими газами, главным образом серной кислотой; они при этом делаются пещеристыми и обогащаются серной кислотой, алунитом и некоторыми другими аналогичными соединениями, а также превращаются в так называемые *квасцовые камни*, опалы и т. п. В кварцевых порфирах и оксипорфирах характерны процессы серицитизации, часто в связи с динамометаморфными изменениями, которые ведут к образованию так называемых *порфиroidов*. Под этим названием известны, однако, и более или менее глубоко метаморфизованные туфовые отложения.

Химический облик липаритов и кварцевых порфиров, а также примыкающих к ним типов кислых лав может быть иллюстрирован формулами, приводимыми в таблице на стр. 288.

Липариты и кварцевые порфиры, вообще говоря, пользуются гораздо менее значительным распространением, чем эффузивные члены основной магмы. Тем не менее существуют области, в которых они играют довольно значительную роль. Таковы Венгрия и Семиградия, Евганеи, область Скалистых гор в Калифорнии и указанные ниже районы СССР. Из современных вулканов следует отметить остров Липари, от которого эти породы и получили свое название. Кварцевые порфиры встречаются в каменноугольных и пермских отложениях разных частей Германии (Силезия, Саксония,

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	R ₂ O : RO
Липариты	$\overline{RO} R_2O_3, 8,34 SiO_2$	4,18	2,3 : 1
Кварцевые порфиры	$\overline{RO} R_2O_3, 8,1 SiO_2$	4,1	1,96 : 1
Пантеллериты	$1,7 \overline{RO} R_2O_3, 8,8 SiO_2$	3,54	1,6 : 1
Деллениты	$1,25 \overline{RO} R_2O_3, 7,58 SiO_2$	3,38	1,3 : 1
Кварцевые трахиты	$\overline{RO} R_2O_3, 5,4 SiO_2$	2,55	5 : 1
Дацито-липариты	$1,26 \overline{RO} R_2O_3, 7,63 SiO_2$	3,76	2,4 : 1
Комендит	$1,46 \overline{RO} R_2O_3, 7,67 SiO_2$	3,48	4,45 : 1
Тосканит	$1,45 \overline{RO} R_2O_3, 6,72 SiO_2$	3,02	1 : 1,3
Санторинит	$1,8 \overline{RO} R_2O_3, 7,86 SiO_2$	3,02	1 : 1,5
Трахиллипариты	$1,2 \overline{RO} R_2O_3, 7,1 SiO_2$	3,35	1,8 : 1
Липарито-андезит	$1,25 \overline{RO} R_2O_3, 7,22 SiO_2$	3,41	2 : 1
Дациты	$1,25 \overline{RO} R_2O_3, 6,33 SiO_2$	3,42	1 : 1,5



Рис. 141а. Дайка кварцевого порфира среди спилитов (Мугоджарские горы).

Фото А. А. Чумакова.

Тюрингия и др.), в северной Италии около Лугана, у Боцена и Мерана, в разных местностях Великобритании и многих других.

Постепенными переходами липариты (аналогично и кварцевые порфиры) связаны с дацитами, с трахитами; кроме того, к ним примыкают такие несколько своеобразные типы, как пантеллериты, отчасти комендиты и т. п.

Между липаритами и дацитами есть определенный промежуточный тип *липарито-дацитов*; характеристика среднего типа липарито-дацита такова: $+ \frac{1,11}{3,6}$;

процентное содержание SiO₂ — 69,45%; пределы колебаний: 70,5 > > SiO₂ > 68,5 и 3,4 > > α > 3.

В СССР кварцевые порфиры пользуются значительным распространением на Алтае, в Мугоджарах, в Селенгинской Даурии, встре-

чаются также на Урале и спорадически в других областях. Главными областями распространения липаритовых пород и примыкающих к ним интрузивных типов являются лакколиты южного берега Крыма (так называемые тавриты), лакколиты Пятигорска, центральный Кавказ (Сырх, Кюген-Кая), Армянское плоскогорье (рис. 142). Интересны оксикератофиры Карадага в Крыму.

Кварцевые порфиры Селенгинской Даурии распадаются на две группы: собственно кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры; первые, в зависимости от присутствия и состава вкрапленников, распадаются на эвпорфировые породы с микровкрапленниками кварца и полевого шпата (по терминологии авторов, В. А. Обручева и его сотрудников, это кварцевые порфиры собственно) или только кварца («фельзитовые порфиры» названных авторов) и афировые породы («фельзиты» авторов); основная масса обыкновенно микрогранитовая, реже микрофельзитовая, гранофировая или сферолитовая. У кварцевых кератофиров основная масса по большей части микрогранитовая, вкрапленники — полевые шпаты, реже биотит, роговая обманка, кварц.

Для иллюстрации химического состава липаритов (риолитов) и кварцевых порфиров могут служить следующие анализы:

	Липариты	Кварцевый порфир	Кварцевый порфир	Фельзитовый порфир	Кварцевый кератофир	Оксикератофир	Микролитовый липарит	Липарит
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,60	72,30	73,94	74,19	70,77	69,51	75,79	74,19
TiO ₂	0,30	0,33	—	—	—	0,26	—	0,61
Al ₂ O ₃	13,38	14,77	12,07	10,12	15,80	14,97	14,03	12,24
Fe ₂ O ₃	1,43	1,55	4,45	2,09	0,86	2,53	1,94	1,41
FeO	0,82	1,01	—	—	2,73	0,96	—	0,04
MnO	0,12	0,09	—	—	—	0,16	—	0,08
MgO	0,38	0,52	0,13	1,38	0,52	0,48	0,59	0,13
CaO	1,32	1,38	0,35	1,99	0,25	0,84	0,80	0,71
Na ₂ O	3,54	2,28	0,83	3,15	5,03	6,24	2,55	4,04
K ₂ O	4,03	4,56	6,68	7,01	2,70	2,78	3,46	4,64
H ₂ O	1,52	1,09	0,60	0,46	1,00	1,43	0,52	2,37
P ₂ O ₅	0,06	0,09	—	—	—	—	—	—

1. Среднее из 64 анализов, по Дэли.—2. Среднее из 50 анализов, по Дэли.—3. О. Гохланд (Лемберг).—4. Жильный, Балегинский рудник, хреб. Чаган-Дабан в Селенгинской Даурии (Обручев).—5. Р. Рыбная в Енисейском округе (Мейстер).—6. Карадаг в Крыму (Б. Стена).—7. Р. Удунча в хребте Хамбинском, Селенгинская Даурия (Обручев).—8. Село Кюген-Кая в Чегемском ущелье, центр. Кавказ.

Кварцевые порфиры отличаются прочностью и являются хорошим строительным камнем. Коэффициент временного сопротивления сжатию (т. е. раздроблению) в очень прочных порфирах достигает 2500—3500 кг на 1 см², в средних он спускается до 1800—2400, а в слабых даже до 500—1100.

Признаки прочности кварцевых (фельзитовых) порфиров: высокое содержание кварца и незначительное содержание слюды, отсутствие пирита, свежесть полевого шпата, микрокристаллическое или плотное афанитовое сложение, гладкий или занозистый излом, свежесть на изломе (не должен чертиться ножом), грубопластовая и крупно-параллелепipedальная отдельность. Следует избегать более или менее разрушенной основной массы, которая чертится ножом и издает запах глины, а также выветрелых вкрапленников полевого шпата, содержания пирита, неправильной шаровой или тонкопластинчатой отдельности.

Дациты и кислые порфиры

Дациты, кварцевые порфиры и оксипорфиры относятся друг к другу как андезиты и порфиры, как липариты и кислые порфиры. В сущности можно было бы отбросить название «кварцевые

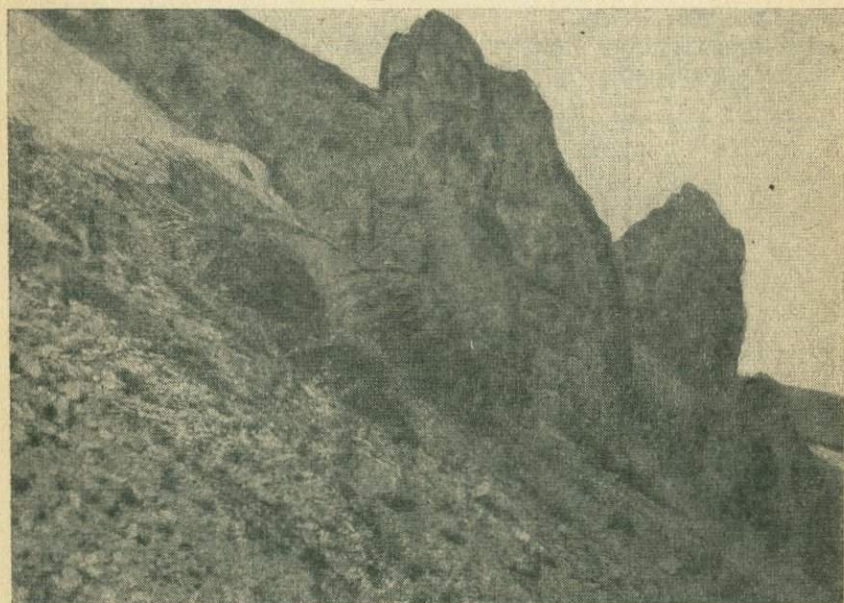


Рис. 142. Размытые липариты и обсидиан (темный налево внизу). Ах-Даг на Ахманганском хребте. Армения.

Фото Б. М. Куллетского.

порфиры» и говорить только о дацитах, различая кайнотипные разности и палеотипные.

Дациты¹ и оксипорфиры¹ обнимают довольно разнообразные эффузивные и отчасти жильные породы, которые соответствуют как ортоклазо-плагиоклазовым кислым породам (адамеллитам), так

¹ Для краткости будем употреблять термин «оксипорфиры» в широком смысле слова, т. е. для обозначения как собственно оксипорфиров, так и кварцевых порфиров.

и плагиоклазовым, т. е. кварцевым диоритам. Поэтому можно различать в сущности две ветви, из которых одна отличается более или менее постоянным и существенным содержанием санидина, ме-



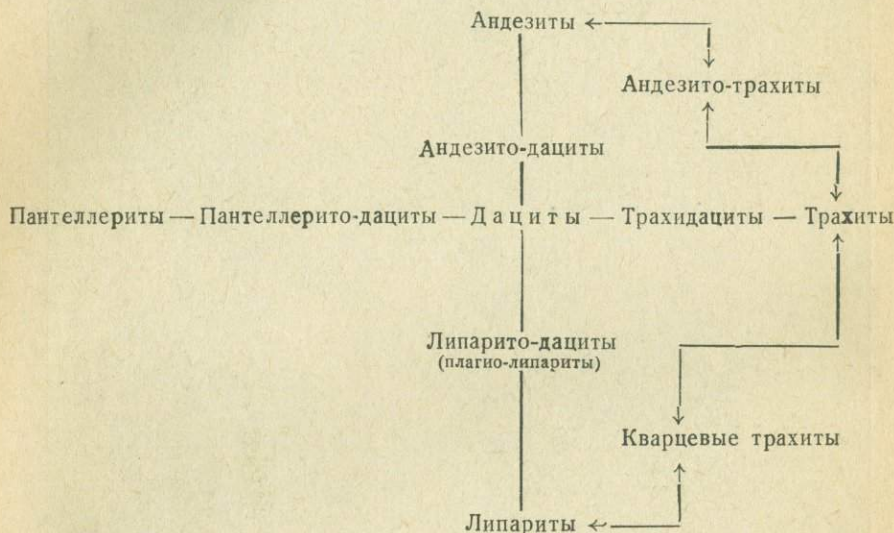
Рис. 142а. Кварцевые порфиры. Ущелье р. Чорох между Артвином и Арданучем близ пер. Хархоны.

Фото Е. К. Устиева.

жду тем как другая характеризуется исключительно кислым плагиоклазом; к этой ветви тесно примыкает и та несколько менее богатая кремнекислотой группа лав, которая выделена нами в семейство андезито-дацитов. Через посредство андезито-дацитов да-

циты примыкают как в химическом отношении, так и в своем распространении к формации настоящих андезитов. С другой стороны, чисто дацитовая ветвь тоже включает группу, более бедную кремнекислотой, но в то же время более богатую щелочами, которая связывает таким образом эти дациты с трахитами. Наконец возрастание кислотности и щелочности ведет к образованию таких более кислых лав, которые составляют уже переходные звенья к липаритам. Далее, при возрастании содержания одноокисей получается ветвь, переходная к пантеллеритам. Все эти соотношения можно встретить также и в группе кислых порфиритов.

Взаимоотношения дацитов с соседними типами эффузивных пород могут быть представлены следующей схемой:



Магматические характеристики для дацитов таковы: средний тип SiO_2 65,86%, символ $+\frac{1,26}{3}$; пределы колебаний: SiO_2 63—68%, символ: $+\frac{1-1,52}{2,67-3,33}$.

Интрузивные дациты, образующие лакколиты, обладают полнокристаллической структурой и являются *неоадамеллитами*, т. е. в сущности породами интрузивными; Белянкин называет их *гранодацитами* (рис. 144).

Дациты и кварцевые порфириты, вообще говоря, являются породами порфиоровыми. В структурном отношении наиболее кислые примыкают к липаритам, между тем как в более основных и переходных к андезито-дацитами наблюдаются обыкновенно андезитовые основные массы. По структуре поэтому здесь можно различать фельзодациты, витродациты, дациты с трахитовой или с андезитовой основной массой и т. п.

Вкрапленниками являются полевые шпаты, по преимуществу кислые плагиоклазы, но также и санидин; есть дациты, в которых имеются вкрапленники кварца; Белянкин называет их *кварцевыми*

дацитами (рис. 144), но обыкновенно избыток кремнекислоты остается в неиндивидуализированной части основной массы, которая всегда кислее всей породы в целом. Интересный пример этого представляет порода с гребня Хреты в Казбекском массиве, отли-



Рис. 143. Микроструктура андезито-дацита. Центральный Кавказ, вулкан Хорисар.

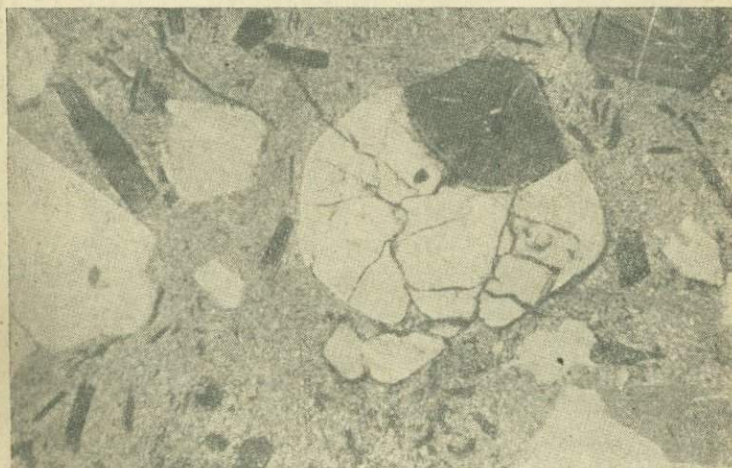


Рис. 144. Микроструктура дацита (кварцевого дацита). Центральный Кавказ, Калько на южном склоне Архотского перевала.

чающаяся своеобразной *гиалоплазматической* структурой; стекло в ней по химическому составу липаритовое.

В основной массе некоторых дацитовых и андезитовых лав встречаются тридимит и кристобалит.

По цветной составной части и здесь, как в семействе липаритов,

мы имеем три ветви с некоторыми промежуточными между ними звеньями, а именно: биотитовую, роговообманковую с базальтической роговой обманкой и пироксеновую с авгитом (диопсидом) или



Рис. 144а. Лавовый поток вулкана Хорисара, спускающийся в Трусовское ущелье.

a — главная толща, черная лава со столбчатой отдельностью; *b* — верхний красный слой.

гиперстеном. Как и в других семействах, биотитовый ряд является наиболее кислым, пироксеновый — наиболее основным, роговообманковый занимает промежуточное положение.

Как и всякие другие эффузивные породы, дациты и кварцевые порфириты образуют потоки или покровы, реже жилы; они иногда сопровождаются туфами.

Наиболее характерными областями распространения дацитов, откуда они и получили свое название, являются Венгрия, Семиградия, в СССР — центральный Кавказ. Кварцевые порфириты известны в пермских отложениях во многих местах, например в Эльзасе, в Силезии, в Баварском Лесу и т. д.

Химический облик дацитов и сопредельных типов эффузивных пород может быть представлен в таком виде:

Химический состав дацитов и кварцевых порфиритов

	Дациг	Дациг	Дациг	Трахидациг	Андезит-дациг	Андезит-дациг	Липарито-дациг
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	67,67	64,48	66,68	65,18	62,28	60,30	68,29
TiO ₂	0,33	сл.	0,67	0,64	0,60	—	0,26
Al ₂ O ₃	16,81	18,32	17,52	16,97	17,38	18,44	16,21
Fe ₂ O ₃	2,47	3,70	3,44	1,44	3,91	2,54	1,20
FeO	1,35	1,89	0,24	2,73	0,90	2,92	1,09
MnO	0,04	0,10	—	—	—	—	—
MgO	1,23	0,49	1,73	0,18	3,51	3,34	1,30
CaO	3,31	3,88	3,27	5,81	5,15	5,53	2,34
Na ₂ O	4,18	3,70	4,26	4,01	4,52	3,03	4,47
K ₂ O	2,53	2,86	2,15	3,18	1,97	3,12	3,14
H ₂ O	—	1,21	0,80	0,44	0,16	9,68	2,10
P ₂ O ₅	0,08	—	—	—	—	—	—
	100,00	—	—	100,58	—	99,00	100,40

1. Среднее из 30 анализов, по Дэли. — 2. Непискало. Кельское плато. Центральный Кавказ. — 3. Фидар-Хоха в центральном Кавказе. — 4. Магландори, Центральный Кавказ. 5. Поток Хорисара. Трусовское ущелье в центральном Кавказе. 6. Лава Казбека; сел. Блота. 7. Вулкан Сырх на Кельском плато.

	Магматические формулы	Коэффициент кислотности α	R ₂ O : RO
Дациты и кислые порфириты	1,25 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,33 SiO ₂	3,02	1 : 15
Андезит-дациты	1,6 \overline{RO} R ₂ O ₃ 5,85 SiO ₂	2,50	1 : 3
Липарито-дациты	1,11 \overline{RO} R ₂ O ₃ 7,63 SiO ₂	3,60	1,18 : 1
Трахидациты	1,42 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,76 SiO ₂	3,06	1,47 : 1
Пантеллерито-дациты	1,65 \overline{RO} R ₂ O 6,89 SiO ₂	2,95	1 : 3,5

Дациты, как уже указано, пользуются значительным распространением на Кавказе. Тип кавказских дацитов, встречающийся и в некоторых других областях, отличается отношением щелочей к щелочным землям, приближающимся к единице. В этом отношении эти дациты занимают как бы промежуточное положение между обычными дацитами и липаритами и составляют липаритовую ветвь дацитов. Это как бы щелочноземельные аналоги кварцевых трахитов; сторонники новых названий, вероятно, назвали бы их кавказитами.

Тип *трахидацитов* тоже встречается не только на Кавказе, но и в других областях; эти породы описаны также Манассе из Эритреи; сюда же принадлежит и пеперино, или некролит.

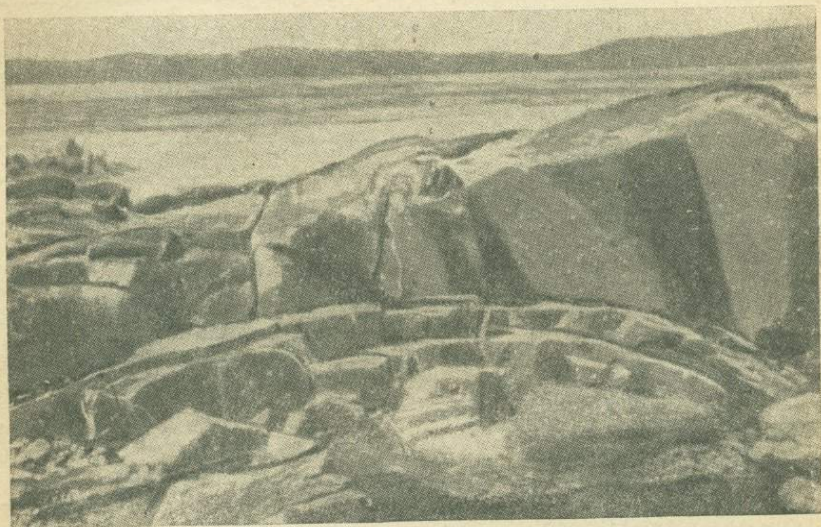


Рис. 145. Фельзитовый порфир со скорлуповато-концентрической отдельностью. О. Арран (Blackwater Foot). Шотландия.

К *пантеллерито-дацитам* относятся некоторые лавы Эльбруса, в частности вершинная лава (Дубянский) и лава с Мамисонского перевала; сюда же следует отнести также и санторинит и тосканит.

Тип *андезито-дацита* был установлен на лавах Казбека, но пользуется значительным распространением и в других частях центрального Кавказа. И по кислотности и по содержанию щелочей андезито-дациты занимают середину между настоящими дацитами и андезитами; многие из них являются гиперстеновыми породами. Не подлежит сомнению, что среди пород, описанных как дациты или как андезиты, имеется и в других вулканических областях немало представителей андезито-дацитов. Сюда между прочим относятся некоторые лавы Экуадора, часть латитов.

Тип *липарито-дацитов*, хорошо выделяющийся на Кавказе, тоже повидимому пользуется значительным распространением. Характерным представителем является вулкан Арагвинский Сырх на Кель-

ском плато; сюда же относятся и пятигорские лакколлиты, средний состав которых от Дервиз получил название *трахилипарита*. Сюда же относятся *делленит* (или дацито-липарит) Свенониуса и некоторые породы с г. Маседон около Мельбурна в Австралии, описанные Скэтсом, наконец *риодациты* Уинчеля.

Дациты Селенгинской Даурии принадлежат к биотитовым породам; основная масса микролитовая, псевдосферолитовая и витрофировая; они сопровождаются туфами.

Трахиты, порфиры и кератофиры

Трахиты и их палеовулканические, или палеотипные, аналоги — ортофиры, ортоклазовые порфиры (вкрапленники — ортоклаз), альбитофиры и кератофиры (вкрапленники — альбит или альбитизированный плагиоклаз) — являются эффузивной фации сиенитовой магмы в широком смысле слова. Как и в сиенитах, здесь имеются две ветви: одна обнимает обыкновенные трахиты, соответствующие обыкновенным сиенитам, другая — щелочные трахиты, соответствующие щелочным сиенитам. Щелочные трахиты, иначе натриевые или натро-железистые, отличаются тем, что в них полевой шпат исключительно щелочной (санидин, анортотоклаз), амфиболы и пироксены также щелочные. Эти щелочные трахиты примыкают к фонолитам, между тем как обыкновенные трахиты связаны переходными звеньями и по своему распространению с андезитами, с дацитами и даже с базальтами (на островах Тихого океана).

Существует ветвь трахитов, содержащая избыток кремнекислоты, — это так называемые кварцевые трахиты, которые связаны переходами с липаритами, дацитами и даже с пантеллеритами (см. схему на стр. 292).

Трахиты обыкновенно окрашены в светлые цвета, часто они белесовато-серые, иногда в изломе шероховатые вследствие очень мелкой пористости, откуда и получили свое название. Порфиры темнее и вообще отличаются также от трахитов, как кварцевые порфиры от липаритов. И те и другие залегают в виде потоков или покровов и нередко сопровождаются туфами.

По химическому составу от обыкновенных трахитов отличаются трахиты щелочные, в которых вследствие избытка щелочей и цветные составные части (пироксены и амфиболы) являются щелочными; эти щелочные породы, особенно натриевая их ветвь, отличаются также сравнительно более высоким содержанием окиси железа. Кератофиры относятся к трахитам и порфирам так же, как окси-кератофиры (рис. 146) к липаритам и оксипорфирам: это палеотипные/лейкокротовые эффузивные аналоги сиенитовой магмы, альбитовые, очень бедные цветной составной частью или даже вовсе ее не содержащие. Это лавы натриевой магмы, сильно диагенезированной протопневматолитическими процессами. Порфиры, или, как иногда говорят, бескварцевые порфиры, палеотипные эквиваленты трахитов, распадаются на ортоклазовые (ортофиры) и альбитовые (альбитофиры).

Другое подразделение по химическому составу заключается в противопоставлении калиевых и натриевых трахитов; следует от-

метить, что большинство щелочных трахитов относится именно к натриевым породам. Если повышение щелочности сопровождается также некоторым повышением кислотности, то получают так называемые кварцевые трахиты, от которых есть переходные звенья и к липаритам. Если же повышение щелочности сопровождается, наоборот, понижением кислотности, то получают переходы к фо-



Рис. 146. Оксикератофиры с горизонтальной призматической отдельностью. Карадаг Хоба-Тепе. Крым.
Фото А. М. Дьяконова.

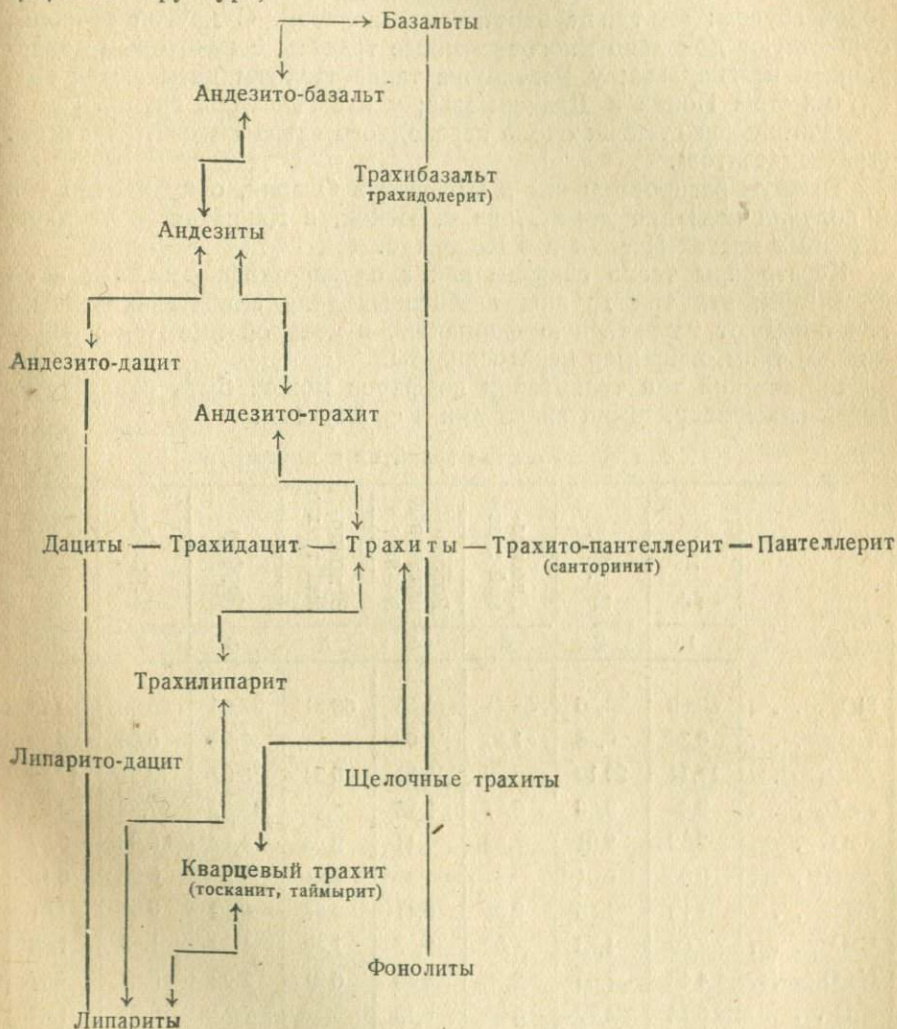
нолитам. Повышение кислотности без увеличения щелочности ведет к дацитам, а понижение щелочности в связи с понижением кислотности связывает трахиты с андезитами.

Взаимоотношения трахитов с другими семействами излившихся пород могут быть иллюстрированы схемой, помещенной на стр. 299.

Порфировидными вкрапленниками являются большие плоские кристаллы санидина, придающие типичным трахитам очень характерный вид.

По минералогическому составу здесь наблюдаются те же три ветви, как и в липаритах, т. е. биотитовая, амфиболовая и пироксе-

новая. Мы имеем биотитовые, авгитовые (диопсид), гиперстеновые, роговообманковые разности с переходами между ними, среди щелочных трахитов и порфиров — эгириновые, арфведсонитовые, рибектитовые и катфоритовые разности; в щелочных породах часто полевой шпат тоже натриевый. У кератофиров основная масса часто микрокристаллическая или приближающаяся к фельзитовой, а вкрапленники группируются кучками (так называемая *гломеропорфировая* структура).



В структурном отношении для трахитов и порфиров характерна микролитовая, почти или совершенно лишенная стекла, так называемая трахитовая основная масса; другой тип отличается более или менее изометрическим или четырехугольным развитием кристаллов полевого шпата в основной массе и получил от Розенбуша название ортофирового типа. Витрофировые разности в общем редки.

Трахиты и ортофиры часто отличаются крупными порфировидными вкрапленниками полевого шпата, но нередки и афировые породы. Порфиры с ромбоидальными вкрапленниками ортоклаза носят название ромбенпорфиров (принадлежат к щелочной формации). В общем все эти породы носят характер лейкократовый, цветные составные части обыкновенно количественно значительно уступают полевым шпатам.

В некоторых трахитах наблюдается примесь минералов содалитовой группы: это тип переходный к фонолитам. С другой стороны, существуют довольно многочисленные трахиты с некоторым содержанием плагиоклаза; у Розенбуша такие трахиты называются трахитами типа Понца и Драхенфельс; у нас эти типы группируются в значительной степени около переходного звена андезито-трахитов (трахиандезитов).

Трахиты распространены в Штирии, в Оверни, откуда один тип и получил название домита, на о. Иския, в Карпатах, в Тоскане, в разных местах Италии и в Колорадо.

Кератофиры тесно связаны как с оксикератофирами, так и со спилитами; эти три группы альбитовых (или альбитизированных) лав образуют характерную формацию, в которой имеются и переходные типы, например кератоспилиты.

Химический тип трахитов и порфиров может быть охарактеризован нижеследующими анализами и формулами:

Химический состав трахитов и порфиров

	Трахит	Порфир	Биотитовый трахит	Рогово-оманковый домит	Эгирино-вый трахит	Порфир	Кератофир	Кератофир
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	60,68	56,36	59,41	65,55	63,61	57,55	60,02	59,75
TiO ₂	0,38	0,48	1,00	0,68	—	1,58	0,60	0,72
Al ₂ O ₃	17,74	20,10	19,06	16,81	16,34	13,67	13,21	17,39
Fe ₂ O ₃	2,64	2,86	0,87	2,26	4,30	12,86	7,58	3,97
FeO	2,62	2,01	3,42	1,11	2,06	1,17	0,03	3,22
MnO	0,06	0,01	—	—	сл.	—	0,08	0,13
MgO	1,12	1,15	2,05	0,41	0,37	0,52	0,90	1,81
CaO	3,09	1,73	4,09	2,07	1,42	1,20	1,08	1,86
Na ₂ O	4,43	7,65	2,58	6,58	6,21	2,09	5,07	7,07
K ₂ O	5,74	4,97	5,29	4,18	5,54	7,77	6,24	1,62
H ₂ O	1,25	1,20	1,55	—	0,77	1,45	2,23	2,23
P ₂ O ₅	0,24	0,48	0,29	0,07	—	0,15	0,07	—

1. Среднее из 48 анализов, по Дзели. — 2. Ромбенпорфиры, по Дзели. — 3. La Sava у Витербо в Италии. 4. — Puy de Dome, Овернь, Франция. — 5. Зибенгебирге (Kühlsbrunnen). — 6. Röthelgehäu у Табеца, Тюрингия. — 7. Bärenrücken, Гарц. — 8. Крым, Карадаг (Карагач).

	Магматическая формула	Коэф. кислотн. α	$R_2O : RO$
Трахиты	$1,27 \overline{RO} R_2O_3 5,31 SiO_2$	2,48	1,26 : 1
Порфиры	$1,7 \overline{RO} R_2O_3 5,8 SiO_2$	2,21	1 : 1,4
Кварцевые трахиты . . .	$\overline{RO} R_2O_3 5,4 SiO_2$	2,55	5,1 : 1
Андезито-трахиты	$1,4 \overline{RO} R_2O_3 4,6 SiO_2$	2,07	1 : 1,2
Трахититы	$1,25 \overline{RO} R_2O_3 3,4 Si_2O$	1,79	1 : 1,1
Трахидациты	$1,42 \overline{RO} R_2O_3 6,76 SiO_2$	3,06	1,47 : 1
Трахилипариты	$1,2 \overline{RO} R_2O_3 7,1 SiO_2$	3,35	1,8 : 1
Кератофир	$1,36 \overline{RO} R_2O_3 5,1 SiO_2$	2,28	1 : 1

Статистическая обработка химических коэффициентов для трахитов дала следующую их характеристику:

$\alpha = 2,40$ с колебаниями от 2,25 до 2,55; R (т. е. коэффициент при \overline{RO}) = 1,21 с колебаниями от 1,14 до 1,24, и г (т. е. отношение $\overline{RO}_2 : RO$) = 2,3. Среднее содержание кремнекислоты 60,44%.

Из областей распространения порфиров можно назвать Тюрингию, Саарскую область, район рейнских сланцевых формаций (так называемые ланпорфиры-кератофиры), Морван во Франции, Вогезы, Боцен и Меран в Тироле, Шведскую Лапландию и много других областей. Для щелочных трахитов характерны Зибенгебирге в Германии, Мон-Дор и некоторые другие области во Франции, Восточная Африка, Мадагаскар, Гвинея, Квинслэнд и т. д.

В СССР трахиты редки: они встречаются на Кавказе и в Закавказье. Порфиры (и кератофиры) распространены довольно широко на Урале, в Сибири, встречаются в центральном Кавказе, в Крыму.

Фонолиты

Эффузивные эквиваленты нефелиновых сиенитов, независимо от их геологического возраста, называются фонолитами. Многие районы средней Германии, Словакии, центральная Франция, Сардиния и многие другие области включают в себе потоки или купола фонолитов, иногда сопровождаемых и туфами. И по структуре и по некоторым переходным звеньям фонолиты, с одной стороны, примыкают к трахитам, — это трахитовидные фонолиты Розенбуша; с другой стороны, они связаны с теми ультраосновными породами, которые мы объединяем под названием базанитов; это, повидимому, в особенности относится к лейцитовым фонолитам. Эта ветвь фонолитов обладает структурой, близкой к нефелинитам, и выделяется Розенбушем под названием нефелинитоидных фонолитов. Существуют также витрофировые разности и стекла.

Наиболее распространенные фонолиты, т. е. нефелиновые фонолиты, — это эффузивные эквиваленты настоящих нефелиновых сиенитов. Существуют, однако, и лейцитовые фонолиты. Особую ветвь составляют те породы, которые известны под названием лейцито-

фиров; это фонолитовидные породы, в которых санидин и нефелин заменены лейцитом и гаюином. В химическом отношении эти породы отличаются очень высоким содержанием одноокисей, приближающим их к пантеллеритам; содержание щелочей и щелочных земель приблизительно одинаковое, коэффициент кислотности меньше, чем у настоящих фонолитов, приблизительно как у диоритовых пород; они занимают в системе эффузивов место рядом с трахитами и андезито-трахитами.



Химический состав фонолитов и лейцитифиров иллюстрируется нижеприводимой табличкой.

Фонолиты образуют потоки или купола; иногда они сопровождаются туфами. Геологически фонолиты связаны, с одной стороны, с трахитами, с другой — с тейфритами и базанитами. Встречаются в разных формациях, начиная с карбона.

Фонолиты распространены в разных вул-

Рис. 147. Вулканические (туфы с бомбами кератофира около дер. Мухолатки на Южном берегу Крыма.

Фото Д. И. Шербакова.

странены в разных вул-

	Фонолит	Лейцитифир		Фонолит	Лейцитифир
	1	2		1	2
SiO ₂	57,45	49,83	MgO	0,30	1,79
TiO ₂	0,41	0,71	CaO	1,50	5,69
Al ₂ O ₃	20,60	19,00	Na ₂ O	8,84	7,19
Fe ₂ O ₃	2,35	3,17	K ₂ O	5,24	6,15
FeO	1,03	3,59	P ₂ O ₅	0,12	0,78
MnO	0,13	0,17	H ₂ O	2,04	1,93

1. Среднее из 25 анализов, по Дэли. — 2. Среднее из 8 анализов, по Дэли.

Магматические формулы:

Фонолиты 1,13 \overline{RO} R₂O₃ 4,44 SiO₂; R₂O : RO = 4,3 : 1; α = 2,15

Лейцитифиры . . 1,8 \overline{RO} R₂O₃ 4,03 SiO₂; R₂O : RO = 1 : 1; α = 1,65

канических областях Германии, например Хегау, Фогельсберг, Кайзерштуль и др., в Оверни, на Азорских и Канарских островах, на островах Зеленого мыса, в Восточной Африке, в Колорадо и в некоторых других местностях.

ОСНОВНАЯ МАГМА И ЕЕ ПРОИЗВОДНЫЕ

Основная магма, иначе базальтовая или габброидная, отличается невысоким содержанием кремнекислоты, приблизительно около 50%

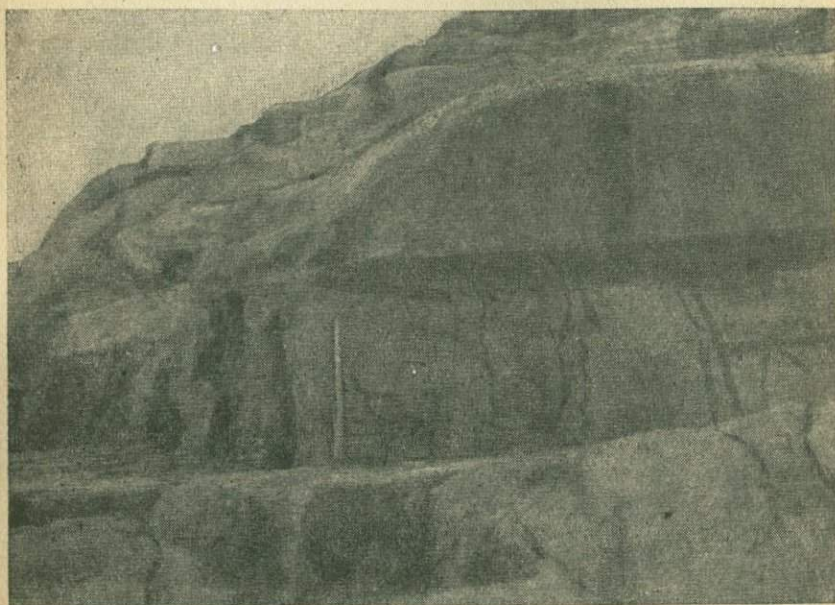


Рис. 148. Пластовая жила габбро-диабазы в граните; восточное побережье Онежского озера.

Фото Т. М. Окновой.

(она недосыщена кремнекислотой), высоким содержанием щелочных земель и в частности закиси железа и магнелии. Она, повидимому, менее богата и водяными парами и другими летучими составными частями, среди которых здесь более существенную роль играет хлор, а не фтор и бор, как в кислой магме. С основной магмой генетически связаны магматические месторождения таких металлов, как титан, никель, хром, платина и платиновые металлы, частично железо, медь. В отличие от кислой магмы, среди пород основной магмы эффузивные члены играют более видную роль, чем глубинные. Главным, так сказать центральным, семейством среди интрузивных пород этой магмы являются породы габбро-пироксенито-перидотитовой формации, а среди эффузивной фации — базальты и диабазы.

Габбро, базальты и диабазы являются продуктами непосредственной кристаллизации основной магмы; остальные члены группы

основных пород представляют продукты дифференциации, или ассимиляции, или ассимиляции и дифференциации одновременно. Если в чистых своих представителях основная магма более или менее резко отличается от кислой, подобно тому как эта последняя в чистых своих представителях более или менее резко отграничивается от основной магмы, то вместе с тем следует отметить, что существуют такие крайние члены производных как от кислой, так и от основной магм, которые приходится рассматривать как связующие звенья между ними, и такие породы, которые, с одной стороны, примыкают к кислой магме, а с другой — к основной. Такое положение занимают, например, диоритовые породы, такое же положение свойственно и тем ультраосновным породам с достаточно значительным содержанием щелочей, которые нами объединяются под названием тералитов в интрузивной фации и базанитов в фации эффузивной; эти породы и геологически и посредством переходов связаны, с одной стороны, с габбро и базальтами, т. е. примыкают к основной магме, с другой — с нефелиновыми сиенитами и фонолитами, т. е. через них примыкают и к кислой магме.

Основная, или базальтовая, магма по представлению одних авторов (Дэли и многие другие) существует в жидком виде или в стекловатой форме, по мнению других — возникает путем плавления твердых частей литосферы вследствие понижения давления (Рейер), или вследствие периодического накопления тепла от радиоактивного распада (Джоли) или вследствие расплавления инфралутонической эклогитовой зоны (Фермор).

Массовые базальтовые излияния, так называемые базальты плато (Вашингтон), являются непосредственно продуктами излияния чистой базальтовой основной магмы, не загрязненной ассимиляцией и не дифференцированной. В чистом виде в интрузивной фации эта магма представлена, например, сибирскими интрузивными траппами.

1. ИНТРУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Формация габброноритовая

Габброноритовая формация отличается большим постоянством отдельных типов слагающих ее пород, но вместе с тем представляет резкое разнообразие с точки зрения комплексов пород, слагающих эту формацию в разных областях ее распространения. В этом отношении можно установить следующие три типа:

1-й тип: габбро-перидотито-пироксенитовая формация;

2-й тип: габбро-анортозито-сиенитовая формация;

3-й тип: гортонолитовые габбро-диабазы (интрузивная фация сибирских траппов).¹

Следующая по своему значению после гранитовой габбровая формация пользуется в пределах СССР значительным распространением. Правда, породы этой формации не образуют таких значительных масс, как гранитовые; но если взять всю совокупность пород основной магмы, как интрузивных, так и эффузивных, то можно

¹ Эти породы, принимая во внимание их кайнотипный облик, можно было бы назвать долеритами.

сказать, что в количественном отношении породы кислой и породы основной магм приблизительно равноценны.

В Европейской части СССР главные области распространения пород описываемой здесь формации — это Карело-Финская ССР и север СССР, Урал и украинская кристаллическая полоса. На Кавказе роль интрузивных пород этой формации сравнительно не-

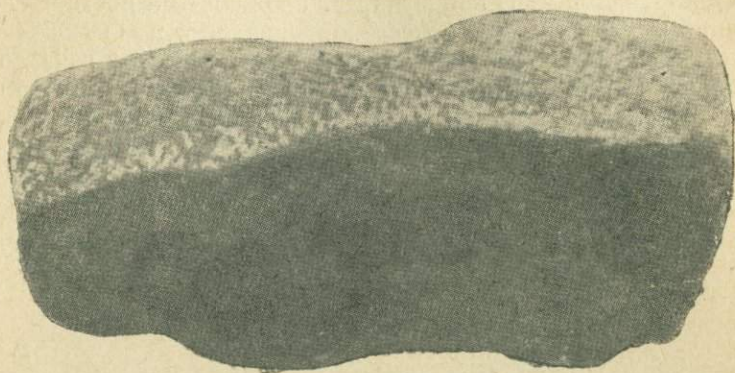


Рис. 149. Контакт габбро-диабазы (темный внизу) с аплитом (гранофиром) — на западном берегу Онежского озера (по С. А. Яковлеву).

значительна, но эффузивная фация пользуется здесь значительным распространением. В Сибири имеются представители и той и другой фации, но опять-таки особенно значительна роль эффузивных пород.

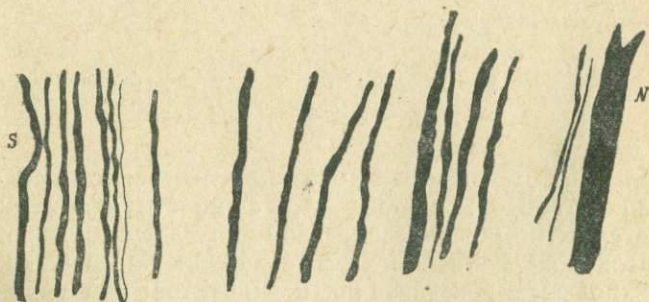
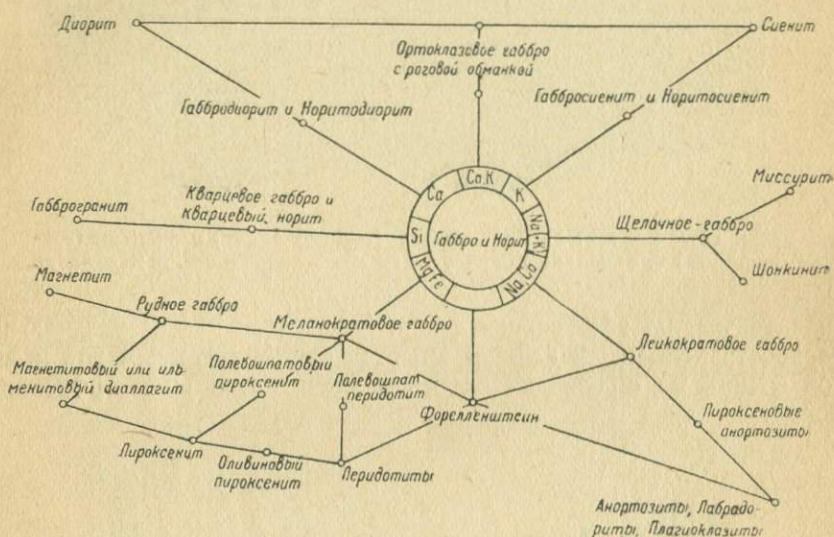


Рис. 150. Жилы диабазов и порфиритов в граните Дарьяльского ущелья (по Д. С. Белянкину).

Взаимоотношения между породами гранитовыми и группой габбро представляют особый интерес с точки зрения дифференциации и вопроса о том, происходят ли габбро и граниты из одной общей родоначальной магмы или нет. Вряд ли можно считать этот вопрос достаточно освещенным; но некоторые из имеющихся данных для Финляндии, для Сибири, для Урала, для Гарца, для Южной Африки и для южнорусской кристаллической полосы, говорящие о том, что возраст гранитов и габбро не одинаков в тех местах, где они встречаются совместно, могут быть рассматриваемы

как указания на самостоятельность основной и кислой магм, как это уже было изложено выше (см. стр. 199).

Сложное название разбираемой здесь формации, данное нами выше, не обнимает всей совокупности пород, входящих в состав данной формации (т. е. интрузивной основной щелочноземельной формации): не упомянуты форрелленштейны и некоторые другие; но оно в достаточной мере подчеркивает сложность и пестроту состава формации габбро. Сильная дифференцированность и связанная с этим сложность состава характерна для формации габбро в гораздо большей степени, чем для гранитовой формации. В этом отношении особенно интересна уральская формация, которая хорошо иллюстри-



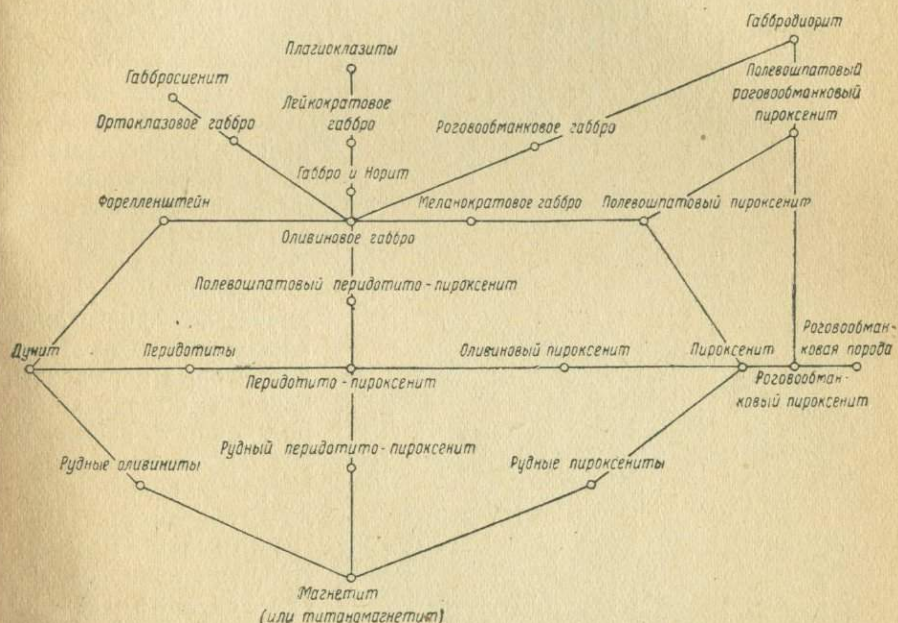
руется примером Денежкина Камня (107), Косьвинского Камня и др.

Формация габбро представляет в сущности два типа: один из них является резко щелочноземельной или ультращелочноземельной (алькалиптоховой) фацией и характеризуется более или менее значительной ролью пироксенитов и перидотитов; это уральский тип, для которого характерны мелкозернистые или афанитовые жилы, ультращелочноземельные и ультраосновные (микродиориты, микрогаббро, пироксениты, перидотиты), из коих некоторые описаны Дюпарком под особыми названиями (тылаит, казанскит и др.). Другой отличается сравнительно большим содержанием щелочей, ортоклазовой фацией и связан с целым рядом переходов к сиенитам; это — южнорусский, или украинский, тип. Сопоставляя эти два типа с формациями габбро в других странах, мы видим, что норвежская и часть канадских относятся к типу украинских. К ультраосновной и ультращелочноземельной (алькалиптоховой¹) ветви формации габ-

¹ Альколптоховый означает „бедный щелочами“.

бро принадлежат и пиренейские породы, описанные Лакруа под названием аржежитов.

Третьим типом габбровой формации надо считать интрузивную фацию сибирских траппов, представленных гортонолитовыми габбро-диабазами, которые не сопровождаются характерными для двух других типов породами габбро-норитовой формации и представляют чистую недифференцированную базальтовую магму (траппы Нижнеудинского и соседних районов по Сибирской жел. дороге и траппы Ангары и ее бассейна): интрузивные пласты гортонолитовых интрузивных габбро-диабазов (долеритов) без других членов габбровой формации (108).



Куплетский подверг количественный минералогический состав пород габбровой формации статистической обработке и дал следующие соотношения (109 a).

I. В серии анортозит — безоливиновое габбро — пироксениты по процентному содержанию плагноклаза:

- 100—85% — анортозит,
- 85—70% — лейкократовое габбро,
- 70—30% — габбро и нориты,
- 15—0% — габбро-пироксениты (лучше: полевощпатовый пироксенит и пироксенит).

II. В серии оливинного габбро:

- 95—80% — форелленштейн,
- 80—65% — лейкократовое габбро,
- 65—40% — оливинное габбро,
- 40—20% — меланократовое оливинное габбро,
- 20—0% — габброперидотит (и перидотит).

III. В серии пироксено-оливиновых пород габбровой формации по процентному содержанию пироксена:

- 100—90% — пироксенит,
- 90—65% — оливиновый пироксенит,
- 65—30% — перидотиты,
- 30—10% — пироксеновый оливинит,
- 10—0% — дунит и оливинит.

Обычная форма залегания для пород габбро-пироксенито-перидотитовой формации — глубинные массивы, частью интрузивно-лакколитового характера, частью батолитового или лополитового. Размеры этих массивов в общем значительно уступают гранитовым, но тем не менее иногда достигают значительной величины, особенно у анортозитов. Пироксениты, перидотиты, иногда анортозиты, мелкозернистые и порфировидные габбро (габбро-порфирит), а также габбросиенитовые или монцонитовые породы встречаются и в виде жил: таковы *бербахиты* — это мелкозернистые жильные габбро без вкрапленников; одним из таких примеров является жиль-

ный микромонцонит (или микрогаббро-сиенит), который был описан также под названием кулаита (Генинг).

Жильные габбро, диабазы, диабазовые порфириты, диориты и диоритовые порфириты, нередко объединяемые под общим названием *зеленокаменных пород*, часто в большом количестве рассекают гранитные массивы. Хорошим примером могут служить зеленокаменные жилы в дарьяльском граните по Военно-грузинской дороге, часть которых изображена на прилагаемом схематическом чертеже Д. С. Белянкина (рис. 150).

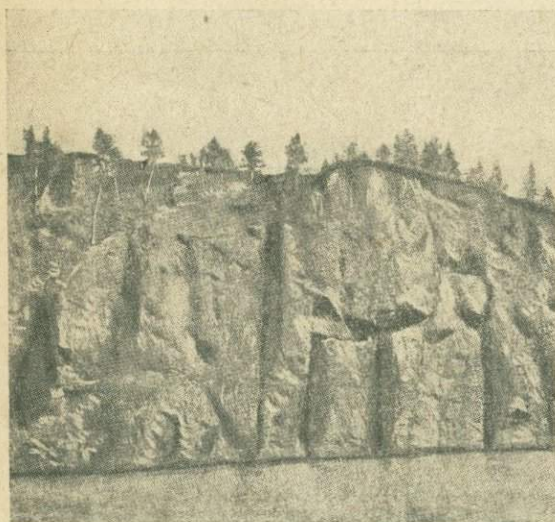


Рис. 151. Габбро-диабаз. Титта-Ламба в Карелии (по В. М. Тимофееву).

Возрастные отношения габбро-пироксенито-перидотитовой формации в общем такие же, как и гранитов.

С точки зрения *минералогического состава* габбро можно определить как интрузивную основную породу, существенными минералами которой являются основной плагиоклаз, от анортита до лабрадора, и какой-нибудь представитель группы пироксенов и амфиболов. При такой характеристике габбро легко отграничивается от диоритов, для которых полевой шпат — более кислый, обыкновенно андезин, что сказывается и в химическом составе. Первоначально

габбро в тесном смысле слова называли только те породы, в которых цветная составная часть представлена диааллагом; хотя это и распространенный тип габбро, но все же это лишь одна из его разновидностей; габбро авгитовое, роговообманковое, бронзитовое, гиперстеновое встречаются также нередко; последние два типа габбро первоначально назывались и теперь еще часто называются *норитами*. В габбро нередко наблюдается сочетание двух или нескольких представителей группы пироксенов и амфиболов, например авгитороговообманковое, гиперстено-диааллаговое и т. п.; иногда в одной и той же породе встречаются одновременно даже несколько минералов этой группы — так называемое *полимелановое* габбро. Наряду с двумя главными составными частями габбро, в них часто также встречается оливин, но резкое противопоставление оливинового габбро безоливиновому, как это делалось раньше, не оправдывается никакими особенностями химического состава и противоречит отсутствию резкой границы между ними. В интрузивных сибирских траппах, богатых закисью железа, оливин представлен гортонолитом. В габбро южно-русского типа спорадически появляется примесь ортоклаза, которая в некоторых переходных типах, так называемых габбро-сиенитах, приобретает значение существенной составной части. Постоянной второстепенной составной частью, которая в некоторых крайних членах этой формации достигает значения существенной составной части, является магнитный железняк с более или менее значительным содержанием титана, так называемый титано-магнетит. Другие второстепенные составные части — апатит, хромит, шпинели, магнитный колчедан, сернистые соединения меди, иногда с примесью никеля и кобальта. Как титано-магнетит, так и сульфидные соединения образуют в некоторых случаях значительные скопления, настоящие рудные месторождения магматического происхождения.

Как уже указано, относительные количества главных составных частей подвержены в габбро значительным колебаниям; наряду с типичным габбро, которое можно рассматривать как эвтектический или мезолитовый тип, наблюдается целый ряд отклонений от этого типа в сторону как меланократового, так и лейкократового типа. Принимая во внимание, что в габбро можно считать нормальным случаем четыре составных части (плаггиоклаз, пироксен, оливин, титано-магнетит), мы получаем более значительное число разновидностей и членов этой формации, чем в гранитах, что можно иллюстрировать приведенными на стр. 306 и 307 схемами.

В некоторых габбро встречаются в виде гнезд и прожилков гранофировые прорастания кислого плаггиоклаза или ортоклаза и кварца, а иногда и свободная кремнекислота в виде кварца. И то и другое нередко может быть приведено в связь с ассимиляцией гранитов, кварцитов и т. п. (см. стр. 318 сл.). Наконец существуют габбро и с некоторым содержанием биотита.

Структура габбро и других входящих в эту формацию пород, вообще говоря, кристаллически-зернистая. В равномернозернистых габбро, которые часто отличаются очень большой крупностью зерна, можно установить два типа: первый — это в общем гранитовидный тип, но без резкого идиоморфизма одной определенной составной

части; второй — это тот, в котором полевой шпат, выделяющийся раньше цветных составных частей, является в виде идиоморфных призматических кристаллов, т. е. структура здесь так называемая офитовая или диабазовая. Такие габбро часто описывались под названием диабазов, как, например, известные габбро западного побережья Онежского озера. Однако это несомненно глубинные породы, т. е. с нашей точки зрения настоящие габбро, которые и можно называть или *габбро-диабазами* (рис. 148 и 151) или *офитовыми габбро*, чтобы отметить особенность их структуры. В некоторых представителях этих пород, например в сибирских интрузивных траппах, наблюдаются разновидности офитовой структуры, например: пегматофитовая структура с закономерным расположением идиоморфных призматических кристаллов внутри крупных выделений пироксена, говорящая об одновременной кристаллизации обоих минералов, затем пойкилофитовая и др.



Рис. 152. Титано-магнетитовые темные полосы в полосатом габбро с Денежкина Камня на Урале.

Среди офитовых габбро следует отметить группу альбитовых габбро-диабазов, или, как их часто называют, альбитовых диабазов; таков, например, альбитовый диабаз из Красной Поляны на Черноморском побережье Кавказа, описанный Белянкиным. Такие «альбитовые диабазы» являются интрузивной фацией спилитов.

Кроме равномернозернистых габбро, встречаются и порфировидные, правда реже, чем у гранитов; они описаны из различных местностей под названием габбропорфиров. Шаровые структуры попадаются среди габбро реже, чем у гранитов, тем не менее описаны из разных местностей; особенно замечательным примером является *корсиг*, порода с о. Корсики, которая прежде причислялась к диоритам (рис. 59). Особенно интересный структурный тип габбро представляют полосатые габбро, в которых чередуются полосы лейко-

кратового и меланократового характера или же полосы полевого шпата и цветных минералов. Такие породы встречены в Шотландии (Lizard) и на Денежкином Камне на Урале, где они представляют большое разнообразие и заключают также полосы чистого титано-магнетита (рис. 66, 67, 68, 152, 153).

В некоторых пироксенитах и горнблендитах, изредка также в габбро, наблюдается такситовая структура в виде так называемого структурного таксита, т. е. в виде неправильного чередования в породе участков крупнозернистых и мелкозернистых.

Мономинеральные породы формации габбро, пироксениты и анортозиты, иногда отличаются чрезвычайно большой крупностью зерна, они являются гигантоплазматическими.

Одной из важнейших и наиболее интересных пород из габбровой формации уральского типа следует считать *дуниты*, материн-



Рис. 153. Полосатое габбро с Денежкина Камня на Урале.

скую породу платины. Дуниты — это темнозеленые, в выветрелой коре желтые, сравнительно мелкозернистые породы, состоящие из неправильных зерен оливина, разобщенных первичным протопневматолитическим серпентином, и более или менее богатые хромистым железняком; тагильские дуниты на Урале содержат самородную платину. Там, где обнажена значительная толща дунита (Ляпинский Урал) или где эта толща пройдена бурением (Тагил), можно убедиться в том, что глубокие части дунитового массива представляют настоящую мономинеральную оливиновую породу без змеевика: серпентинизация характеризует верхние части дунитовых массивов под влиянием летучих компонентов магмы, стремившихся в верхние части массива и производивших там изменения минералогического состава в виде протопневматолитического серпентина. Дуниты часто содержат некоторое количество энстатитового пироксена, который иногда можно обнаружить путем пересчета химического анализа; если этого энстатитового пироксена больше 5%, иногда 10—15%, то породу следует уже называть энстатитовым дунитом, а выше 25% — саксонитом.

Южно-африканские платиноносные дуниты отличаются от уральских тем, что их оливиновый минерал принадлежит богатому железом оливину, так называемому гортонолиту, т. е. это особые гортонолитовые дуниты.

В *анортозитах* нередко наблюдается так называемая протокластическая структура, т. е. такие переломы и даже раздробления составных частей, которые не могут быть приписаны позднейшим механическим воздействиям, а должны быть рассматриваемы как явление первичное.

В некоторых оливиновых габбро и форелленштейнах наблюдаются коррозионные каемки на оливинах там, где они соприкасаются с плагиоклазом, — так называемая келифитовая структура (рис. 29 и 29а).



Рис. 154. Лабрадорит. Каменоломня Турченка, Новый Бобрик.

Фото В. И. Лучицкого.

Химический состав пород габбровой формации может быть иллюстрирован следующими анализами (см. табл. на стр. 313).

Шестьдесят четыре анализа русских габбро и норитов дают возможность установить пределы для коэффициентов \overline{RO} и α .

Так, $\overline{RO} = 1,9-3,95$, что соответствует 65,6% всех анализов; если взять более тесные пределы, например 2—3,5, то они обнимают 51,5%, т. е. больше половины всех анализов.

Коэффициент кислотности α в 64% анализов укладывается в рамки $1,7 > \alpha > 1,3$ или в 45,3% в более узкие рамки $1,6 > \alpha > 1,35$; кроме того есть группа ультраосновных габбро с $\alpha < 1,20$ (и даже чаще всего меньше 1,1); таких анализов 18,7%.

Химический состав пород габбровой формации

	Средний со- став габбро	Ультра- основное габбро	Пироксенит	Перидотит	Дунит	Анортозит	Лабрадорит	Сосюрито- вое габбро	Габбро- сиенит	Фореллен- штейн	Дунит не сер- пентинизиро- ванный
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ . . .	48,24	43,75	56,60	44,99	38,72	54,45	51,06	48,11	52,20	42,92	40,80
TiO ₂ . . .	0,97	—	—	0,97	—	—	—	—	2,55	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	17,88	18,02	0,03	5,91	2,55	28,05	22,50	16,98	14,67	26,42	0,97
Fe ₂ O ₃ . . .	3,16	7,50	0,63	3,42	4,50	0,45	4,47	—	1,83	3,97	0,07
FeO . . .	5,95	5,31	—	8,30	3,76	—	5,07	7,82	11,51	2,81	6,35
MnO . . .	0,13	—	—	сл.	—	—	0,49	1,88	—	—	0,14
MgO . . .	7,51	10,68	21,19	21,02	41,36	—	1,34	5,67	3,48	7,26	49,61
CaO . . .	10,99	12,40	17,93	9,79	—	9,68	8,48	17,75	6,69	15,40	сл.
Na ₂ O . . .	2,55	1,46	—	0,91	0,57	6,25	4,45	1,82	3,04	0,63	—
K ₂ O . . .	0,89	0,51	—	0,74	сл.	1,06	1,34	—	2,49	сл.	—
P ₂ O ₅ . . .	0,28	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O . . .	1,45	1,21	4,65	3,89	7,70	0,55	1,34	—	—	—	0,15
Сг ₂ O ₃ . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28
NiO . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,41
Пот. при прок. . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,80	1,11
Сумма . . .	100,00	100,84	—	99,99	99,16	100,49	100,54	100,03	—	100,21	99,89

1. Среднее из 41 анализа, по Дэли. — 2. Денежкин Камень, Желтая сопка. — 3. Гора Биг-Тау, Енис. района, Сибирь (Ячевский). — 4. Верлит, Кристаль Фольс, Мичиган. — 5. Денежкин Камень на Урале. — 6. Rawdon, Морин в Канаде. — 7. Городище, Киевский район (Тарасенко). — 8. Итерё в Норвегии. — 9. Барашки, Киевский район. — 10. Денежкин Камень на Урале. — 11. Сев. Урал. Рай-Из, Конгорское ущелье.

В общем можно сказать, что коэффициент кислотности представляет в габбро более постоянную величину, чем \overline{RO} .

Таким образом мы получаем для габбро такой символ:

$$\frac{1,9-3,95}{1,7-1,3} \text{ или для наиболее типичных представителей: } \frac{2-3,5}{1,6-1,35}$$

В химическом отношении габбро вполне соответствуют базальтам и характеризуются недосыщенностью кремнекислотой, значительным преобладанием щелочных земель над щелочами и высоким содержанием магнезии и железа. В зависимости от относительных количеств оснований можно различать типичное щелочноземельное габбро и щелочное. В нормальных своих представителях габбро являются резкими выразителями типичных особенностей основной магмы, с одной стороны, и щелочноземельной — с другой; две вышеуказанные ветви формации габбро в химическом отношении характеризуются тем, что уральская обыкновенно сопровождается ветвью ультращелочно-земельной, а южнорусская — наоборот, более щелочной; минералогически и химически, но не геологически, к этим так называемым щелочным или ортоклазовым габбро примыкают те породы, иногда объединяемые под

общим названием щелочных габбро, которые характеризуются более или менее существенной примесью нефелина или лейцита и были описаны под названием миссурита, шонкинита и т. п. Сюда же принадлежат, быть может, и некоторые тешениты,¹ т. е. анализимовое габбро.

Группа анализимовых габбро, объединяемых под названием тешенитов, обнимает породы, описанные под разными названиями и связанные переходами между собой и с типичными тешенитами (109).

Следует пожалеть о том, что при производстве анализов габбро и других членов этой формации недостаточно обращали внимание на определение в них хрома, никеля, кобальта, меди, платины, так как их тесная связь с этими породами придает таким определениям особенное значение.

С точки зрения химического состава можно установить для габбро два типа: обыкновенное габбро (тип южно-русский, норвежский, Гарца и многие другие) и ультраосновное, вместе с тем ультращелочноземельное (т. е. алькалиптоховое) габбро (тип Урала).

Средний валовой состав габбро может быть представлен следующей магматической характеристикой:

$$2,6\overline{RO} R_2O_3 \quad 4,12SiO_2; \quad R_2O : RO = 9; \quad \alpha = 1,5.$$

Несколько более основным является состав оливинового габбро, вычисленный Дэли из 17 анализов и дающий такую формулу:

$$2,75 \overline{RO} R_2O_3 \quad 3,94 SiO_2, \quad \text{при } \alpha = 1,36 \text{ и } R_2O : RO = 1 : 11.$$

Ультраосновное габбро имеет следующий состав:

$$3,51 \overline{RO} R_2O_3 \quad 3,18 SiO_2; \quad \alpha = 1,13; \quad R_2O : RO = 1 : 38$$

Южнорусские габбро-нориты от уральских отличаются большей кислотностью и большим содержанием R_2O . Отношение $MgO : CaO = 1 : 1,02$.

Средний состав габбро-норитов:

$$3 \overline{RO} R_2O_3 \quad 5,38 SiO_2; \quad \alpha = 1,76; \quad R_2O : RO = 1 : 6,53.$$

Урал. По сравнению с южно-русскими уральские габбро гораздо более основные, алькалиптоховые, и более магнезиальные. Гиперстеновое габбро с вершины Денежкина Камня содержит более MgO , чем CaO , и имеет такую характеристику:

$$4 \overline{RO} R_1O_3 \quad 5,1 SiO_2; \quad \alpha = 1,42; \quad R_2O : RO = 1 : 29.$$

Средний состав Денежкина Камня:

$$5,98 RO R_2O_3 \quad 4,90 SiO_2; \quad \alpha = 1,11; \quad R_2O : RO = 1 : 47.$$

Средний состав Качканара:

$$5,89 \overline{RO} R_2O_3 \quad 4,97 SiO_2; \quad \alpha = 1,15; \quad R_2O : RO = 1 : 124.$$

¹ Часть тешенитов принадлежит к интрузивным базанитам (см. ниже).

Средний состав Косьвинского Камня:

$$6,6 \overline{RO}R_2O_3; 6,3 SiO_2; \quad \alpha = 1,30.$$

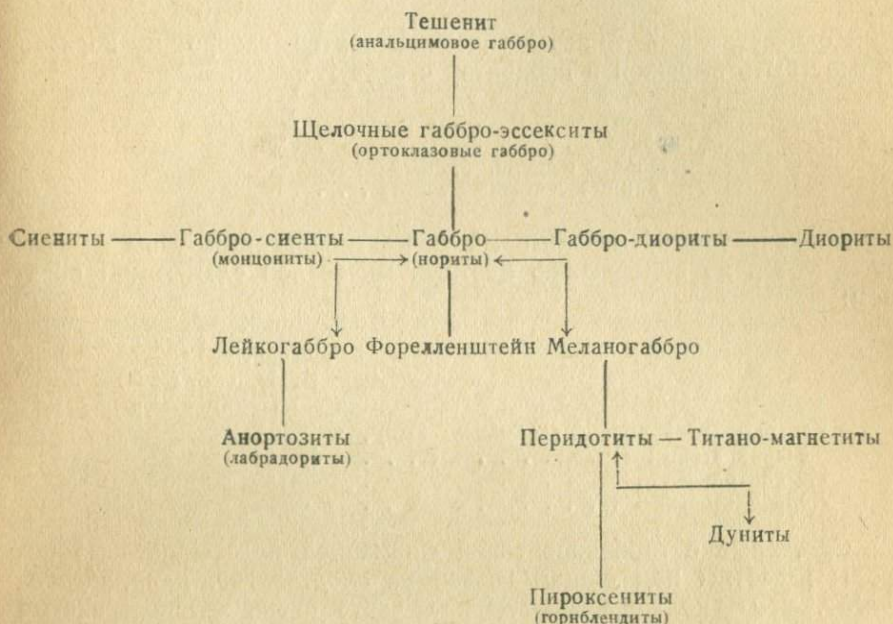
Средний состав Серебрянского:

из 4 анализов . . . $\alpha = 1,1;$ $R_2O : RO = 1 : 17.$

из 6 анализов . . . $\alpha = 1,23;$ $R_2O : RO = 1 : 13.$

Фармаковский увал $\alpha = 1,35;$ $R_2O : RO = 1 : 25.$

Взаимоотношения габбро с соседними семействами глубинных пород могут быть иллюстрированы нижеприведенной схемой.



Все разнообразие пород из семейства габбро, с точки зрения минералогического состава, могло бы быть исчерпано соответствующими прилагательными: авгитовое габбро, гиперстеновое габбро, анортитовое габбро и т. п. Однако некоторые из исторически укоренившихся терминов продолжают употреблять в настоящее время. Из числа этих терминов запомним следующие:

Норит — габбро с ромбическими пироксенами; гиперит — авгито-гиперстеновое габбро; форелленштейн (трактолит) — габбро без пироксена и амфибола, т. е. плагиоклазово-оливиновая порода из семейства габбро; эвкрит — анортитовое габбро; это название применяется и к авгито-анортитовым метеоритам; сосюритовое габбро (аллалинит) — габбро, в котором полевой шпат превращен в сосюрит (цоизит или смесь цоизита и альбита); битовнитовый или анортитовый форелленштейн иногда называют алливалитом в отличие от лабрадорного, который носит название троктолита.

Лейкократовые и меланократовые разности габбро и норитов встречаются сравнительно часто. Но, как и в других семействах, они в своем распространении значительно уступают среднему, нормальному *мезолитовому* типу, который, согласно Фогту, мы рассматриваем как более или менее близкий к эвтектическому. Для габброноритовых пород это хорошо иллюстрируется нижеследующими числами Куплетского (109a). Рассмотренные им 314 анализов распределяются следующим образом:

2,7 т. е.	8,5%	соответствуют лейкократовой ветви,
219, т. е.	70%	нормальному (мезолитовому) типу,
68, т. е.	21,5%	соответствуют меланократовой ветви.

Количественный минералогический состав габбро и норитов может быть выражен в процентах с закруглением:

полевого шпата	51—55
пироксена	36
остальное (оливин, руда, второстепенные составные части)	13—9

Лейкократовый, мезолитовый и меланократовый типы разграничиваются по содержанию цветных минералов следующим образом:

	Левинсон-Лессинг (1912) %	Куплетский (1934) %
Ультрамеланократовый (лейкоптоховый)	> 95	> 95
Меланократовый	60—95	70—95
Мезолитовый	40—60	35—70
Лейкократовый	< 40	< 35

Связанные с габброноритовой формацией полевошпатовые породы известны под общим названием *анортозитов*, или *лабрадоритов*. Это — полнокристаллические, часто очень крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, обыкновенно лабрадора или битовнита; спорадически в них встречается пироксен или титаномagnetит. Иногда в них наблюдается протокластическая структура. Лабрадориты образуют значительные массивы в восточной Канаде (Лабрадор и дальше на запад), в США, в Норвегии (на Лофотенских островах и в южной Норвегии у Бергена), у нас на Волыни (рис. 154) и в Киевской области.

Существует взгляд, что анортозиты, а также и пироксениты, т. е. вообще мономинеральные породы, связанные с габбро, никогда не существовали в жидком виде, что они представляют аггломерацию твердых кристаллов, которые по выделении из габбровой магмы скопьялись в некоторых частях магматического бассейна под влиянием гравитационной дифференциации (100) и были отжаты от жидкой части. Согласно этому взгляду (Боуэн) анортозиты и другие мономинеральные магматические породы следовательно не существовали в жидком виде. Однако доказательством существования анортозитовых, пироксенитовых и т. п. рас-

плавов служат не только их связь с габбро через переходные звенья и крупные размеры некоторых мономинеральных массивов, но и такие факты, как контактметаморфические действия анортозитов и существование анортозитов и пироксенитов в виде жил (111).

Пироксены и горнблендиты представляют кристаллически-зернистые породы из формации габбро, состоящие из пироксенов или из роговой обманки. Иногда в них наблюдается незначительная примесь полевого шпата или оливина, устанавливающая переходные звенья к меланократовому габбро или к перидотитам; подобно лабрадоритам и пироксениты иногда обладают очень крупнозернистым сложением. Различают пироксениты авгитовые, диаллаговые (диаллагиты, или диаллагоновые породы), гиперстеновые или бронзитовые (гиперстениты и бронзиты) и некоторые другие. Существуют пироксениты, богатые титано-магнетитом — так называемые рудные пироксениты и косвиты. Пироксениты широко распространены на Урале, например Денежкин Камень, Тагильский округ, Косьвенский Камень, Синие горы у Баранчи и др.

Перидотиты состоят из оливина и пироксенового минерала, иногда вместо пироксена — амфибол и изредка слюда. Оливин часто более или менее сильно серпентинизирован, а иногда и пироксен, так что как из пироксенитов, так и из перидотитов получают змеевики. Встречаются и рудные минералы, титано-магнетит; структура полнокристаллическая. В зависимости от пироксена или амфибола перидотиты получают разные названия: перидотиты диаллаговые с роговой обманкой называются верлитами, перидотиты с ромбическим пироксеном — гарцбургитом, или саксонитом, амфиболовые — кортландитом; если присутствуют одновременно и моноклинический и ромбический пироксены, то порода называется перцолитом и др.¹

Постепенными переходами габбро сливается с диоритами; по химическому составу можно выделить промежуточное звено, которое представляет тип габбро-диорита.

В зависимости от относительных количеств щелочей и щелочноземельных элементов, как мы видели выше, получают две ветви габбро. Одна из них — та, в которой щелочи сходят почти на нет, — это ультраосновные и ультращелочноземельные габбровые породы, сопровождаемые и своеобразными жильными породами. Наоборот, при повышенном содержании щелочей получается некоторая примесь ортоклаза; через такие ортоклазовые габбро (в которых ортоклаз является совершенно второстепенной составной частью) получается переход к таким, в которых ортоклаз и плагиоклаз играют приблизительно одинаковую роль. Такие породы получили от Тарасенки название габбро-сиенитов (и норито-сиенитов); с другой стороны, Брёггер назвал их монцонитами, так как давно известный под этим названием авгитовый сиенит с г. Монцони в Тироле оказался именно ортоклазо-плагиоклазовой породой.

¹ Августовые перидотиты назывались прежде пикритами; теперь этот термин сохраняется за эффузивными их аналогами.

Постепенных минералогических и химических переходов от габбро к гранитам нет, о чем уже была речь выше. Там, где найдены породы, промежуточные между гранитами и габбро, которые иногда называют габбро-гранитами, они оказались породами гибридными, т. е. такими, которые получились от смешения гранитной магмы с габбро, путем ли ассимиляции гранита габбровой магмой или путем смешения магм.

Несколько особняком стоят кварцевые габбро-диабазы (или, как некоторые авторы говорят, кварцевые диабазы). Это — жильные породы или пластовые жилы, заключающие от 2,5 до 10% и более кварца и микропегматита, выполняющего, в виде последнего выделения, неправильные промежутки между остальными составными частями. Если исключить те случаи, когда кварц является заведомо вторичной составной частью, остается группа своеобразных пород, отличающихся от нормальных диабазов кварцем (и микропегматитом) и отсутствием хлорита. Химический облик этих пород не согласуется с их минералогическим составом; при таком коэффициенте кислотности присутствие первичного кварца становится непонятным. Следует поэтому думать, что это породы гибридные, что габброидная магма претерпела известные изменения, в частности обогащение кремнекислотой вследствие ассимиляции богатых кремнекислотою пород, прорванных магмой; на самом деле, такие кварцевые габбро-диабазы по большей части ассоциируются с кварцитами или песчаниками, иногда с глинистыми сланцами или гранитами (рис. 148 и 149).

Иногда микропегматитовые (гранофировые) прожилки и втеки приписывают (Белянкин) гранитной эвтектике, выплавленной из гранита под контактным действием габбро.

Контакты и процессы видоизменения пород из формации габбро. Многие контакты габброноритовых пород не отличаются от обычных типов роговиковых контактов глубинных пород. Существует однако ряд контактов иного типа, которые отличаются главным образом притоком из габбро в окружающую породу натра. Эти контакты обыкновенно описывались как контакты диабазов и были установлены в те времена, когда еще не делали должного различия между настоящими диабазами и габбро-диабазами. Повидимому не подлежит сомнению, что значительное число контактов, описанных как диабазовые, на самом деле должно быть отнесено к нашим габбро-диабазам или офитовым габбро. Здесь следует отметить, кроме обычных роговиковых пород, еще *спилозиты* (рис. 155), *десмозиты* и *адинолы*. Под спилозитами понимают светлые пятнистые породы, по внешнему облику напоминающие пятнистые сланцы гранитных контактов, но состоящие почти целиком из альбита и хлорита. Десмозиты отличаются от спилозитов полосатым сложением. Адинолы — это песчаникообразные породы, состоящие из альбита и кварца и образовавшиеся частью путем непосредственной инъекции кислого продукта отщепления от диабазовой магмы. Существует еще один тип диабазовых контактов, который говорит, повидимому, о сплавлении диабазовой породы с окружающим ее сланцем, — это так называемые основные контактные роговики центрального Кавказа.

Белянкиным исследован контакт диабаз с глинистым сланцем в Красной Поляне на Кавказе. Глинистый сланец превращен в спилзит с хлорито-альбитовыми конкрециями; спилзит значительно обогащен натрием и, кроме того, отличается от глинистого сланца меньшим содержанием кремнезема, отчасти калия и воды, и более высоким содержанием глинозема. Обогащение натрием Белянкин приписывает выносу его из диабаз вследствие пренитизации полевого шпата.

Для габбро и габбро-диабазов описаны некоторые случаи интересных контактов с изверженными породами, где явления ассимиляции и сплавления, сопровождающиеся образованием гибридных пород или по крайней мере обогащением габбро в контакте ано-

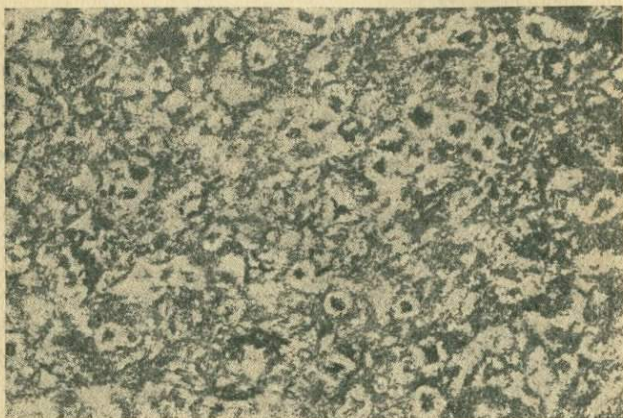


Рис. 155. Спилзит.

мальными для него составными частями, могут считаться установленными. Таковы контакты габбро с гранитом, описанные Харкером, таковы контакты габбро с гранитами на восточном берегу Онежского озера и др. В результате сплавления с гранитом в Шотландии образовалась гибридная порода, получившая от Харкера название марсконита. В контакте с гранитами на восточном берегу Онежского озера габбро заимствовало из гранита гранофир, т. е. сравнительно легкоплавкую, быть может эвтектическую смесь полевого шпата и кварца, как это описано Белянкиным, который говорит в таких случаях об оживлении, так сказать, регенерации гранита (ср. представления Хольмквиста).

Возможно, что все гранофирные пятна и прожилочки, которые наблюдаются в некоторых габбро и габбро-диабазов, представляют такого рода чуждые посторонние массы, получившиеся от частичной ассимиляции наиболее легкоплавких составных частей прорванных габбро пород. Это предположение относится, например, к гранофирным выделениям габбро-диабазов западного побережья Онежского озера, залегающих среди кварцитов, точно так же габбро-диабазов на острове Валааме (Лебедев считает их за продукты дифференциации).

Взаимодействие между породой, производящей контакт-метаморфизм, и той, которая его претерпевает, вероятно, гораздо более глубоко и гораздо чаще выражается не только в экзоморфизме, но и в эндоморфизме. При этом играет роль не только ассимиляция путем сплавления, но также и стремление к выравниванию состава по обе стороны контактной плоскости путем пневматолитического переноса и обмена (Гольдшмидт), а также путем диффузии; в этом отношении интересны наблюдения Белянкина над диффузией в данасовых кирпичках. Такой обмен имел в виду и Джонсон-Левис в своей осмотической теории дифференциации и Никитин при объяснении образования магнетита горы Высокой взаимодействием сиенитовой магмы и известняка; в последнее время о диффузии в процессах контакт-метаморфизма говорит и Адамс.

Габбро-диабазы дают иногда пример поучительной эндоконтактной зоны, в которой офитовый более или менее крупнозернистый габбро-диабаз по мере приближения к контакту становится более мелкозернистым, переходит в порфирит с микролитовым полевым шпатом и вкрапленниками полевого шпата, а в самом контакте делается совершенно афанитовым и даже отчасти стекловатым. Такие эндоконтактные зоны, правда ничтожной мощности, хорошо развиты в габбро-диабазях западного берега Онежского озера, а также в одном случае на Урале, описанном Чернышевым, и на Кавказе.

Видоизменения, которые претерпевают габбро в процессе метаморфизма, чрезвычайно характерны и поучительны. Здесь прежде всего следует отметить чрезвычайно широко распространенное превращение пироксеновой, а иногда и оливиновой составной части, в амфибол. Эти случаи обыкновенно описывались под названием *уралитизации*, но правильнее их назвать амфиболизацией, имея в виду, что процесс не всегда выражается в той специфической форме псевдоморфозы, которая в свое время получила от Розе название уралита. При этом получают или волокнистые, или компактные амфиболы. Так как этот процесс амфиболизации совершается в зоне глубинного метаморфизма, то естественно, что амфиболизированные габбро часто обнаруживают признаки динамометаморфизма в виде тех или иных проявлений катакластических явлений. Это и подало повод считать и самый процесс амфиболизации явлением молекулярной перегруппировки под влиянием внешних механических воздействий. Однако, принимая во внимание, что процесс амфиболизации должен сопровождаться выделением из пироксена некоторого количества извести, так как амфиболы обыкновенно богаче магнием, чем пироксены, из которых они образуются, и что эта известь часто остается внутри амфиболизированной породы в виде кальцита, цоизита и т. п., следует признать, что здесь совершается глубокий гидрохимический процесс, сопровождаемый и, быть может, отчасти поддерживаемый явлениями катакластическими. То обстоятельство, что параллельно с амфиболизацией идет часто превращение плагиоклаза в радиально-лучистые агрегаты цоизита (образование так называемого соссюрита) или скаполита, объясняет, почему иногда глубоко метаморфизованные габбро, в которых пироксен превращен в амфибол, а плагио-

клав в сосюрит или скаполит, не обнаруживают в своем общем валовом химическом составе сколько-нибудь значительных изменений. Поэтому среди процессов метаморфизации габбро следует отметить также *сосюритизацию* и *скаполитизацию*. Сюда относятся породы, описанные под названием уралитовых габбро, сосюритовых габбро, скаполитовых диоритов.

Амфиболизация габброноритовых пород, как уже указано, часто совершается без заметного изменения валового химического состава; хорошую иллюстрацию этого представляет пример, описанный Тилем.

	Офитовое габбро (из Scourie) в %	Происшедший из него полево- шпатовый амфиболит в %
SiO ₂	47,45	49,78
TiO ₂	1,47	2,22
Al ₂ O ₃	14,83	13,13
Fe ₂ O ₃	2,47	4,35
FeO	14,71	11,71
Mg	5,00	5,40
CaO	8,87	8,92
Na ₂ O	2,97	2,39
K ₂ O	0,99	1,05
CO ₂	0,36	0,10
H ₂ O	1,00	1,14
	100,12	100,19

В более высокой зоне метаморфизации наблюдается не амфиболитизация, а *серпентинизация*. Процесс озмеевикования, часто носящий характер протопневматолитического превращения, в широких размерах наблюдается среди меланократовых представителей формации габбро и в особенности среди пироксенитов и перидотитов. Серпентинизация часто сопровождается накоплением железных руд, гидросиликатов никеля, чисто механическим обогащением, в процессе метатетической переработки, хромистым железняком (см. о змеевиках в главе о метаморфических породах).

Превращение полевого шпата в цоизит ведет к образованию так называемого сосюрита; процесс сосюритизации довольно широко распространен в породах из семейства габбро. Хлоритизация, эпидотизация, талькизация также нередко являются процессами метаморфизации пород из семейства габбро, ведущими к образованию тальково-хлоритовых сланцев, эпидозитов, горшечного камня и т. п.

В наиболее глубокой зоне метаморфизации габброноритовые породы заменяются полевошпатовыми амфиболитами и эклогитами (см. главу о метаморфизме).

С породами габбро-перидотитовой магмы связаны интересные и практически важные месторождения полезных ископаемых, как магматические, так и апомагматические. К магматическим относятся месторождения: титано-магнетита, сульфидных руд меди, сопровождаемых также никелем, хромистого железняка, платины.

Эпигенетическими являются гидросиликатные руды никеля и месторождения хромита. Наконец следует отметить, что с породами из семейства габбро связаны апатитовые жилы, например в Норвегии, играющие по отношению к габбро ту же роль, как пегматитовые жилы по отношению к гранитам, сиенитам, нефелиновым сиенитам.

Иногда габбро-диабазовые породы подвергаются и процессу *каолинизации*, а в тропическом климате — *латеритизации*.

Многие габбро и габбро-диабазы представляют хороший строительный камень; у нас теперь широко применяется для брусчатой мостовой габбро-диабаз с западного побережья Онежского озера.

Благоприятными признаками для прогноза следует считать свежесть полевого шпата, высокое содержание роговой обманки или пироксена и отсутствие серпентинизации или хлоритизации этих составных частей, а также отсутствие пирита, в структурном отношении — то же, что указано для гранитов.

Диориты и диоритовые порфириты

Диориты принадлежат к тем породам, распространение которых оказывается все менее и менее значительным по мере того, как мы ближе подходим к их изучению, точнее определяем границы этого типа и отграничиваем его от других, по некоторым признакам близких к ним пород.

Впрочем это замечание относится к диоритам в тесном смысле слова; что же касается диоритовых порфиритов, то можно констатировать, что по мере расширения области петрографического исследования и углубления в детали разнообразие этих пород возрастает.

Причина постепенного сужения понятия «диорит» кроется в том, что первоначально под этим названием, в период чисто-минералогических классификаций горных пород, понимали всякую кристаллически-зернистую породу, состоящую из плагиоклаза и роговой обманки. Такое определение оказалось в некоторых отношениях слишком широким, в других, наоборот, слишком узким. Это определение охватывает породы с генетической точки зрения совершенно разнородные, и в настоящее время, после соответствующих указаний Брёггера, Озанна, Дюпарка и моих, можно следующим образом расчленить и классифицировать кристаллически-зернистые плагиоклазо-амфиболовые породы.

1. *Диориты (ортодиориты)* — изверженная глубинная роговообманково-плагиоклазовая порода с кислым плагиоклазом (андезин до олигоклаза).

2. *Амфиболовые габбро* — изверженные глубинные породы с основным плагиоклазом (лабрадор до анортита).

3. *Габбро-диориты* породы — переходные между первыми двумя.

4. *Парадиориты и роговообманковые парагаббро (полевошпатовые амфиболиты)* — зернистые амфиболо-плагиоклазовые породы, принадлежащие к формации кристаллических сланцев (роговообманковые гнейсы, амфиболиты) и образовавшиеся путем перекристаллизации в твердом состоянии.

5. *Метадиориты (дейтеродиориты)* — вторичные породы, образо-

вавшиеся из габбро и габбро-диабазов путем амфиболлизации их пироксена.

6. *Псевдодиориты* — вторичные зернистые амфиболо-плагиоклазовые породы: а) *инъецированные* — образовавшиеся путем инъекции гранитной магмы в амфиболиты и б) *гидатогенные* — образовавшиеся гидатогенным путем из осадочных пород.

Из приведенного обзора ясно вытекает и вторая поправка, внесенная в понятие «диорит»: эта порода характеризуется не просто плагиоклазом вообще, а более или менее кислым плагиоклазом из ряда андезина; это, иначе сказать, *андезинититы* Федорова, между тем как такая же порода с более основным плагиоклазом (примыкающим к ряду лабрадора и битовнита) должна быть отнесена к габбро, если мы в классификации и номенклатуре горных пород желаем видеть отражение не только их минералогического и химического состава, но и генетических взаимоотношений.

Наконец упомянутое выше расширение понятия «диорит» заключается в том, что цветной составной частью в диорите может быть не только амфибол, но и пироксен как ромбический, так и моноклинический, а также биотит.

Мы остановились с некоторой подробностью на постепенной эволюции понятия «диорит», так как на этом примере очень ясно выступает все значение углубления не только в минералогический состав, но и в другие соотношения изверженных пород, для правильного их разграничения, и резко бросается в глаза вся недостаточность суммарного минералогического определения горной породы.

В диоритовой группе можно различать три ветви и как бы три различных типа. Одна ветвь через промежуточный тип габбро-диоритов примыкает к формации габбро; другая, через довольно широко распространенный тип сиенито-диоритов, — к сиенитам; третья — связана с кварцевыми диоритами и следовательно с кислой магмой, но это случай редкий, и кварцевые диориты, как общее правило, примыкают к гранитовой, а не к диоритовой магме.

В старых минералогических классификациях диориты стояли близко к диабазам; разницу между ними видели лишь в цветной составной части: роговая обманка — в диорите, авгит — в диабазе. Однако различия между ними гораздо более существенны и выражаются в минералогическом составе, в химическом составе и в генетических соотношениях.

Меланократовые жильные слюдяно-диоритовые породы носят название *керсантита*; амфиболовые описаны под названием *спессартитов*, *одинитов*, *мальхитов* и др., которые все вместе взятые объединяются под названием *лампрофиров*, составляя плагиоклазовую их ветвь. Ортоклазовая ветвь *лампрофиров* обнимает *вогезиты* и *минетты* (см. стр. 216). Порфириовидные разности диоритов из мелкозернистой основной массы и вкрапленников плагиоклазов называются *диоритовыми порфиритами*. Они встречаются обыкновенно в виде жил, небольших массивов или краевых фаций и описаны под различными названиями.

В химическом отношении особенности диоритов сказываются во всех трех параметрах, из которых слагается символ породы:

сумма — \overline{RO} в габбро и диабазах выше 2, ближе к 2,5 и даже к 3, а в диоритах она ниже 2 и стремится к 1,5; щелочей в диоритах раза в 4 или 5 меньше, чем щелочных земель, а в габбро и диабазах щелочи часто составляют лишь около $1/10$ или еще меньше; коэффициент кислотности в габбро и диабазах в среднем около 1,5—1,6, а в диоритах — около 1,8.

В минералогическом составе центр тяжести различия лежит не в цветной составной части, ибо и тут и там безразлично, будет ли амфибол или пироксен, и не в относительных количествах полевошпатовой и цветной составных частей, а именно — в характере полевого шпата. Для габбро и диабазов типичен лабрадор и притом основной лабрадор, в некоторых случаях даже битовнит или анортит, а для диоритов — андезин, иногда олигоклаз-андезин или даже олигоклаз. Наконец в генетическом отношении следует отметить, что диорит — настоящая глубинная порода, между тем как нормальный диабаз является эффузивной формой и притом подводной фацией габбровой магмы, с которой нередко связана система тонких пластовых субинтрузий в отложениях морского дна, т. е. в самых наружных частях литосферы.

Эту точку зрения на генетические взаимоотношения габбро, диабазов и диоритов я развивал уже 50 лет тому назад (см. стр. 340). Название диабаз следует сохранить только за вышеуказанной фацией; настоящие интрузии лабрадора-авгитового состава следует, как уже указано, называть габбро или во всяком случае габбро-диабазами, чтобы оттенить их офитовую структуру, но не диабазами. Поскольку же полевой шпат — не лабрадор, а андезин, мы имеем перед собою не диабазы, а авгитовые диориты. С этой точки зрения необходимо пересмотреть и группу так называемых кварцевых диабазов. В одних случаях под этим подразумеваются настоящие кварцевые диориты, в других — это породы, случайно обогащенные кремнекислотой вследствие ассимиляции прорванных кварцевых пород. Диоритовые порфиры отличаются довольно значительным разнообразием в деталях структуры и состава; некоторые из них были описаны под особыми названиями.

Диоритовые порфиры встречаются в виде небольших массивов или жил.

Диориты встречаются в самых разнообразных местностях, но никогда не образуют значительных массивов. Кроме отдельных самостоятельных небольших массивов, они встречаются также в виде жил или в форме краевой фации гранитов, сиенитов, а также и в связи с габбровыми породами. Распространение настоящих диоритов, вероятно, окажется еще менее значительным, если принять во внимание, что многие породы, описанные как диориты, на самом деле должны быть отнесены к габбро или к диабазам; таковы, например, диориты Карело-Финской ССР, описанные в свое время Иностранцевым и интересные по разнообразным процессам видоизменения, которые ведут постепенно к превращению их в хлоритовые, тальковые, эпидотовые и т. п. породы.

В СССР диориты распространены в разных частях Урала, в южнорусской кристаллической полосе, на Кавказе, в Крыму и в разных областях Азиатской части СССР.

Химический облик диоритов и их взаимоотношения с соседними породами могут быть иллюстрированы следующим образом:

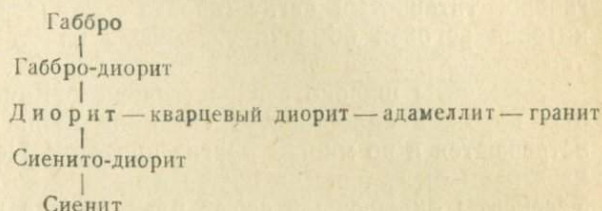
Магматическая характеристика диоритов:

$$1,5 \overline{RO} R_2O_3 \quad 4 SiO_2; \quad \alpha = 1,77; \quad R_2O : RO = 1 : 4,3$$

Для диоритов СССР:

$$1,9 \overline{RO} R_2O_3 \quad 4,3 SiO_2 \quad \alpha = 1,8 \quad R_2O : RO = 1 : 45.$$

Взаимоотношения диоритов с соседними семействами:



Химический состав диоритов и диоритовых порфиритов

	Среднее из 14 анализов, по Озанну	Авгитовый диорит, Стопу Мт., Колорадо	Роговообманково-сланцевый диорит Red Mt., Монтана
SiO ₂	55,46	52,05	56,41
TiO ₂	0,94	—	0,68
Al ₂ O ₃	16,92	17,96	17,62
Fe ₂ O ₃	2,73	4,09	1,24
FeO	4,80	6,33	3,55
MnO	0,13	0,43	0,08
MgO	4,44	5,03	3,97
CaO	7,33	8,64	8,66
Na ₂ O	3,63	2,99	3,25
K ₂ O	2,41	1,61	2,61
H ₂ O	0,89	0,97	0,90
P ₂ O ₅	0,32	0,31	0,49
	100,00	100,41	99,45

Эссекситы

Под названием «эссекситы» объединяют габброидные породы, более богатые щелочами, чем обыкновенные габбро, и потому содержащие некоторое количество ортоклаза, а иногда также нефелина или минерала содалитовой группы. Относящиеся сюда породы нередко описывались как габбро или долериты, и, вероятно, некоторые их представители и теперь еще скрываются под названием щелочных габбро, ортоклазовых габбро и т. п. Геологически эссекситы обыкновенно связаны с щелочными породами, т. е. с формацией нефелиновых сиенитов. Однако щелочными породами их, конечно, считать нельзя: это скорее недосыщенные кремнекислотой монцититовые породы. Эффузивными аналогами эссекситов можно считать мелафиры и отчасти тефрито-базальты, а также так называе-

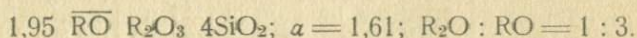
мые эссексит-диабазы и тералит-диабазы, т. е. породы, которые тесно примыкают к основной магме. Генетические соотношения этих пород поэтому еще не вполне ясны: с одной стороны, их можно было бы считать за дериваты кислой магмы, поскольку они геологически связаны с формацией нефелиновых сиенитов; с другой стороны, их эффузивные эквиваленты определенно примыкают к базальтам, т. е. должны быть рассматриваемы как дериваты основной магмы. Лабрадор или иногда андезин, играющие в их составе существенную роль, указывают на принадлежность к типу габбро; титанистый авгит (иногда даже эгирин-авгит) и баркевикитовая роговая обманка указывают на близость к тешенитам и тералитам.

Эссекситы широко распространены в Канаде, в области щелочных пород, в окрестностях Осло, на Мадагаскаре, в Гренландии, встречаются и во многих других областях. Первоначально под этим названием была описана жильная порода из окрестностей Бостона. Эссекситы окрашены в серый цвет, иногда пятнистый.

Химический облик эссекситов выражается следующим образом:



или



Химический состав эссекситов

	Средний состав (из 20 анали- зов), по Дэли	Средний состав (из 13 анали- зов), по Озанну	„Ковит“ из Magnet Cove, Арканзас
SiO ₂	48,64	48,98	49,70
TiO ₂	1,86	1,99	1,33
Al ₂ O ₃	17,96	17,35	18,45
Fe ₂ O ₃	4,31	3,83	3,39
FeO	5,58	6,30	4,32
MnO	0,19	0,20	сл.
MgO	4,00	3,52	2,32
CaO	8,89	7,54	7,91
Na ₂ O	4,30	5,54	5,33
K ₂ O	2,28	2,73	4,95
H ₂ O	0,34	1,24	1,34
P ₂ O ₅	0,65	0,78	0,40

Интрузивные базаниты

К числу *интрузивных* представителей базанитовой магмы следует отнести камптониты, мончикиты, альнёиты и большое количество других близких к ним жильных пород, которые описаны под очень разнообразными названиями (мондгальдеит, риддонит, польценит и др.).

Камптониты — обыкновенно породы полнокристаллические, роговообманковые; вкрапленники принадлежат баркевикитовой роговой обманке, иногда биотиту; существуют формы, переходные к вогезитам, описанные мною из Тагильского округа на Урале под на-

званием *камптовогезитов*. *Мончикиты* имеют базальтовидный облик; изотропная основная масса представляет не стекло, а анальцит; в них встречаются также и минералы содалитовой группы. Возможно, что мончикиты, по крайней мере частью, должны быть отнесены к фации эффузивной.

Альнёиты — породы мелилитовые, т. е. интрузивные аналоги мелилитовых базальтов. К ним примыкают породы, описанные под разными названиями (бергалит и др.), породы, истинное систематическое положение которых требует, однако, еще пересмотра, также *тешениты* частью, например тешенит из Эрцо, окр. Тионет в Грузии (Хеладзе).

Химические анализы интрузивных базанитов

	Камптониты	Мончикиты	Альнёиты	Тешениты
	Campton Fall, Nero, Hampshire.	Тагаирог (содержит 0,73 F, 0,57 S, 0,68 BaO, 0,71 CO ₂ , Au и Ag)	Нарвик, Альнё	Эрцо-тионеты (по Хеладзе)
SiO ₂	41,94	39,28	29,25	40,41
TiO ₂	4,15	0,62	2,25	2,82
Al ₂ O ₃	15,36	13,04	8,80	17,36
Fe ₂ O ₃	3,27	7,83	3,92	8,33
FeO	9,89	5,72	5,42	6,30
MnO	0,25	0,05	сл.	0,19
MgO	5,01	9,88	17,66	5,05
CaO	9,47	10,88	17,86	9,35
Na ₂ O	5,15	3,72	0,77	—
K ₂ O	0,19	1,39	2,45	2,57
P ₂ O ₅	—	1,16	2,86	—
H ₂ O	—	—	—	—
Пот. при прок.	3,29	4,25	2,61	0,96
SO ₃	—	—	—	3,78
CO ₂	2,47	—	6,0	2,11
Сумма	100,44	100,54	—	—

С точки зрения кислотности все рассматриваемые здесь породы относятся к типу ультраосновных. Мы уже познакомились с другими представителями ультраосновной магмы в формации габбро в виде ультращелочноземельных габбро (иначе — *алькалптоховых*). Таким образом ультраосновная магма дает две ветви интрузивных пород: 1) ультращелочноземельные (*алькалптоховые*) габбро, перидотиты, рудные габбро, пироксениты и т. п.; 2) интрузивные базаниты в широком смысле слова — камптониты, мончикиты, альнёиты. В химическом отношении различие между ними, при общем признаке очень низкой кислотности (коэффициент кислотности не выше 1,2, а часто ниже), заключается в том, что первая ветвь почти совершенно лишена щелочей, между тем как вторая сравнительно богата ими. Но так как эта ветвь одновременно включает большое содержание щелочных земель, количество которых превышает содержание щелочей, то она не может быть от-

несена к группе щелочных пород, если под нею понимать, как это принято нами, те породы, в которых щелочи преобладают над щелочными землями.



Рис. 156. Веснушчатость базальта вследствие выветривания.

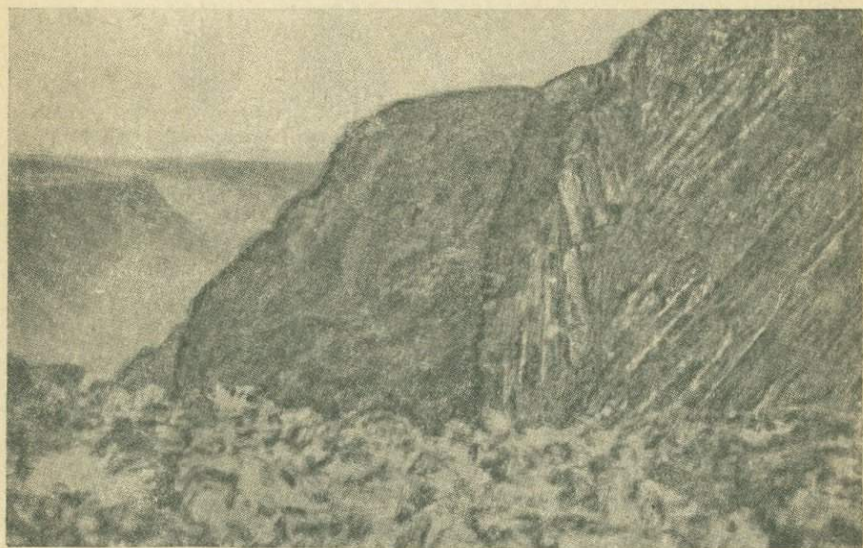


Рис. 157. Базальты о. Гукера (Рубини-Рок). Земля Франца Иосифа.
Фото Р. Л. Самойловича.

К ультраосновным породам принадлежит наконец еще третий тип, а именно магмы несиликатные, т. е. титаномагнетитовая и сульфидная (см. стр. 371).

II. ЭФФУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Эффузивные представители основной магмы группируются около трех семейств: базальтов и диабазов, андезитов и базанитов. Благодаря некоторому разнообразию в пределах каждой из этих групп, а также благодаря существованию некоторых переходных звеньев, получается, однако, в общем довольно большое число разных пород; некоторые из них, например спилиты, заслуживают, быть может, выделения в особую группу.

Базальты и диабазы характеризуются плагиоклазами из ряда лабрадора, спилиты — альбита или альбитизированного лабрадора, андезиты — плагиоклазами из ряда андезина, а базаниты — фельдшпатами.

В то время как базальты, диабазы и спилиты являются представителями настоящей основной магмы, базаниты относятся уже к типу магмы ультраосновной, а андезиты, будучи производным основной магмы, по химизму стоят ближе к породам средним.

Базальты

Большая и разнообразная группа базальтовых лав занимает особенно видное место в петрографии. С одной стороны, эти лавы, особенно если считать, что в широком смысле слова базальт объединяет также диабазы и мелафиры, играют в количественном отношении самую крупную роль в составе земной коры: на долю гранитов и базальтов в широком смысле слова приходится наиболее значительная доля участия в составе земной коры. С другой стороны, базальты имеют право на особое внимание и по той роли, которую они сыграли в истории петрографии. В домикроскопическую эпоху базальты дали яркий пример того значения, какое имеет и должен иметь химический состав в определении истинного характера изверженной породы и ее положения в систематике: как известно, Кордье на основании химического состава отождествил базальт с долеритом, минералогический состав которого уже был известен. В первое же десятилетие микроскопической эры классическая монография Циркеля (112) о базальтах показала все значение микроскопического анализа, так как дала возможность расчленить комплексную группу базальтов на полевошпатовые базальты, в нашем толковании — базальты в тесном смысле слова, затем нефелиновые и лейцитовые базальты, в нашей системе — базаниты.

В структурном отношении под названием «базальт» в тесном смысле слова понимали афанитовые и порфиоровые разновидности базальтовых лав, противопоставляя им под названием *долеритов* полнокристаллические крупнозернистые модификации, в которых уже простым глазом или в лупу различимы отдельные составные части, и сохраняя название *анамезита* для промежуточных среднезернистых модификаций. Как структурные обозначения эти названия употребляются часто и теперь; вместе с тем термин «базальт» часто служит сборным названием для всей совокупности базальтовых лав как долеритового, так и анамезитового или истинно-базальтового сложения.

В химическом отношении настоящие базальты являются типичными представителями основной магмы; это в настоящем смысле слова эффузивные аналоги габбро и норитов. С этой точки зрения нефелиновые и лейцитовые базальты вместе с мелилитовым базальтом, авгититом и лимбургитом должны быть отделены от базальтов как типичные выразители типа ультраосновной магмы; эти породы объединяются здесь под общим названием базанитов.



Рис. 158. Столбчатая отдельность в базальтах о. Гукера (Рубини-Рок), Земля Франца Иосифа.
Фото Р. Л. Самойловича.

Базальты вместе с андезитами являются наиболее распространенными лавами ныне действующих вулканов; массовые трещинные излияния третичного и мелового периодов также принадлежат к базальтам (и андезито-базальтам); наконец, если считать за палеобазальты, как это представляется на самом деле правильным, диабазы, мелафиры, пироксеновые порфириты, то придется констатировать, что базальтовые лавы играют доминирующую роль также среди вулканических продуктов как палеозоя, так и докембрия.

Итак базальты — это эффузивные эквиваленты габброноритовой группы глубинных пород. Однако не все разнообразие габброноритовой формации находит себе отражение в базальтовой серии; в частности здесь отсутствуют представители мономинеральных пород, которые вообще не встречаются среди пород эффузивных.

В старой терминологии для базальтов встречается еще другое

название, а именно шведский термин *траппы*, указывающий на ступенчатый вид многих покровов, обусловленный пластовой отдельностью. В состав траппов включали все афанитовые черные или вообще темные породы, т. е. следовательно, кроме базальтов, также базаниты, афанитовые диабазы и др., противопоставляя им под названием *зеленокаменных пород*, или *грюнштейнов*, породы среднезернистые или даже сравнительно крупнозернистые и окрашенные хлоритовыми минералами в зеленый или зеленовато-серый цвет, каковы обыкновенные диабазы, авгитовые порфириды, многие «диориты». Иногда в состав траппов включают и долеритовые или



Рис. 159. Базальтовая дайка о. Гукера, Земля Франца Иосифа (Рубини-Рок). Направо виден о. Скетг Кельти с абрадированными базальтами.
Фото Р. Л. Самойловича.

полнокристаллические диабазовые породы темного или серого цвета, как, например, формацию авгито-плагиоклазовых пород Сибири.

Термин «траппы» утратил свое значение и мог бы быть отброшен. Тем не менее им иногда еще пользуются; так, например, совокупность основных массовых излияний и интрузивных пластов, покрывающих обширные площади в Сибири, и в литературе и на геологической карте называется траппами.

Базальты залегают в виде потоков, мощных покровов, куполов, иногда и жил. Потоки часто сохранили типичную наружную шлаковую зону, которая иногда может быть обнаружена и в покровах, состоящих из нескольких залегающих друг над другом наслоений последовательных извержений как на верхних, так и на нижних поверхностях отдельных лавовых слоев. Иногда эти пласты покровов разделены туфовыми прослоями или теми землястыми прослоями, которые описаны под названием «литомарги» и происхождение которых разными авторами толкуется различно.

Наружная зона иногда является и совершенно стекловатой. Базальтовые стекла играют количественно гораздо менее видную роль, чем стекла кислых лав; но в подводных извержениях они иногда пользуются значительным развитием в виде так называемых палагонитов и палагонитовых туфов.

Базальты представляют по внешнему виду черные плотные лавовые образования; долериты имеют более светлую серую окраску. Некоторые базальты обнаруживают вследствие чередования участков различной окраски своеобразное зернистое сложение; это — так называемые кокколитовые базальты. При выветривании также иногда появляется особая зернистая пятнистость, веснушатость — белые или светлые пятна, так называемый солнечный загар (Sonnenbrenner, рис. 156). Согласно опытам цеолитизации стекла базальтов и некоторых других пород последовательным действием CaCl_2 и NaCl , произведенным Голлером (113), мы имеем здесь дело с цеолитизацией стекла; автор сопоставляет эти реакции с погложительной способностью рыхлых отложений.

У базальтов часто прекрасно образована столбчатая отдельность, получившая поэтому даже название базальтовой (рис. 157—159, а также 14, 15, 16). Кроме того, известна и плитняковая отдельность.

По химическому составу базальты соответствуют габбро, но часто несколько более богаты кремнекислотой, что вообще характерно для эффузивных пород по сравнению с их интрузивными эквивалентами. В зависимости от уклонения по содержанию кремнекислоты и отчасти щелочей от нормального типа, получают переходные звенья, связывающие базальты, с одной стороны, с андезитами, с другой — с базанитами и тефритами, а через трахидолерит — также с трахитами. Средний тип базальта может быть представлен следующими характеристиками:

	Магматическая формула	* Коэффициент кислотности	$\text{R}_2\text{O} : \text{RO}$
Первоначальный средний тип	$2,6 \overline{\text{RO}} \text{R}_2\text{O}_3, 4,6 \text{SiO}_2$	1,63	1:7,8
Среднее из 161 анализа, по Дэли	$2,49 \overline{\text{RO}} \text{R}_2\text{O}_3, 4,30 \text{SiO}_2$	1,56	1:6
Среднее из 198 анализов (включая 19 диабазов и 11 мелафиров), по Дэли	$2,4 \overline{\text{RO}} \text{R}_2\text{O}_3, 4,36 \text{SiO}_2$	1,61	1:5,8

Таким образом общий символ базальтов: — $\frac{2,5}{1,6}$.

По моим позднейшим вычислениям содержание кремнекислоты в типичных базальтах колеблется в пределах от 47 до 52%, а со включением и боковых групп, переходных к базанитам и к андезитами, — от 44,5 до 54,4%. Среднее содержание (из 351 анализа) — 49,5%. Коэффициент кислотности α в среднем равен 1,65, т. е.

базальты немного кислее их интрузивных аналогов — габбро. Количество одноокисей \overline{RO} , если количество R_2O_3 принять за единицу, в центральной группе базальтов колеблется в пределах от 2,21 до 2,8 с довольно значительной группой, в которой \overline{RO} от 1,61 до 2, и с небольшой группой с \overline{RO} от 3,61 до 3,7. В среднем \overline{RO} равно 2,4 или 2,49.

Химической характеристикой базальтов следует считать насыщенность кремнекислотой, делающую их типичными представителями основной магмы, значительное преобладание щелочных земель над щелочами и, в связи с этим, значительное содержание магнезии и закиси железа (см. табл. на стр. 339). Несмотря на существование промежуточных типов, которые могут быть выделены под названием андезито-базальтов, базальты довольно хорошо и резко отграничиваются от близких к ним андезитов. Прежде этого разграничение проводилось исключительно по минералогическому составу и именно на основании содержания оливина: основные лавы без оливина относили к андезитам, содержащие оливин — к базальтам. Такое разграничение в настоящее время не может быть удержано: существуют типичные базальты без оливина, а спорадически оливин входит в состав некоторых андезитов; безоливиновые базальты французские авторы (Фукэ и Мишель-Леви) называют *лабрадоритом*.

Некоторые авторы (например, Вашингтон) подчеркивают более меланократовый характер базальтов по сравнению с андезитами (что, вообще говоря, верно), не придавая при этом значения характеру полевошпатовой составной части и допуская следовательно существование лабрадоровых, андезиновых, олигоклазовых базальтов и андезитов. Такой подход вряд ли правилен, так как ступеваются границы между базальтами и андезитами.

Различие между базальтами и андезитами заключается в том, что в типичных базальтах полевошпатовые *микролиты* основной массы группируются около типа лабрадора, а в типичных андезитах — около андезина; вкрапленники могут быть в обоих рядах лав более или менее близкие или одинаковые. Кроме того, существенное различие сказывается и в химическом их облике (114).

Минералогический состав базальтов тождествен с габбро-оритовым: основной плагиоклаз (обыкновенно лабрадор), авгит (иногда бронзит, или гиперстен, или базальтическая роговая обманка), магнетит и обыкновенно оливин — либо только в виде вкрапленников, либо в двух поколениях. Вместе с магнетитом или взамен его встречается также ильменит; обычно имеется также апатит. Второстепенными составными частями, которые определяют переходные звенья к базанитам, трахитам или тефритам, являются ортоклаз, нефелин и лейцит. В некоторых базальтах спорадически встречается санидин, который в трахидолеритах достигает значення существенной составной части. По цветной составной части базальты распадаются на два главных типа: авгитовые и рогово-обманковые базальты; в этих последних, которые, вообще говоря, встречаются реже, наблюдается известное взаимоотношение между роговой обманкой и оливином, заключающееся в том, что роговая

обманка жильного базальта в эффузивном заменяется оливином. Особое положение среди составных частей базальта занимают самородное железо и графит, характеризующие базальты Овифака на о. Диско около Гренландии, и кварц, подавший повод выделить особую группу кварцевых базальтов.

Самородное железо находится в базальте как в виде мелких вкраплений в самом базальте, так и в виде крупных глыб, с ним связанных (кроме Гренландии, также в базальте окрестностей Веймара в Германии). Норденшельд, открывший эти железные глыбы на о. Диско, принял их сначала за метеориты; Тернебом и другие установили наземную генетическую связь этого железа с базальтом, т. е. его теллурическое происхождение. Самородное железо, повидимому, может находиться в базальтовой магме в растворенном состоянии, но весьма вероятно, что оно образовалось путем восстановления углеродистыми веществами, как это было высказано Стенструпом, Натгорстом и в особенности Бенедиксом на основании металлографического исследования этого железа (115).

Вопрос о возможности выделения первичного кварца из базальтовой магмы был освещен с разных сторон. И хотя еще существуют сторонники того взгляда, что такое выделение возможно, повидимому не подлежит сомнению, что обыкновенно этот кварц является результатом ассимиляции кварцевых пород, т. е. остатком от резорбированных ксенолитов кварцита, песчаника или гранита.

В палеотипных аналогах базальтов — диабазах и спилитах, о которых речь еще будет впереди, существенными составными частями являются альбит и альбитизированные плагиоклазы, а также хлорит.

Для спилатов (рис. 165) характерна часто наблюдаемая хлоритизация полевых шпатов и притом не только крупных вкраплеников, но иногда и микролитов основной массы. В одних случаях хлоритизация ограничивается внутренним ядром полевого шпата (рис. 166) или одной из концентрических зон кристалла, но бывают случаи, когда весь кристалл нацело хлоритизирован и потому становится темным, даже черным.

Спилиты часто встречаются совместно с кератофирами, с которыми они иногда связаны переходными типами, получившими название *кератоспилитов*. Эта комбинация спилитов и кератофиров настолько часто встречается, что Дьюн и Флетт предложили даже выделить ее в особую *спилито-кератофировую* формацию.

В структурном отношении базальты представляют большое разнообразие от полнокристаллических и даже сравнительно крупнозернистых долеритов до витробазальтов и стекловатых гиаломеланов включительно.

Наиболее распространенным типом базальта являются, однако, порфиновые породы с интерсертальной основной массой.

Обыкновенно считают, что базальтовая магма является более легкоплавкой, чем кислая магма. Новые опыты Шеферда, Мервина и Грейга (Schepherd, Merwin und Greig, см. 60) показали, однако, что сухой гранит плавится легче сухого базальта; значительная флюидность глубинной гранитной магмы, богатой летучими компонентами, как известно, доказывается явлениями инъекционного

метаморфизма. Но основная магма отличается сравнительно незначительной вязкостью и сравнительно хорошей кристаллизационной способностью. Поэтому в более или менее мощных потоках и покровах получается полнокристаллическое сложение или того типа, который, как указано в главе о структурах, носит название доле-ритовой или офитовой структуры, или в виде полнокристаллически-порфировой структуры.

Вкрапленники принадлежат оливину, иногда плагиоклазу и авгиту; в основной массе — плагиоклазовые микролиты, зерна авгита и магнетита; сравнительно редким является тип стекловатых гиалобазальтов (витробазальтов); базальтовые стекла известны

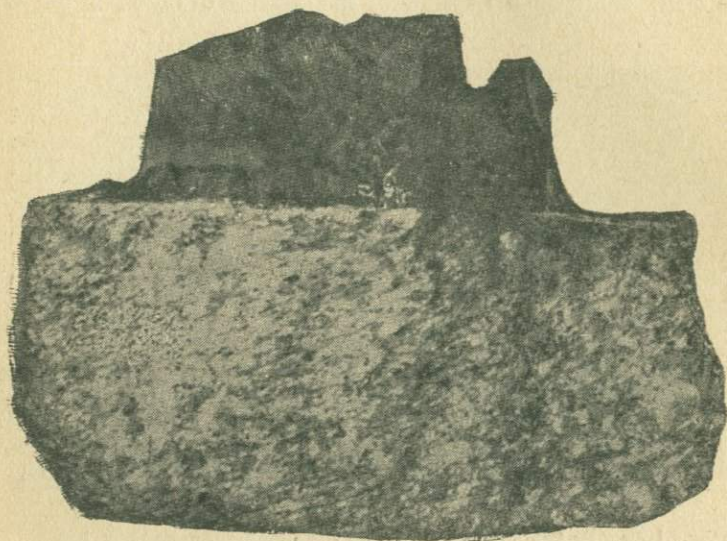


Рис. 160. Жила вихтизита на гранито-гнейсе.

под названием тахилитов и гиаломеланов и встречаются значительно реже кислых стекол вследствие сравнительно легкой и хорошей кристаллизации базальтовой магмы. Тем не менее известны и чисто-стекловатые жилы основной магмы, правда более кислой, чем базальты, например вихтизит и сордавалит в гнейсах Финляндии; одна из таких жил изображена на рис. 160.

Базальты заключают иногда, кроме отдельных порфировидных вкрапленников оливина, зернистые агрегаты зеленого оливина в виде интрателлурических выделений. Иногда базальт настолько богат этими выделениями, что приобретает как бы брекчиевидный облик, и получается впечатление, точно базальт прорвал оливиную зернистую массу, разбил ее на куски и увлек эти обломки в виде ксенолитов. Таков, например, базальт горы Хаген около Дрансфельда, недалеко от Гёттингена. Базальты заключают также и настоящие довольно разнообразные ксенолиты, подробно изученные в свое время Циркедем.

Базальты иногда обнаруживают в резкой форме характерные для эффузивных пород каустические экзогенные контактные дей-

ствия. Обожженные глины, остеклованные породы, так называемые базальтовые яшмы, обожженные и частично остеклованные песчаники, в которых расплавленный цемент иногда застыл в виде стекла, связывающего первоначальные кварцевые песчаники (так называемый бухит), коксованные угли и т. п. явления описывались неоднократно.

Базальты обыкновенно отличаются свежестью и покрыты лишь снаружи тонкой корой выветривания, часто светлой и даже белой. Однако наблюдаются и случаи глубокого выветривания более или менее значительных толщ. Особенно замечательны случаи превращения базальтов в бокситы, причем, как, например, в области базальтов Фогельсберга в Германии, начальной стадией выветривания



Рис. 160а. Волнистая поверхность лавового потока в Ковдопожской губе на острове Суйсари.

является при этом каолинизация. Глины, образующиеся из базальтов, иногда носят название базальтовой вакки. Выветривание базальтов иногда сопровождается также образованием скоплений бурого железняка.

Вследствие выветривания стекловатых частей основной массы часто получаются круглые или звездчатые белесоватые пятна, развивается веснучатость (рис. 156). Веснучатость вызывается цеолитизацией или гидролизом стекла (основного); изменение объема вызывает при этом образование трещин.

Базальты залегают или в виде потоков, извергаемых отдельными вулканами, или в виде мощных покровов, являющихся результатом массовых трещинных излияний и покрывающих обширные площади. Этот второй тип, получивший от Вашингтона название базальтового плато, представляет вместе с массовыми интрузивными пластами долеритов и габбро-диабазов (сибирских «траппов», траппов Карру в Ю. Африке и др.) основную магму в наиболее чистом виде.

На океанических островах (Тихий океан) характерна ассоциация

базальтов с трахитами; в полосе вулканов, окаймляющих Тихий океан (циркумпафическая область), — ассоциация базальтов с андезитами.

Базальты являются хорошим строительным камнем; твердость его равна 2—3,9% от твердости корунда. По изнашиванию (см. стр. 257) несколько выше гранитов: очень твердые — 0,8—1,0, твердые — 1,1—1,3, средние — 1,5—1,7, мягкие — 1,9—2,9. Временное сопротивление сжатию выше, чем у гранитов, а именно (в кг на 1 см²): очень прочные базальты 3500—4500, прочные — 2800—3400, средние 1300—2400, слабые — 800—1200.

Благоприятными признаками являются: преобладание авгита и невысокое содержание или отсутствие оливина, отсутствие или незначительное содержание стекловатого базиса, а следовательно микрокристаллическая структура, темная окраска, гладкая поверхность излома, отсутствие зернистой или пластинчатой отдельности, крупная пластовая и поперечная отдельность или хорошая призматическая отдельность (это особенно пригодно для брусчатой мостовой). Наоборот, преобладание полевого шпата, большое содержание оливина или стекла, присутствие нефелина, неравномерное зернистое сложение, серая окраска и в особенности белые звездчатые пятна (солнечный загар) являются признаками неблагоприятными (см. стр. 336 и рис. 156).

Приблизительно таковы же признаки для андезитов и трахитов; в этих породах следует, кроме того, избегать значительного содержания слюды и, напротив, отдавать предпочтение высокому содержанию роговой обманки или пироксена; в трахитах неблагоприятным признаком является также пористость.

Базальты пользуются настолько широким распространением, что нет возможности в кратком очерке перечислить все области их нахождения.

Значительное число современных вулканов доставляют базальтовые лавы. Область Тихого океана является по преимуществу базальтовой. На островах Тихого океана базальты часто сопровождаются трахитами. В Европе к базальтовым вулканам относятся Этна и многие вулканы Исландии.

Еще более многочисленны области недавно потухших или еще более древних (третичных или меловых) базальтовых массовых излияний. Достаточно отметить грандиозные базальтовые поля Декканского плоскогорья, штаты — Вашингтон, Колорадо и некоторые другие в США, район Параны в Южной Америке, Монголию, Армянское плоскогорье, Исландию, Витимское плато, Вилюй, Хатангу, отчасти Подкаменную Тунгуску и некоторые другие области Сибири. Базальтовые покровы, занимающие столь обширные площади и представляющие подчас мощные толщи, но состоящие иногда из отдельных сравнительно тонких слоев, должны обладать значительной жидкоплавкостью; это их свойство Вашингтон объясняет сравнительно высоким содержанием в них закиси железа.

В СССР, кроме Сибири и Камчатки с ее грандиозными андезитами и базальтовыми вулканами, следует отметить базальты центрального Кавказа (андезито-базальты Гудауро-Млетского

района на южном склоне Военно-грузинской дороги) и базальты (анамезит) Украины.

Если к базальтам причислить также палеозойские и допалеозойские диабазовые извержения, то картина значительного распространения основных эффузивных пород делается еще более яркой.

Базальты связаны переходными звеньями с другими эффузивными семействами. Такие переходные типы базальтовых лав описывались в последнее время под особыми названиями, которые могут быть заменены сложными названиями, указывающими на переходный характер этих лав. Так, атлантит Лемана — это переход к базанитам, т. е. базанито-базальт; таитит Лакруа — переходный тип в сторону фонолита, т. е. фонолитобазальт; океанит Лакруа — сильно меланократовый, бедный полевыми шпатами и с большим содержанием оливина, т. е. как бы переход к пикритам, следовательно пикрито-базальт.

Взаимоотношения базальтов с соседними семействами эффузивных пород могут быть иллюстрированы следующей таблицей.



Диабазы, авгитовые порфириты, спилиты

Диабазы первоначально относились к глубинным породам. Броньяр применил это название к тем горным породам, которые первоначально Гаюи были названы диоритами и за которыми термин «диорит» сохранился и до настоящего времени. Со времени Гаусмана, а за ним и Наумана, название «диабаз» было приурочено к авгитовым зеленокаменным породам.

Во 2-м издании «Микроскопической физиографии» Розенбуша (1887) диабазы отнесены еще к интрузивным породам. Изучение олонцевой диабазной формации привело меня к заключению, что

¹ Ортоклазовые базальты включают спорадически калиевый полевой шпат.

² Тефрито-базальты — и Базальто-тефриты — } несколько более щелочные базальты.

³ Трахидолериты (трахибазальты) — лавы с существенным содержанием калиевого полевого шпата, соответствующие габбро-сиенитам.

⁴ Андезитобазальты — тип, по химическому составу и по полевошпатовым микролитам основной массы промежуточный между типичными базальтами и андезитами; несколько гислее типичных базальтов.

Химический состав базальтов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ . .	48,78	50,03	54,73	49,51	49,08	45,68	46,97	48,68	49,25	56,70	43,38
TiO ₂ . .	1,39	2,57	1,01	—	1,82	2,35	1,99	—	1,74	0,65	2,16
Al ₂ O ₃ . .	15,85	12,10	11,66	14,15	13,43	18,78	13,87	20,80	17,47	15,75	5,89
Fe ₂ O ₃ . .	5,37	2,10	7,52	7,12	6,49	4,16	8,27	6,92	3,33	1,29	4,76
FeO . .	6,34	9,97	4,39	5,95	5,92	6,19	5,76	4,98	6,77	5,32	9,96
MnO . .	0,29	0,16	—	—	—	0,27	1,20	—	—	0,19	—
MgO . .	6,03	9,57	4,90	6,65	9,58	3,52	4,74	3,90	3,75	7,16	22,20
CaO . .	8,91	10,58	9,49	9,85	8,92	10,28	14,46	8,86	11,09	7,67	6,92
Na ₂ O . .	3,18	2,01	3,53	2,54	3,42	4,49	1,75	2,19	4,45	3,36	0,82
K ₂ O . .	1,63	0,44	3,24	—	1,00	2,17	0,45	1,34	1,42	1,56	0,70
P ₂ O ₅ . .	0,47	0,21	—	0,50	0,51	1,32	—	—	0,81	0,20	0,19
H ₂ O . .	1,86	0,48	—	0,73	0,32	0,38	—	2,88	0,18	0,30	2,92
Пот. при прок. . .	—	—	—	2,59	—	0,47 ¹	—	—	—	—	0,49
	100,10	100,22	100,47	99,59	100,49	100,06	99,44	100,55	100,26	100,15	100,39

1. Средний состав базальтов, по Дэли (из 161 анализа). — 2. Базальт Килауэа на Гавайских островах. — 3. Андезит-базальт. Южный склон Крестового перевала, 1 км от Гудаура. Центральный Кавказ. — 4. Безоливиновый базальт. Хребет Маханский, Селегинская Даурия. — 5. Долерит. Фогельсберг (Londorf, Гессен в Германии). — 6. Тефрито-базальт. Камниц в б. Чехословакии (Hibsch). — 7. Базальт. Исландия. Рейкьянев. Рандхогар. — 8. Базальт. Армянское плоскогорье, Кирк-Килиссе-Джелаун (Л. Мамаев). — 9. Базальт, Этна. Vale del Resto. — 10. Кварцевый базальт. Lassen Peak, Калифорния. — 11. Пикрито-базальт (океанит). Мадагаскар.

диабазы — породы эффузивные и что они представляют в большинстве случаев подводные извержения (116). Вскоре после этого диабазовый поток с характерной поверхностью лавы был описан Браунсом, и в следующем издании книги Розенбуша диабазы уже нашли себе место среди пород эффузивных. В последнем (4-м) издании Розенбуш определенно отмечает, что между плотными и зернистыми диабазами существует значительное различие, но он все-таки всю совокупность диабазов относит к эффузивным породам, впадая в данный случае в другую ошибку.

Немцы употребляют термин «диабаз» как для интрузивных офитовых габбро (т. е. наши габбро-диабазы), так и для эффузивных диабазов, называя эти последние иногда термином Deskdiabas, т. е. покровный диабаз.

По химическому своему типу диабазы представляют базальтовую магму; это, следовательно, как бы древние базальты, причем диабазы в тесном смысле слова соответствуют долеритам, а тесно с диабазами связанные авгитовые порфириты и спилиты — собственно базальтам.

Древний, или палеотипный, характер диабазов обусловлен присутствием в них хлоритовых минералов, придающих диабазам зеленую окраску и послуживших основанием для выделения диабазов, диоритов и отчасти порфиритов в группу «грюнштейнов», или

¹ В том числе 0,02% ZrO₂, 0,04 % BaO, 0,03% S, 0,23% Cl.

«зеленокаменных пород», в противоположность черным афанитовым «траппам».

Можно ли рассматривать хлоритовый минерал диабазов так же, как и видоизмененные их полевые шпаты, всегда как результат метасоматического видоизменения, или в этом следует видеть, по крайней мере в некоторых случаях, результат особых условий кристаллизации базальтовой магмы? На этот вопрос надо дать такой ответ: обыкновенно хлорит является первичным, протопневматолитическим минералом (см. стр. 85).



Рис. 161. Диабаз. Сел. Ерши на оз. Сандале.
Карело-Финская ССР.
Фото В. М. Тимофеева.

Диабазовые породы представляют в структурном отношении все переходы от полнокристаллических и сравнительно крупнокристаллических пород через афанитовые спилиты к авгитовым порфиритам; в некоторых детально изученных и хорошо сохранившихся диабазовых формациях имеются представители всех этих структурных модификаций, как, например, в районе Петрозаводска Карело-Финская ССР, в Бретани (во Франции), по Барруа. Но диабазами в тесном смысле слова называют полнокристаллические породы с той особой, характерной для долеритов структурой, которая носит название диабазовой, офитовой, долеритовой, радиально-лучистозернистой и характеризуется тем, что по-

левые шпаты, в отличие от общего розенбушевского правила начинающие кристаллизоваться в диабазовой магме раньше пироксеновой составной части, имеют форму идиоморфных призматических кристаллов, а авгит представляет большие аллотриоморфные выделения. Не подлежит сомнению, что эта структура принадлежит более глубоким горизонтам диабазовых потоков, между тем как поверхностные части этих потоков представляют ту, или иную порфиритовую модификацию, а иногда покрыты даже шлаковой пузыристой или стекловатой коркой.

В состав более или менее полно сохранившейся диабазовой формации входят собственно диабазы, разнообразные порфириты, мандельштейны, иногда вариолиты, туфы и шальштейны. Окаменелости в туфогенных отложениях (шальштейнах), а также чередующиеся с отдельными потоками морские образования говорят о принадлежности таких формаций к категории подводных, извер-

жений, и это представление можно перенести на все вообще эффузивные диабазовые формации. Нередки случаи, когда диабазы



Рис. 162. Обнажение альбитового диабаза на Севастопольском шоссе (по Д. И. Шербакову).



Рис. 162а. Ксенолиты гранито-гнейса в диабазе.
Западная Карая.

Фото Ю. Желубовского.

и связанные с ними порфириды образуют целый ряд тонких пластов, перемежающихся с прослоями глинистых сланцев, как, напри-

мер, в центральном Кавказе (рис. 163); такие «субинтрузивные» пачки представляют сравнительно тонкие внедрения в морские отложения, которые прорваны подводными извержениями и тесно связаны с эффузиями.



Рис. 163. Гряда Чаохи с ледником. Район Хевсурской Арагвы. Центральный Кавказ.

Совершенно иной характер представляют более или менее мощные истинно-интрузивные пласты диабазовой магмы, внедрившейся

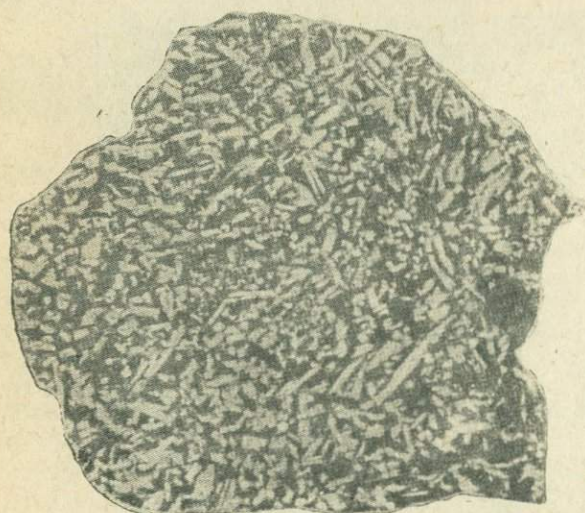


Рис. 164. Макроструктура альбитового диабаза Красной Поляны на Кавказе (по Д. С. Белянкину).

в толщу осадочных пород на некоторой глубине совершенно независимо от эффузий. Такие интрузивные породы диабазовой магмы следует называть габбро-диабазами, а не диабазами, сохранив это название для подводных извержений и называя авгитовыми порфиритами, базальтами — эффузии \ наземные. Между собственно диабазами и габбро-диабазами наблюдаются существенные различия как в форме залегания и структуре,

так отчасти и в минералогическом составе, выражающиеся в том, что настоящие диабазы заключают обыкновенно хлоритовый минерал, а габбро-диабазы лишены его.

В своем геологическом распространении диабазы приурочены к архейской группе и к палеозою; докембрий, силур и девон



Рис. 165. Микроструктура ортоклазового диабаза. Центральный Кавказ. Геналдон (по Д. С. Белякину).

являются главными периодами диабазовых извержений, но встречаются, конечно, диабазы и более молодые, часто неотличимые от базальтов. Благодаря туфам, сопровождающим диабазовые извержения, часто смешанным с морскими отложениями, превращенными в так называемые шальштейны и заключающим окаменелости, удается иногда более или менее точно определить возраст диабазовых извержений, например в Нассау, на Урале и др.

Формы залегания диабазовых пород — потоки, жилы и интрузивные пласты. Эти последние нередко достигают довольно значительной мощности для габбро-диабазов, а в настоящих диабазах иногда, наоборот, имеют незначительную мощность (часто лишь метры или даже дециметры) (рис. 4, 5, 150). Особенно интересны случаи многочисленных тонких диабазовых



Рис. 166. Зональная хлоритизация альбита в порфирите Жинваги. Окрестности Ананура. Простой свет (по Д. С. Белякину).

пластов, чередующихся с глинистыми сланцами, как, например, в центральном Кавказе. В этих случаях не всегда можно с уверенностью говорить о многочисленных интрузивных пластах; иногда это, действительно, боковая субинтрузия в сланце, разбившаяся на многочисленные междусланцевые пласты; иногда же это мелкие подводные покровы, чередующиеся с глинистыми морскими отложениями.

Там, где сохранилась поверхность диабазового потока, она представляется пузырчатой, шлаковой, иногда даже стекловатой, как, например, в Гомертсгаузене на Рейне, вообще характерно-лававой, как, например, поток на Суисарском берегу Кондопожской губы Онежского озера, описанный В. М. Тимофеевым (рис. 160 а).



Рис. 167. Дайка эссекситового диабазы. Кольский фиорд, окрестность г. Мурманска.

Фото А. А. Полканова.

Минералогический состав диабазов аналогичен базальтам с той разницей, что в диабазах всегда есть хлоритовый минерал; существенными составными частями являются основной плагиоклаз, чаще всего лабрадор, пироксен или амфибол, хлоритовый минерал, второстепенными: апатит, оливин, магнетит, ильменит (и лейкоксен). Прежде разграничивали более или менее резко диабазы оливковые и не содержащие оливина; это не имеет существенного значения, как уже было сказано по отношению к габбро. Кроме авгита, который прежде считался единственно характерным для диабазов пироксеновым минералом, в диабазах встречаются особые пироксены, получившие от Валя название энстатит-авгитов, энстатит, роговая обманка; роговообманковые диабазы были описаны под названием амфиболобазов (Еремина). Плагиоклаз нормально принадлежит к ряду лабрадора, иногда к битовниту. В последние годы Белянкиным были описаны диабазы с Кавказа, в которых полевой шпат представлен альбитом; они получили от него название «альбитовых диабазов». Альбитовые диабазы описаны также Щер-

баковым в Крыму.¹ Особую группу составляют диабазы альцитовые. Хлоритовый минерал считался до сих пор за вторичное образование, за результат выветривания. Если принять во внимание, что хлорит встречается во всей толще диабазы, а не только в наружной корке выветривания, что он в структурном отношении играет роль, аналогичную другим составным частям породы, и что он характеризует диабазы, для которых есть основание принимать подводное извержение, и не встречается в авгитовых порфиритах поверхностных извержений, придется допустить, что хлоритовый минерал является в этих случаях первичным минералом, что он относится к тем составным частям изверженных пород, которые в главе о минералогическом составе были выделены под названием протопневматолитических.

Альбитовые диабазы обладают полнокристаллической офитовой структурой и во многих случаях являются в сущности габбро-диабазами.

Существует, однако, другой тип альбито-диабазовых пород; это довольно широко распространенные породы неполнокристаллические, эффузивные, во многих случаях с признаками подводного извержения, с микролитовой основной массой и часто более или менее сильно пузыристые с хлоритовыми, кальцитовыми или иными минералами. Эти породы теперь называют *спилитами* (рис. 168);

первоначально термин спилит имел структурное значение: им обозначали порфиритовые и диабазовые породы без порфиридных вкрапленников. Для спилитов характерна, кроме того, шаровая отдельность, придающая им тот характерный облик, который англичане называют подушечной лавой (*pillow lava*). Таким образом спилитами мы будем называть альбитовые или первично (протопнев-



Рис. 168. Спилит с шаровой отдельностью. Карадаг в Крыму.

Фото Е. Н. Дьяковой-Савельевой.

¹ Сюда принадлежит и тот тип жильных пород, близких к диабазовой магме, который получил от меня название «альбитового диорита».

матолитически) альбитизированные палеотипные лавы базальтовой магмы, излившиеся в воду и обладающие шаровой отдельностью, часто миндалевидные и иногда не содержащие вкрапленников.

Для спилитов характерна геологическая связь с кератофирами; существуют также переходные типы, которые можно называть кератоспилитами. Альбитизация, незначительное содержание цветных минералов (авгита), новообразования в миндалинах, вообще признаки протопневматолитических изменений сближают спилиты с кератофирами, с которыми они часто составляют одну петрографическую формацию. У нас спилиты следует отметить в Карело-Финской ССР в северо-западной части Онежского озера, на Карадаге, в Крыму и др.

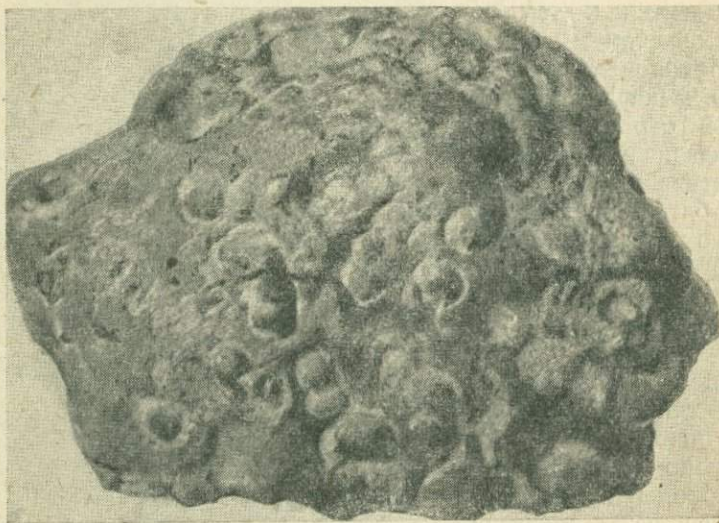


Рис. 169. Макроскопический вид вариолита. Ялгуба, Карело-Финская ССР.

Интрузивные диабазы подвержены в значительной степени, подобно габбро, процессам амфиболизации, ведущим к образованию вторичных диоритовых пород, т. е. таких, которые по своему минералогическому составу в классификациях, основанных на минералогическом составе, были бы отнесены к диоритам. Так как эти породы, однако, по своему химическому составу принадлежат не к диоритовой магме, а к магме габбродиабазовой, то целесообразно назвать их «*метадиоритовыми*»; для обозначения первоначального субстрата, из которого произошел метадиорит, можно различать эпидиабазовый метадиорит, эпигаббровый и т. п.

Вторичные роговые обманки метадиоритов часто принадлежат к волокнистым амфиболам, но часто встречаются и компактные роговые обманки, обыкновенно зеленая, иногда и бурая. Полевые шпаты метадиоритов претерпевают различные превращения: в цоизит (сосюритизация), в скаполит (скаполитовый диорит), в альбит (альбитовый метадиорит).

Одним из наиболее крупных примеров метадиоритов могут служить некоторые области Карело-Финской ССР именно район Повенца, изученный в свое время Иностранцевым.

Интрузивные диабазовые породы, содержащие наряду с авгитом первичную компактную роговую обманку, были в свое время названы Гюмбелем протеробазами.

Во многих случаях амфиболизация глубоко захватывает диабазовые области, целиком вытесняя настоящие диабазы; таковы, например, некоторые части Карело-Финской ССР. В других случаях метадиориты появляются спорадически среди диабазов. Там, где вторичный характер диоритовых пород не может быть непосредственно обнаружен, он устанавливается на основании химического состава, так как во многих случаях глубокое минералогическое видоизменение диабазовой породы при превращении ее в метадиорит не сопровождается заметным изменением валового ее химического состава. Совокупность таких пород иногда объединяют под названием «метабазиты» (Хакман, Зедергольм).

Диабазы, как уже указано, тесно связаны топографически с различными авгитовыми порфиритами. Будучи палеотипными или часто даже палеовулканическими представителями базальтовой магмы, они различаются между собой по структуре. Типичные

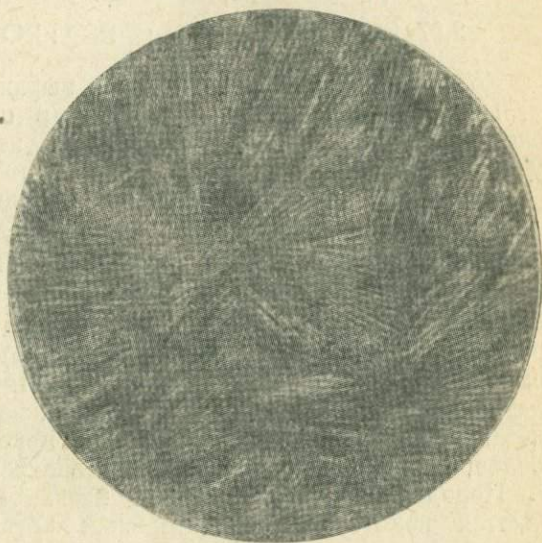


Рис. 170. Микроструктура вариолита. Бохтыбай, Мугоджарские горы.

диабазы обладают офитовой (долеритовой) структурой, порфириты — различными модификациями порфировой структуры: витрофировой, интерсертальной, гиалопилитовой, афировой (спилиты), вариолитовой и некоторыми другими. Интересны вариолитовые (рис. 169 и 170) и стекловатые модификации порфиритов, а также разнообразнейшие мандельштейны Карело-Финской ССР (Петрозаводский район).

Туфы, сопровождающие диабазы и авгитовые порфириты, отличаются разнообразием: пепловые туфы, пизолитовые туфы, так называемые шальштейны (смесь рыхлых вулканических выбросов с морским илом, нередко с окаменелостями). В Нассау в Германии, у нас на северо-западном побережье Онежского озера, на Урале и во многих других местах описаны эти туфы.

О химической природе диабазов и авгитовых порфиритов не приходится распространяться, если отметить, что они являются по-

родами габбровой магмы; следовательно это основные, богатые магниезией и закисью железа и бедные щелочами породы. Ниже приведенные формулы дают общий облик диабазов:

I. Диабаз (среднее из анализов Дэли).

II. Диабаз (моя первоначальная формула).

III. Альбитовый диабаз из Красной Поляны (по Белянкину).

I. $2,54 \overline{RO} R_2O_3$; $4,65 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 6,4$; $a = 1,68$.

II. $2,5 \overline{RO} R_2O_3$; $4,2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 6,2$; $a = 1,62$.

III. $2,52 \overline{RO} R_2O_3$; $4,2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 5,3$; $a = 1,50$.

Пятьдесят анализов диабазов СССР дают среднюю формулу, очень близкую к габбро, а именно:

$2,87 \overline{RO} R_2O_3$ $4,61 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 13$; $a = 1,58$.

Колебания в величинах \overline{RO} и a выражаются в следующем.

Половина всех анализов имеет a в пределах от 1,45 до 1,65; около 5 анализов дают коэффициент кислотности меньше 1,45; у остальных $a > 1,65$.

Сумма одноокисей у половины всех диабазов колеблется в пределах от 2,4 до 3,5; из них у 14 эти пределы 2,6—3.

Диабазы с $\overline{RO} > 3,5$ по большей части принадлежат к числу более или менее измененных. Сравнительно большая группа диабазов с $\overline{RO} < 2,4$ (их всего 16) обнимает метаморфизованные породы (эпидиабазы, амфиболизированные) или эссекситовые диабазы. Что касается отношения $CaO : MgO$, то у большинства содержание извести выше (29 анализов); из числа остальных 21 анализа, у которых $MgO > CaO$ или приблизительно $MgO = CaO$, большинство приходится на долю сибирских диабазов.

Породы, которые получили название *тералит-диабазов*, отличаются некоторым относительным богатством щелочами и настолько в этом отношении примыкают к мелафирам, что их можно соединить с этими последними, считая и те и другие эффузивными аналогами эссекситов.

Таким образом породы габбровой магмы обнимают:

1. Интрузивные породы:

Габбро (нориты и габбро-диабазы)

Ортоклазовые Кварцевое
габбро и эссе- габбро
кситы

2. Эффузивные породы:

а) палеотипные: Диабазы и авгитовые порфириты Тералит-диабазы
Спилиты и мелафиры

б) кайнотипные: Долериты и базальты

Тефрито- Андезито-
базальты базальты
Фонолитобазальты. Базанито-базальты

Диабазы пользуются значительным распространением на Гарце, где они сопряжены с кератофирами и отчасти носят несколько щелочной характер (так называемые тералит-диабазы, т. е. мелафиры),

в Нассау, Вестфалии, Бретани, Англии, во многих районах США и во многих других местностях.

В Европейской части СССР главными областями развития диабазов являются: Карелия, Урал, Крым, Кавказ; кроме того, диабазы известны в полярной части СССР, в Крыму и спорадически в Южнорусской кристаллической полосе. Азиатская часть СССР тоже богата диабазами: Подкаменная Тунгуска, Витимское плоскогорье, Селенгинская Даурия и др.

Особенно полно диабазовая формация представлена в северо-западной части побережья Онежского озера (Петрозаводский район), где имеются диабазы, авгитовые порфириды, вариолиты, мандельштейны, туфы, шаровые лавы, кое-где даже сохранившаяся шлаковая поверхность лавового потока, так что получается полная картина древней вулканической области. Аналогичная формация, в которой повторяются многие структурные типы олонецкой диабазовой формации, описана также Барруа в Бретани (Менезхон).

Химический состав диабазов и авгитовых порфиритов

	Диа- баз	Авгитовый порфирит	Диа- баз	Диа- баз	Диа- баз	Альбитовый диабаз	Вариолит	Вариолит	Спи- лит	Керагоспилит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ . . .	50,12	47,89	49,69	47,39	49,19	47,15	50,50	49,97	45,11	52,27
TiO ₂ . . .	1,41	—	—	—	—	1,32	—	—	1,67	1,14
Al ₂ O ₃ . . .	15,68	14,34	13,82	13,19	16,83	16,09	15,62	14,22	14,89	16,49
Fe ₂ O ₃ . . .	4,55	7,73	9,58	6,86	1,96	4,59	2,53	8,14	6,58	4,97
FeO . . .	6,73	6,85	5,81	8,12	8,15	9,49	13,02	3,79	3,49	4,54
MnO . . .	0,23	—	сл.	0,40	—	0,23	сл.	—	0,19	0,10
MgO . . .	5,89	7,12	6,28	6,37	7,50	4,43	3,73	4,14	5,24	2,54
CaO . . .	8,80	9,03	11,11	11,11	12,38	8,86	8,95	11,21	6,27	3,42
Na ₂ O . . .	2,95	3,15	2,09	2,62	3,24	4,46	3,57	2,79	4,13	7,65
K ₂ O . . .	1,38	0,85	0,55	0,59	сл.	0,39	0,39	2,39	3,41	0,80
P ₂ O ₅ . . .	0,37	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—
H ₂ O . . .	1,93	2,00	1,75	1,85	—	0,29	0,99	—	—	—
Пот. при прок. . .	—	0,65	—	—	1,41	3,31	—	3,50	5,83	4,95
CO ₂ . . .	—	—	0,18	—	—	—	—	—	2,72	1,20
S	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,04	99,61	100,86	99,14	100,66	100,61	99,30	100,15	99,53	100,07

1. Среднее из 25 анализов, по Дэли.—2. Яблонный хребет, Сибирь (Обручев).—3. Троицк, Урал (Дюпарк и Мразек).—4. Шочки, б. Полтавской губ. (Нов. Каменск) (Морозевич).—5. Р. Ауса. Северн. Кавказ (Левинсон-Лессинг).—6. Красная Поляна, Кавказ (Белякин).—7. Бохтыбай, Мугуджары (Левинсон-Лессинг).—8. Ялгуба на Онежском озере (Левинсон-Лессинг).—9. Карадаг в Крыму (Карагач) (Егоров).—10. Карадаг в Крыму (Гяур-Бих) (Егоров).

Чрезвычайно широко распространены диабазы и авгитовые порфириты на Урале, где между прочим имеются, несмотря на их девонский возраст, породы совершенно кайнотипные, особенно среди витрофировых разностей.

Диабазы Крыма интересны тем, что они носят отчасти несколько щелочной характер, т. е. среди них имеются представители так называемых тералит-диабазов.

Среди альбитовых и альбитизированных диабазовых пород встречается интересный тип шаровой или, точнее, подушечной лавы («pillow lava» англичан, рис. 168, 171, 172 и 173). Весь лавовый по-



Рис. 171. Шаровая лава (спилит). Железнодорожная выемка у ст. Бер-Чогур.
Фото В. И. Яворского.

ток состоит из крупных грубоэллипсоидальных, подушкообразных, иногда шаровых глыб, на которые поток, вероятно, разбился при впадении его в море, как это наблюдал Андерсон на вулкане Савайи (о. Самоа). Каждый сфероид обнаруживает в наружной своей зоне пузыристость, превращающуюся впоследствии в мандельштейн, вариолитовую или иногда вариолитовую или стекловатую структуру.

Такие лавы описаны и в СССР Тимофеевым на о. Суйсари на Онежском озере, мною по р. Рошке в центральном Кавказе. На Кавказе шаровые диабазы пользуются довольно широким распространением, например, в Боржомском ущелье, на Цхра-Цхаро и в других местах. Как уже указано, эти альбитовые диабазовые шаровые лавы известны под названием *спилитов* и пользуются довольно широким распространением (Карадаг в Крыму, Кавказ, Карело-Финская ССР, Финляндия и др.). Они обыкновенно сильно

миндалевидны и имеют афировое сложение; первоначально термин «спилит» имел лишь структурное значение (афировая порфирировая структура). Это шаровое строение является лишь особой отдельностью, которая резко выступает при выветривании, причем получается ряд концентрических слоев, как бы луковичное строение. Интрузивным эквивалентом спилитов надо считать альбитовые габбро-диабазы.

Диабазы южной части Енисейского округа Мейстер делит на две группы: к первой он относит собственно диабаз, габбровидный диабаз, протеродиабаз и эпидиабаз, ко второй — оливиновый диабаз, слюдяной диабаз и слюдяной диабазит (мелкозернистые по-



Рис. 172. Диабазовый порфирит с шаровой отдельностью из массива Чаохи (валуны в нагорье Рошки). Центральный Кавказ, Хевсурская Арагва.

роды). Для первой группы существенными составными частями являются, кроме плагиоклаза, пироксен и бурая роговая обманка, для второй — пироксен, оливин и биотит. Вторая группа сравнительно богаче калием, но средний состав обеих групп тождествен, а именно:

	I	II
SiO ₂	53,75	53,72
Al ₂ O ₃	10,55	10,73
FeO	9,81	9,94
MgO	12,89	12,55
CaO	9,85	10,06
Na ₂ O	2,85	2,18
K ₂ O	0,28	0,81

Средний состав всех диабазов, включая сюда и амфиболиты, которые Мейстер рассматривает как измененные диабазовые породы первой группы, почему при вычислении среднего состава и придает им коэффициент 10 (а второй группе 1), очень близок к средней формуле диабазов.

Лаврским описаны диабазы и базальты из обширной области сибирских траппов между Обью и Енисеем.

Обручев отмечает значительное распространение базальтов в Селенгинской Даурии (юго-западное Забайкалье). Эти базальты, описанные учениками В. А. Обручева, образуют более или менее



Рис. 173. Шаровая лава (так называемая pillow-lava). Суисарское побережье Онежского озера, мыс Педро-Кара.

Фото В. М. Тимофеева.

обширные покровы, потоки и купола, изредка жилы, черного или темносерого цвета. По минералогическому составу они распадаются на оливиновые и безоливиновые; в структурном отношении следует отметить большое разнообразие — от полнокристаллических зернистых и порфировидных через пилотакситовые, интерсертальные и гиалопилитовые до витрофиртовых. Среди базальтовых пород есть группа, которую Обручев выделяет под названием «траппов» в особый тип. Эти породы по структуре и минералогическому составу близко примыкают к оливиновым диабазам и могли бы быть названы третичными диабазами, но они отличаются только своей свежестью и по условиям залегания и возрасту не отличаются от остальных базальтов.

Андезиты и порфириты

Андезиты принято рассматривать как эффузивную фацию диоритовой магмы. И действительно по минералогическому составу андезиты соответствуют такому взгляду на них и в минералогических классификациях изверженных пород занимают место эффу-

живных аналогов диоритов. Однако по своему химизму андезиты более или менее значительно удаляются от диоритового типа как по более высокому содержанию щелочей, так в особенности по более высокой кислотности. По химическому облику андезиты скорее надо считать аналогами сиенит-диоритов, т. е. пород, сравнительно с андезитами редких.

Если тем не менее, учитывая вышесказанное, параллелизовать на основании минералогического состава и установившегося взгляда андезиты с диоритами, можно сказать, что андезиты относятся к базальтам так же, как диориты к габбро (рис. 174, 175, 176, 177, 179). Это следовательно тоже основные лавы, как и базальты, но отличающиеся характером плагиоклаза основной массы, а именно: в то время как для базальтов типичными являются микролиты лабрадора, для андезитов характерными следует считать микролиты андезина. Необходимо



Рис. 174. Андезито-базальт со столбчатой отдельностью. Южное побережье оз. Гокчи (Армения).
Фото А. С. Гинзберга.



Рис. 174а. Андезито-базальты. Камчатка, р. Быстрая-Козыревская.
Фото В. С. Кулакова.

подчеркнуть, что различие в полевошпатовой составной части андезитов и базальтов относится именно к микролитам, а не к порфировидным вкрапленникам; эти последние могут быть одинаковы и в тех и в других. Несколько бо́льшая кислотность обуславливает и сравнительную редкость оливина. Прежде в отсутствии оливина видели главную отличительную особенность андезитов по сравнению с базальтами. Однако теперь мы знаем безоливиновые базальты и андезиты, содержащие оливин.

Правда, эти последние обыкновенно представляют уже переход к базальтам, составляя ветвь так называемых андезито-базальтов.

Палеовулканические и палеотипные представители андезитов известны под общим названием *порфиритов*; некоторые из них описывались иногда под названием палеоандезитов. Сюда относятся по преимуществу роговообманковые, гиперстеновые, слюдяные порфириты, отчасти также и авгитовые, значительная часть которых принадлежит однако к базальтовой магме.

Славиком и Кетнером описана из б. Чехо-Словакии под названием «фельзофирита» порода с 50,5% SiO_2 , представляющая настоящий эффузивный эквивалент диорита:

$$\overline{\text{RO}} = 1,36; \quad \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 4,9; \quad \alpha = 1,73.$$

По цветной составной части андезиты распадаются на авгитовые, гиперстеновые (бронзитовые), энстатитовые, биотитовые и роговообманковые с некоторыми промежуточными разновидностями. Структура у них чаще всего та микролитово-стекловатая, которая известна под названием гялопилитовой, или андезитовой; Розенбуш метко характеризует этот тип основной массы как войлок игольчатых микролитов плагиоклаза, пропитанный стеклом (рис. 176, 178, 180). От этого центрального типа наблюдаются



Рис. 175. Радиально-лучистая отдельность в андезите. Чортов камень на Карадаге, в Крыму.

Фото А. М. Дьяконова.

уклоны как в сторону трахитовой структуры, так и витрофировой. Встречается также мелкокристаллическая и скрытокристаллическая, так называемая фельзодацитовая, основная масса. Вкрапления принадлежат к более основным плагиоклазам лабрадорного ряда, часто обладающим хорошим зональным строением, причем наружная зона соответствует по своему составу микролитам плагиоклаза основной массы, как это и должно быть согласно схеме кристаллизации изоморфных смесей типа I Розебума, к которому принадлежат плагиоклазы (стр. 164). Роговая обманка (базальтическая), являющаяся гожев в виде интрателлурического образования,



Рис. 176. Микроструктура авгито-гиперстенового андезита с г. Арарата.
Фото К. Рива.

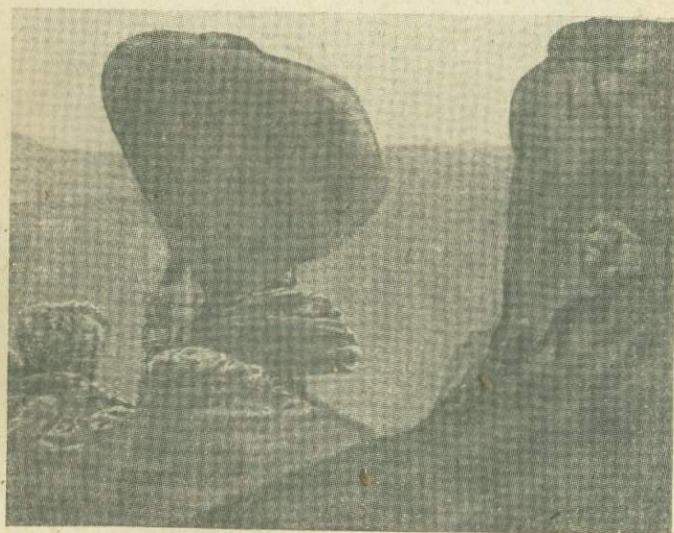


Рис. 177. Выветрелый поток андезито-базальта на восточном побережье оз. Гокча (Армения).
Фото С. С. Кузнецова.

обыкновенно обнаруживает различные стадии магматической диссоциации: в одних случаях наблюдается только более или менее

резкая, иногда широкая наружная опацитовая каемка, в других кристалл превращен в черную зернистую массу, состоящую из стекла, зерен магнетита, иголок пироксена (рис. 30 и 31). Идиоморфные очертания кристаллов при этом остаются вполне сохранными, так что в этом явлении следует видеть процесс диссоциации, совершающийся в твердом состоянии. Явление опацитовой каемки обнаруживают также и гиперстены, в которых иногда образуются также выделения железного блеска.

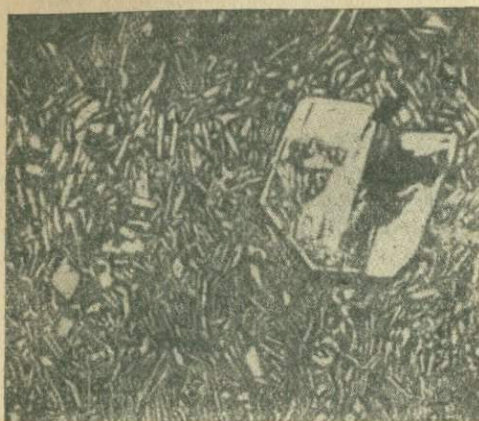


Рис. 178. Микроструктура андезита. Центральный Кавказ.

Из цветных основных частей в основной массе наблюдается по преимуществу авгит, гораздо реже гиперстен. Указывают также единичные случаи микролитов

биотита и амфибола, но это очевидно требует проверки.

Кварц в настоящих андезитах не встречается; но в основной

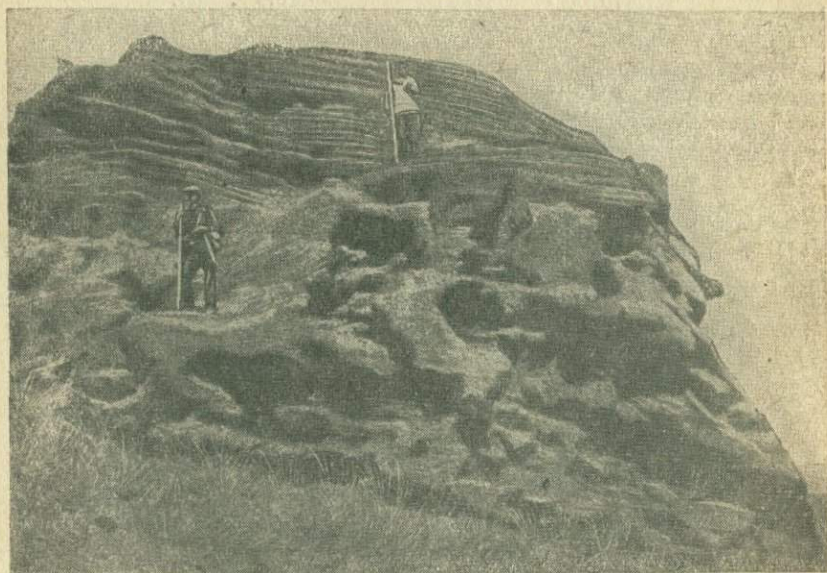


Рис. 179. Пешеристое строение в андезито-базальтовых шлаках. Восточное побережье оз. Гокчи (Севан) в Армении.

Фото С. С. Кузнецова.

массе, т. е. в кристаллизационном остатке, бывает иногда избыток кремнекислоты, который и обуславливает в химическом облике

этих пород черты звена, переходного от андезитов к дацитам. Такие лавы, получившие название *андезито-дацитов*, характеризуют, например, Казбек и вообще довольно широко развиты в центральном Кавказе.

По внешнему виду — афанитовое сложение, черный цвет, призматическая отдельность — андезиты иногда неотличимы от базальтов, но часто обладают несколько более светлой окраской.

Химическая характеристика андезитов отличает их от базальтов; как показывают нижеследующие анализы и формулы, андезиты имеют свою вполне определенную физиономию.

Средний состав: $1,48 \overline{RO} R_2O_3$, $5,21 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2,6$; $\alpha = 2,32$.

По новейшим вычислениям из 323 анализов содержание кремнекислоты колеблется в типичных андезитах от 57,20 до 62,12%, причем средняя величина составляет 60%, точнее 60,03, а по другим данным — 59,65 или 60,59%.

Среднее значение коэффициента кислотности $\alpha = 2,24$, а колебания от 2,18 до 2,38.

Для \overline{RO} средняя величина 1,53, а колебания от 1,40 до 1,70.

Взаимоотношения с соседними семействами эффузивных пород могут быть иллюстрированы табличкой, помещенной на стр. 358.

К андезитовой группе относятся *андезито-базальтовые лавы* (рис. 174 и 180), описанные под разными названиями, как санукит, бонинит, мякит, кармелойт, берингит. Точно так же и некоторые палеотипные авгитовые порфириды были описаны под особыми названиями: *вейзельбергиты*, *навиты*, *палеоандезиты* и т. п.



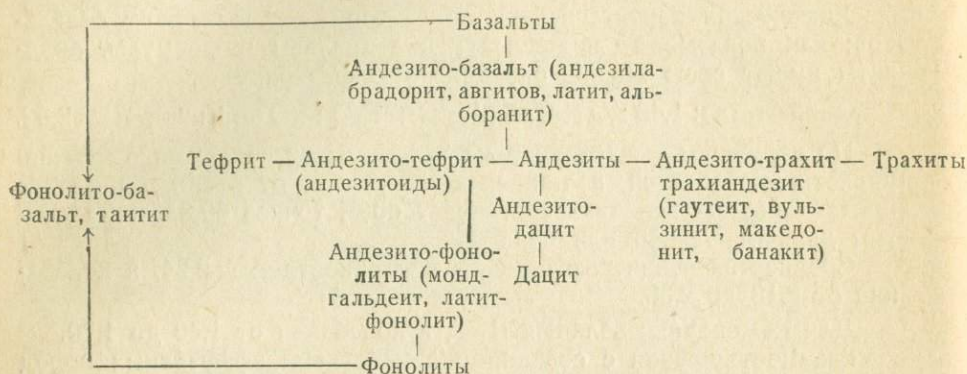
Рис. 180. Микроструктура андезито-базальта. Центральный Кавказ.

Андезиты, в частности авгитовые и отчасти гиперстеновые андезиты, тесно связаны с базальтами не только постепенными переходами, но и геологически, по условиям нахождения. Роговообманковые и биотитовые андезиты обыкновенно несколько кислее и часто примыкают к дацитам.

Существуют и соответствующие стекла, как, например, жилы сордавалита в гнейсе Сердоболя и жилы вихтизита. Авгитовые порфириды отличаются большим разнообразием микроструктуры и часто тесно примыкают к диабазам, входя в состав диабазовой формации.

По мере того как подробнее вникают в химическую характеристику основных лав, выясняется все больше и больше широкое распространение того промежуточного типа, который назван здесь андезито-базальтом. Он широко распространен на Армянском плоскогорье, в северной части Тихого океана и в целом ряде районов молодых основных лав. Если к этому добавить довольно большое

распространение и другого промежуточного типа, который назван андезито-дацитом, то следует сказать, что настоящие андезиты, за вычетом этих двух переходных типов, имеют гораздо менее значительное распространение, чем принимали раньше, когда при более широком понимании объема семейства андезитов из него не выделяли этих переходных типов.



Химический состав эффузивов андезитовой группы

	Средний состав	Авгитовый андезит	Роговообманковый андезит	Андезито-дацит	Андезито-дацит	Андезито-базальт	Андезито-трахит	Фельзофрит
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,59	57,64	57,82	62,37	62,23	57,01	57,36	50,50
TiO ₂	0,77	1,64	—	—	0,51	—	0,56	0,08
Al ₂ O ₃	17,31	17,07	17,31	18,10	16,97	19,02	18,49	19,91
Fe ₂ O ₃	3,33	3,07	4,82	0,48	2,52	—	3,59	4,29
FeO	3,13	5,15	2,20	3,15	0,08	5,82	4,58	4,42
MnO	0,18	0,08	0,17	—	2,51	—	0,25	0,18
MgO	2,75	2,80	2,40	3,28	—	5,47	2,92	2,55
CaO	5,80	5,55	6,87	4,94	5,06	6,92	5,40	9,71
Na ₂ O	3,58	4,20	3,69	4,32	3,95	4,49	3,19	2,79
K ₂ O	2,04	2,14	1,85	3,10	1,95	1,63	1,85	0,47
P ₂ O ₅	0,26	0,37	0,34	—	—	—	—	0,15
H ₂ O	1,26	0,14	0,14	0,32	0,87	0,20	1,26	2,76 ¹
Сумма	—	99,85	97,61	100,06	96,65	100,56	99,45	97,81

1. Среднее из 87 анализов, по Дэли. — 2. Сан-Франциско Моунт. Аризона. — 3. Аргентина, Cerros Largos. — 4. Казбекская лава, Чхери, против Гергет. — 5. Среднее из 21 анализа лав Казбека. — 6. Лавовый поток по Арагве, против Млет. — 7. Шлаковый конус Нарван-Хох. — 8. б. Словакия (Славик).

¹ CO 2,15.

Кроме типичных нормальных андезитов, семейство андезитов, обнимает еще несколько переходных типов.

Значительным распространением пользуются только три типа андезитовых пород: *собственно андезиты* — с коэффициентом кислотности от 2,16 до 2,35, *андезито-дациты* — с коэффициентом кислотности от 2,30 до 2,65 и *андезито-базальты* — с коэффициентом кислотности от 1,86 до 2,15; остальные типы редки так же, как и щелочные андезиты.

Андезиты, как уже указано, кислее диоритов; но описанная Славиком из б. Чехословакии порода под названием фельзофирита является настоящим эффузивным эквивалентом диорита.

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	$R_2O : RO$
Андезито-тефрит	1,46 $\overline{RO} R_2O_3$ 4,8 SiO_2	2,15	1 : 1,35
Андезито-трахит	1,4 $\overline{RO} R_2O_3$ 4,46 SiO_2	2,07	1 : 1
Андезито-фонолит (монд-чальдеит) среднее . .	1,17 $\overline{RO} R_2O_3$ 3,96 SiO_2	1,88	1 : 1,6
Андезито-дацит	1,51 $\overline{RO} R_2O_3$ 5,85 SiO_2	2,57	1 : 3,9
Андезито-базальт	1,85 $\overline{RO} R_2O_3$ 4,83 SiO_2	1,98	1 : 2,2

Андезиты пользуются значительным распространением и вместе с базальтами характеризуют большинство действующих или недавно потухших вулканов. Наиболее обширной областью их распространения являются Анды на всем протяжении Ю. Америки, в СССР — Кавказ, где наряду с типичными андезитами имеются также андезито-базальты и андезито-дациты; последние настолько характерны для центрального Кавказа, что несомненно получили бы название кавказитов, если бы они были описаны одним из тех авторов, которые охотно дают такие названия. Из других областей следует назвать Венгрию и Семигридию (где палеотипные андезиты получили название *пропилитов*), Закавказье, Малую Азию, США, Японию и много других. Палеовулканические и палеотипные представители андезитов широко распространены в каменноугольных и пермских отложениях различных вулканических областей Германии, а также во многих других местах. В СССР они известны на Урале, в Южнорусской кристаллической полосе, на Камчатке и в других областях.

Мелафиры, тералит-диабазы, тефрито-базальты (эффузивные эссекситы)

Подобно тому как эссекситы примыкают к группе габбро, их эффузивные эквиваленты примыкают к базальтам, представляя несколько более щелочные и несколько более кислые их разновидности. Сюда относятся те диабазовые породы, которые на Гарце и в некоторых других местах, например в Крыму, выделены под названием *эссекситовых* и *тералитовых* диабазов, а также те щелочные ба-

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	$R_2O : RO$
Базальто-тефрит (лейцитовый базальт с г. Гауса)	2,26 $\overline{RO} R_2O_3$ 4,65 SiO_2	1,77	1 : 2,3
Среднее из 3 ч. базальта и 1 ч. тефрита.	2,32 $\overline{RO} R_2O_3$ 4,67 SiO_2	1,77	1 : 4,3
Эссексит	2,1 $\overline{RO} R_2O_3$ 4 SiO_2	1,58	1 : 3,4

зальтовые породы, которые выделены под названием *базальто-тефритов* и *тефрито-базальтов*. Наконец сюда же относятся и те породы, которые описывались под названием *мелафиров*. Термин «мелафир» является одним из тех, которые претерпели очень много видоизменений. Поскольку под этим термином понимают диабазовые или базальтовые породы, он является излишним, но если принять во внимание химические особенности этого типа, т. е. несколько большую щелочность, он оказывается вполне отвечающим эссекситам.

Трахидолериты

Название *трахидолерит*, которое, быть может, было бы правильнее заменить термином *трахибазальт* или *трахито-базальт*, указывает на промежуточное положение этих пород между базальтами и трахитами. Через ортоклазовые базальты трахидолериты сливаются с базальтами. Систематическое значение этих пород как ортоклазо-плагиоклазовых правильно было оценено Абигом, который установил и самый термин. Среди интрузивных пород трахидолеритам соответствуют габбро-сиениты или монзониты.

Минералогический состав в общем прост: плагиоклаз обыкновенно лабрадорового ряда, ортоклаз, титанистый авгит, оливин, иногда роговая обманка, базальтический авгит и обычные для базальтов второстепенные составные части.

Химический облик выражается следующей формулой, тождественной с формулой габбро-сиенита:

Трахидолерит . . . $3,5 \overline{RO} R_2O_3$ 6 SiO_2 ; $\alpha = 2,0$; $R_2O : RO = 1 : 4$;

Габбро-сиенит . . . $3 \overline{RO} R_2O_3$ 6 SiO_2 ; $\alpha = 2,0$; $R_2O : RO = 1 : 3,9$.

Обычно под трахидолеритами объединяют, однако, не только эти породы, но и те, которые являются эффузивными аналогами эссекситов и отнесены нами к мелафирам, тефрито-базальтам и т. п. породам. Так, например, средний состав трахидолеритов у Дэли (из 34 анализов) имеет лишь 49,20% кремнекислоты, а общий химический его облик почти тождествен с эссекститами и их эффузивными эквивалентами, а именно:

Трахидолерит Дэли $2,2 \overline{RO} R_2O_3$ 4,25 SiO_2 ; $\alpha = 1,63$; $R_2O : RO = 1 : 2,4$;

Эссексит $2,1 \overline{RO} R_2O_3$ 4 SiO_2 ; $\alpha = 1,58$; $R_2O : RO = 1 : 3,4$;

Эссексит Дэли . . . $1,95 \overline{RO} R_2O_3$ 4 SiO_2 ; $\alpha = 1,61$; $R_2O : RO = 1 : 3$.

Тефриты

Что такое тефрит и с какой глубинной породой можно его параллелизовать? В этом отношении нет единого мнения, и мое собственное отношение к систематическому положению тефритов несколько раз менялось. В настоящее время для меня ясно, что тефрит относится не к ультраосновным, а к основным эффузивам и отнюдь не должен быть причисляем к базанитам. Тефрит примыкает к базальтам через щелочную их ветвь и представляет в области щелочных базальтов аналог андезито-базальтов. С базанитами тефриты связывает только наличие фельдшпатидов; но по своему химическому облику они являются щелочными андезито-базальтами.

Средний химический состав тефритов и их магматическая характеристика могут быть иллюстрированы следующим анализом (среднее из 24 анализов по Дэли):

SiO ₂	49,14	
TiO ₂	1,00	
Al ₂ O ₃	16,57	
Fe ₂ O ₃	0,65	
FeO	6,68	2,6 R \bar{O} : 4,9 SiO ₂
MnO	0,30	
MgO	3,98	R ₂ O : RO = 2 : 1,5
CaO	9,88	$\alpha = 1,79$
Na ₂ O	2,57	
K ₂ O	3,39	
P ₂ O ₅	0,84	
H ₂ O	2,00	

В своем распространении тефриты часто примыкают к базанитам, а также и к базальтам.

Минералогический состав тефритов: плагиоклаз, авгит, нефелин или лейцит. Структура часто полнокристаллическая и порфирированная.

Базанитовая формация

Базаниты, фельдшпатидовые базальты

Базаниты являются эффузивными породами ультраосновной магмы. Среди интрузивных пород им отчасти соответствуют тералиты, тешениты, ийолиты, бекинкиниты и фергуситы; но для многих из них и в частности для тех, которые мы будем называть собственно *базанитами*, лишь очень недавно установлены интрузивные аналоги. Обыкновенно эти породы относят к щелочным и рассматривают вместе с группой нефелиновых сиенитов. Однако есть целый ряд соображений, которые указывают на близость этих пород не к нефелино-сиенитовой, а к габброидной (базальтовой) магме. От базальтов эти породы в сущности отличаются только еще большей недосыщенностью кремнекислотой. Щелочные пироксены (эгирин) и амфиболы (арфведсонит) являются сравнительно очень редкими составными частями и притом в таких типах, переходных к фонолитам, которые, может быть, правильнее к фонолитам и

относить. Геологически эти породы тоже часто прижимают к базальтовым областям.

В терминологии эффузивных пород ультраосновной магмы наблюдается некоторое разнообразие. Как известно, впервые Циркелем были выделены из общей группы базальтов *лейцитовые* и *нефелиновые* базальты, которые мы относим теперь к базанитовой группе; позднее к ним присоединился еще и *мелилитовый* базальт; сюда же должны быть отнесены и *анальцимовые* базальты. Впоследствии отличительным признаком между *базанитами* и *тефритами* стали считать присутствие в первых оливина, а под названиями *нефелинитов* и *лейцититов* понимали полнокристаллические тефритовые породы; такова классификация Розенбуша.

Принимая во внимание второстепенное значение, которое мы отводим оливину в классификации габбровых и базальтовых пород, и, с другой стороны, имея в виду присутствие в некоторых из этих пород заметного содержания плагиоклаза и полное отсутствие его в других, мы будем придерживаться следующей группировки. Общее название *базаниты* мы сохраним за теми ультраосновными базальтовыми породами, в которых бесцветной составной частью являются *исключительно фельдшпатиды*, т. е. нефелин, лейцит, мелилит или анальцим, или минералы *содалитовой* группы; фельдшпатидовыми же базальтами (*лейцитовый базальт*, *нефелиновый базальт*, *мелилитовый*, *анальцимовый*) будем называть те из них, которые содержат более или менее существенную примесь плагиоклаза. Интрузивные аналоги базанитов представлены некоторыми нефелинитами. Базаниты в свою очередь можно разбить на две группы: те из них, которые содержат оливин, являются нефелиновыми, лейцитовыми, мелилитовыми и анальцимовыми базанитами; те же, которые его не содержат, составляют группу *нефелинитов*, *лейцититов*, *нозеанитов* и т. п. И базаниты и тефриты обнаруживают большую склонность к полнокристаллическому сложению; это выражается не только в том, что основная масса является полнокристаллической, т. е. что породы являются полнокристаллически-порфиоровыми, хотя и с микролитовым сложением основной массы, но во многих случаях оно сказывается и в том, что исчезает различие между интрателлурической и эффузивной фазами кристаллизации, и вся порода является зернистой; таковы, например, некоторые нефелиниты и тефриты. Объясняется это большой кристаллизационной способностью ультраосновной магмы; тем не менее витрофирные разности существуют и здесь. Возможно однако, что некоторые из этих пород являются интрузивными.

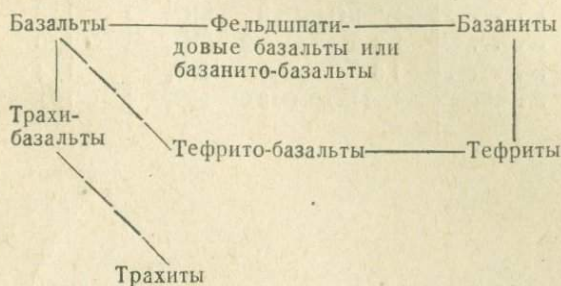
Хотя в некоторых случаях указывается на содержание санидина, но надо полагать, что это явление исключительное и относится во всяком случае к типам, переходным к фонолитам. Поэтому можно считать, что в нормальных базанитах и тефритах санидин и вообще щелочные полевые шпаты отсутствуют.

Из цветных составных частей на первом плане следует поставить авгит, обыкновенно базальтический авгит, а также и диопсид; иногда наблюдается и эгирин-авгит, а в исключительных случаях и эгирин. Роговая обманка и биотит являются редкой составной частью, ромбические пироксены отсутствуют.

Оливин является во многих из этих пород существенной составной частью, образуя, как и в базальтах, вкрапленники интрателлурического происхождения.

Окраска этих пород обычно пепельно-серая, иногда черная. По внешнему облику, по условиям залегания они тесно примыкают к базальтам.

Взаимоотношения с соседними группами лав могут быть иллюстрированы нижеследующей табличкой.



В химическом отношении тефриты и базаниты характеризуются незначительным содержанием кремнекислоты, базаниты — очень низким коэффициентом кислотности. Кроме того, эти породы богаты щелочами, но все же не могут быть отнесены к типу щелочных пород, так как в них вместе с тем много и щелочных земель, которые количественно преобладают над щелочами. Химический облик пород базанитовой группы может быть иллюстрирован следующими формулами и химическими анализами.

Химический состав базанитов и фельдшпатовых базальтов по Дэли

	Мелилитовый базальт	Нефелиновый базальт	Лейцитовый базальт	Базаниты	Лимбургит
	Среднее из 5 анализов	Среднее из 26 анализов	Среднее из 7 анализов	Среднее из 20 анализов	Среднее из 14 анализов
SiO ₂	35,72	39,87	46,47	44,41	41,25
TiO ₂	4,78	1,50	1,33	1,56	1,59
Al ₂ O ₃	9,56	13,58	15,97	15,81	12,03
Fe ₂ O ₃	5,41	6,71	5,97	4,96	5,65
FeO	6,55	6,43	4,27	5,35	7,29
MnO	—	0,21	0,01	0,14	0,54
MgO	15,46	10,46	5,87	8,20	11,12
CaO	14,20	12,36	10,54	10,12	11,88
Na ₂ O	3,35	3,85	1,69	3,81	3,40
K ₂ O	1,67	1,87	4,83	2,37	1,30
P ₂ O ₅	0,63	0,94	0,73	0,65	0,65
H ₂ O	2,67	2,22	2,32	2,42	3,20

	Магматическая формула	Коэффициент кислотности α	$R_2O : RO$
Нефелиновый базальт.	$2,5 \overline{RO} R_2O_3 3,55 SiO_2$	1,20	1 : 3,6
Лейцитовый базальт .	$1,9 \overline{RO} R_2O_3 3 SiO_2$	1,21	1 : 4,6
Мелилитовый базальт.	$6,3 \overline{RO} R_2O_3 4,9 SiO_2$	1,03	1 : 12,7
Лимбургит	$2,2 \overline{RO} R_2O_3 3 SiO_2$	1,26	1 : 5,6
Мончикит	$2,3 \overline{RO} R_2O_3 3,2 SiO_2$	1,20	1 : 3,7
Камptonит	$1,5 \overline{RO} R_2O_3 2,8 SiO_2$	1,24	1 : 4,1
Тешенит	$1,97 \overline{RO} R_2O_3 3,01 SiO_2$	1,21	1 : 6,48



Рис. 181. Размытые вулканические туфы у г. Герюсы. Горный Карабах.
Фото Е. К. Устиева.

К базанитам должна быть отнесена также и та витрофирная базальтовая порода, которая содержит в стекловатой основной массе интрателлурические вкрапления авгита и оливина и получила от Розенбуша название *лимбургита*. Божницкий описал эту же

породу под названием *магмабазальта* и этим правильно подчеркнул принадлежность лимбургита к базальтам в широком, до-циркелевском смысле слова, а по современному взгляду — к базанитовой формации, между тем как отнесение лимбургита в прежних минералогических классификациях к перидотитовой магме являлось, конечно, ошибкой, так как полевой шпат не кристаллизовался в лимбургите, но потенциально в нем содержится и именно в стекле. Базаниты описаны и из современных вулканических извержений. Таковы, например, нефелиновый базальт извержения на о. Савайи (вулкан Матавану) 1905—1906 г. архипелаг Самоа, о. Тенерифа (вулкан Chañogga), извержение 1798 г., вулкан Chinuero — извержение 1909 г. Сюда же должны быть причислены и *авгититы* островов Зеленого мыса, Венецуэлы, Кайзерштуля и др., отличающиеся от лимбургитов отсутствием оливина.

Существует и щелочная ветвь авгититов, как, например, авгититы Турьего мыса на Кольском полуострове с 7,75% натра и 2,88% кали и с отношением $R_2O : RO = 1 : 2,7$.

Базанитовые лавы встречаются сравнительно часто, особенно нефелиновые, например в вулканических областях Германии, в Испании, Португалии, Тасмании и т. д. Геологически они обычно не связаны с полевошпатовыми базальтами.



Рис. 182. Пизолитовый туф из формации диабазов и авгитовых порфиритов Петрозаводского района (Онежского озера).

Пикриты и пикритовые порфириты

Пикриты и пикритовые порфириты — эффузивные представители перидотитов — сопровождают некоторые диабазовые формации, например в рейнских диабазовых областях, в Фихтельгебирге, в Карело-Финской ССР, на Гарце, в Силезии, вместе с разностями, содержащими некоторое количество полевого шпата. Они обыкновенно являются или полнокристаллическими или содержат некоторое количество стекла и обладают порфиroidным сложением, — в таком случае они называются пикритовыми порфиритами. Главными составными частями являются в них базальтический авгит или хромовый диопсид, оливин, иногда роговая обманка или биотит; второстепенные — магнетит, апатит и т. п. Широко распространены вторичные образования — серпентин, хлориты. Пикриты и пикритовые порфириты относятся к породам ультраосновным; их химический облик может быть иллюстрирован следующими анализами:

	Средний состав	Пикритовый порфирит
	Из 14 анализов, по Дэли	Нейтитшейн, Силезия
SiO ₂	41,30	40,79
TiO ₂	0,81	—
Al ₂ O ₃	9,43	10,41
Fe ₂ O ₃	5,30	3,52
FeO	8,86	6,39
MnO	0,29	—
MgO	19,94	23,34
CaO	8,01	8,48
Na ₂ O	1,20	1,71
K ₂ O	0,30	0,71
P ₂ O ₅	0,20	—
H ₂ O	4,27	4,04
Сумма	—	99,39

Магматическая характеристика пикритового порфирита:

2,40 \overline{RO} R₂O₃; 5,48 SiO₂; R₂O : RO = 1 : 23; α = 1,05.

Туфы и туфогенные образования

Излившиеся породы часто сопровождаются более или менее значительными отложениями рыхлых вулканических продуктов, сцементированных в твердые породы, носящие название туфов (рис. 181—185). Туфы наземных извержений являются аггломератными образованиями, которые можно разбить на следующие категории: 1) *пизолитовые туфы*, состоящие в значительной степени из мелких шаровидных телец, соответствующих тем своеобразным отложениям пепла при современных извержениях, которые известны под названием *granizo di tierra* (земляной град); 2) *пепловые туфы*, т. е. туфы, состоящие из угловых обломков, входящих в состав обыкновенного вулканического пепла, иногда с примесью более крупных частиц и даже вулканических бомб (см. рис. 84); такие туфы, связанные с базальтами и отличающиеся тем, что стекло уже подверглось значительному видоизменению, носят название *палагонитовых туфов*; если стекло сохранилось, туфы называют стекловатыми, витрофировыми; 3) особый тип составляют так называемые *кристаллические туфы*; это — аггломератные туфы, очень богатые кристаллами, т. е. по большей части теми порфировидными вкрапленниками лавы, которые при ее разбрызгивании газовыми взрывами скопляются в виде рыхлых отложений; 4) *пелитовые туфы*; это — такие плотные туфы, состоящие из тончайших частиц, которые образованы или мельчайшими частицами вулканического пепла, или грязевыми потоками; 5) *витрофировые туфы*, богатые осколками стекла; 6) туфы, состоящие частью или целиком из более крупных обломочных частиц, носят название *туфобрекций*, или *микробрекций*.

Второй тип туфовых образований представляют так называемые *туфогенные отложения*, т. е. туфы подводных извержений, в которых вулканический материал смешан с морским илом и которые нередко содержат окаменелости, дающие возможность определить возраст извержения; таковы силурийские и девонские диабазовые туфогены Нассау, Вестфалии, Урала, меловые, юрские и палеогеновые порфириновые туфогены Закавказья и др. Эти образования называют также *туффитами*, а в случае более или менее заметной метаморфизации — туфоидами. *Туфоиды* часто сопровождают

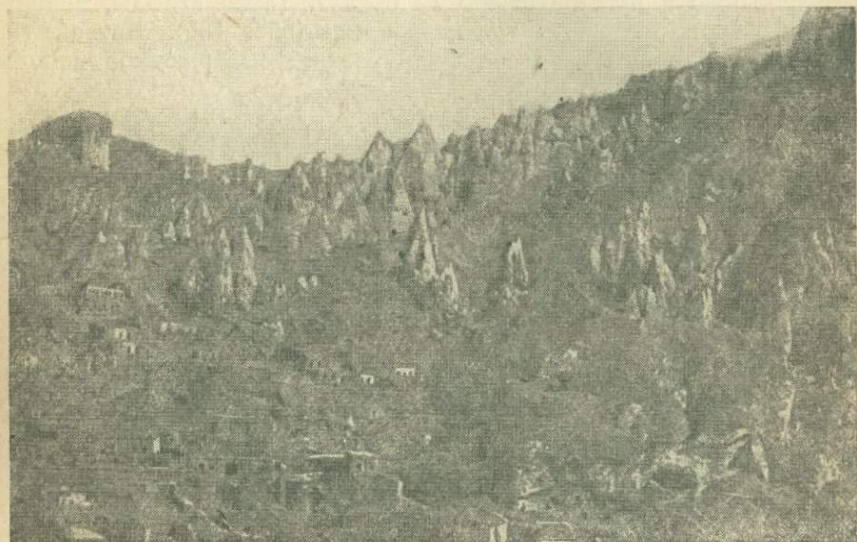


Рис. 183. Размытые вулканические туфы у г. Герюсы, Нагорный Карабах.

Фото Е. К. Устиева.

диабазы, представляющие подводные извержения; более или менее видоизмененные зеленые или серые туфоиды с пластинчатой отдельностью известны под названием *шалштейнов*. Туфовые отложения часто подвергаются более или менее глубоким гидрхимическим динамометаморфным или иным видоизменениям, которые более или менее маскируют первоначальные черты туфового происхождения и строения. Из туфов кварцевых порфиров таким путем получают так называемые *туфовые порфириоиды*, которые иногда трудно отличить от настоящих порфиридов, т. е. от метаморфизованных порфиров; из диабазовых порфириновых туфов получают *порфиритоиды*, зеленые сланцы и т. п. породы.

Некоторые из туфов и туфовых лав, более или менее богатые аморфной кремнекислотой, имеют применение в качестве добавок к цементам для морских сооружений; это так называемые *трассы*, твердые плотные породы, например трассы Карадага в Крыму, представляющие особый тип лав, а также и рыхлые туфовые *пуццоланы*. Особый тип красных или бурых туфов из Албанских гор

носит название *пеперино*. В результате процессов выветривания или дислокационного метаморфизма получаются иногда породы, имеющие известное сходство с некоторыми туфами и не всегда легко от них отличимые; такие породы можно называть *псевдотуфами*.

Вулканические брекчии образуются различными способами, но в общем можно установить два типа: один из них принадлежит к категории аггломератных образований, т. е. получается из вулканических выбросов, рыхлых вулканических образований, из обвалов вулканических масс, смешанных с лапилли и другими мелкими частицами вулканического пепла и подвергшихся позднему цементированию и затвердеванию материала. Такие породы, вообще говоря, можно называть *туфобрекчиями* (рис. 186). Другой тип образуется в самом процессе формирования изверженной породы



Рис. 184. Контакт туфа с глинистым сланцем у перевала Ат-Баш в Крыму.

Фото Д. И. Щербакова.

как глубинной, так и излившейся. Если излившаяся и уже затвердевшая лава растрескивается и эти обломки цементируются новой порцией лавы, получается настоящая вулканическая брекчия, которую иногда называют *агломератной лавой*, или *брекчией расщепления*. Если цементирование многочисленных обломков другой породы, прорванной магмой, совершается в процессе образования интрузивной породы, то получается так называемая эруптивная брекчия, пример которой изображен на рис. 27; между такой плутонической эруптивной брекчией и интрузивной породой, богатой ксенолитами, существуют переходы.

Под названиями *пиперно*, *туфовые лавы*, *туфовые порфириты* (рис. 187) были описаны породы, которые, с одной стороны, прилегают к настоящим лавам, с другой — к туфовым образованиям.¹ Многочисленные неправильные бурые, черные, красные пятна выделяются на фоне этих пород микроскопически. Пиперно характе-

¹ См. интересную статью Сабатини (117).

ризует Неаполь, Флегрейские поля и некоторые другие вулканические области Италии; туфовые лавы, описанные Абигом, играют большую роль у Ленинакана на Армянском плоскогорье; красивый и прекрасный строительный материал представляют туфовые лавы (розовые и др.) сел. Артик, у Ленинакана в Армении, они встречаются среди лавоводиабазовой формации Карелии и т. д. При микроскопическом исследовании мы имеем настоящую лаву, но с более или менее значительным количеством обломочного материала, который или попал в застывающую лаву из рыхлых про-



Рис. 185. Кератофировые туфы. Карадаг в Крыму.

Фото Е. Н. Дьяконовой-Савельевой.

дуктов извержения, или был вплавлен в лаву при движении ее по рыхлым вулканическим выбросам, или наконец получился путем того своеобразного поверхностного распыления, которому подвергаются некоторые лавы в момент затвердевания. К этому же типу примыкают и те своеобразные брекчиевидные лавовые образования, которые получаются путем цементирования обломков лавы лавой же или вследствие особых процессов расщепления, механизм которых еще недостаточно разъяснен; сюда относятся, например, так

называемая Соломенная брекчия из с. Соломенного на Онежском озере против Петрозаводска (см. рис. 72), некоторые кавказские брекчиевидные лавы и др.

Вулканические брекчи можно разбить на *брекчи расщепления* и *брекчи накопления* (агломератные брекчи).

НЕСИЛИКАТНЫЕ МАГМЫ

Изверженные породы состоят по преимуществу из силикатов и кремнекислоты; несиликатные составные части играют в них роль второстепенных составных частей, и мы привыкли поэтому думать,



Рис. 186. Выветривание туфобрекчий на Карадаге в Крыму.

Фото Е. Н. Дьяконовой-Савельевой.

что все магмы являются по существу магмами силикатными. Однако можно считать уже установленным, что существуют и несиликатные минеральные массы магматического происхождения. Не останавливаясь подробнее на этом вопросе, отметим лишь, что можно указать по крайней мере три или, вероятно, даже пять типов таких магматических несиликатных образований, не считая тех образований, обыкновенно в виде пегматитовых жил, которые имеют не чисто-магматическое, а магматически-пневматолитическое происхождение, как, например, связанные с габбро апатитовые жилы, криолит.

Эти три главных типа: магнетит или *ферролиты*, сульфидные отложения железа и меди (иногда с никелем и кобальтом), или *сульфидолиты*, и изверженные известковые породы, или *карбонаты*. Кроме того, магматическое происхождение можно приписать некоторым кварцевым жилам (силекситы) — *кварцолиты* и апатитовым месторождениям типа Хибин — *апатитолиты* (117 а).

Условия залегания магнетитовых масс, связанных с сиенитами и сиенитовыми порфирами, на горе Благодати на Урале и в шведской Лапландии в горах Кирунавара и Луоссавара, приводят к заключению, что здесь имеются настоящие магматические массы, которые прорвали сиенитовые породы, а не выделялись из них вследствие процесса магматической дифференциации, как титано-магнетиты, связанные с породами из семейства габбро. Магнетитовые порфириты, сопровождающие там рудное месторождение, подкрепляют это предположение. Брекчиевидный характер массива Благодати, в котором красные сиенитовые массы переплавляются

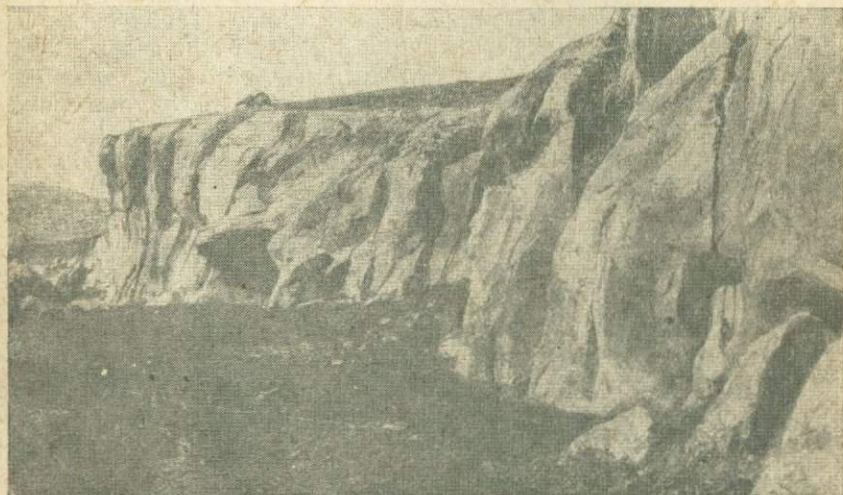


Рис. 187. Туфовая лава Алагёза в Армении (с. Артик),
Фото А. А. Иванчина-Писарева.

брекчиевидно с магнетитом, уже макроскопически вызывает картину магматического внедрения магнетита в сиенит. Микроструктура подкрепляет это предположение: мы видим там разбитые кристаллы ортоклаза, между которыми внедрился магнетит, а ортоклаз является изотропным, как это наблюдается при прокаливании кристаллов ортоклаза. О знаменитых месторождениях шведской Лапландии существует целый ряд работ, в которых высказываются разные взгляды; повидимому, и там наиболее вероятным является предположение о магнетитовой магме, внедрившейся в сиенитовые массы. Интересно отметить, что магнетит там сопровождается довольно значительным количеством апатита.

Изверженные сульфидные массы известны в разных местах, по преимуществу в глинистых и кристаллических сланцах, как, например, Рио-Тинто¹ в Испании, Сулительма и Рёрос в Норвегии, Рам-

¹ А. Demau в докладе на конгрессе в Испании принимает фумарольное образование из магмы порфира до ее затвердения; А. Broughton также допускает магматическое образование (118).

мельсберг на Гарце, С.-Лауренс в США, Калатинское, Зюзельское и некоторые другие месторождения на Урале.

Независимо от этого существуют и такие сульфидные месторождения, в которых сульфидные массы приходится рассматривать как результат магматической дифференциации (Сёдбери в Канаде, Варалло в Пьемонте и др.). Сульфиды отличаются очень незначительной растворимостью в силикатах; поэтому при понижении температуры магмы, а в особенности при приближении ее к застыванию, они выделяются путем ликвации, но, оставаясь вследствие более низкой точки плавления по сравнению с силикатами в жидком состоянии, они в силу своего значительного удельного веса падают в нижние части магматического бассейна. Таким путем происходят магматическая дифференциация и образование залежей сульфидов. Там, где не происходит такого разделения на два слоя, а сульфиды остаются среди силикатов в виде пятен, прослоев и т. п., образуются те магматические месторождения, в которых сульфиды подчинены силикатной породе из семейства габбро-норитов, и количество сульфидов не превышает 1—2, редко 3% всего интрузивного тела.

По Якобу, главное различие между образованием силикатных глубинных пород и сульфидных эпигенетических месторождений заключается в том, что в процессе образования первых роль минерализатора играла вода, а вторых — сероводород.

Что касается изверженных карбонатных пород, то к тому, что указано в главе об известняках, следует добавить, что в последнее время Брёггер признает таковыми некоторые известняки, связанные с семейством нефелиновых сиенитов, в области Фен в Норвегии, названные им *карбонатитами*.

Некоторые авторы (Баумгертель, Спёрр и др.) высказываются за изверженное (чисто магматическое или пегматитовое) происхождение некоторых кварцевых жил, и это, повидимому, очень правдоподобно.

Возможно, что следует признать и существование самостоятельной апатитовой магмы — *апатитолиты*, или *фосфатолиты*; в пользу такого взгляда говорят некоторые особенности мощного магматического месторождения апатита в нефелино-сиенитовой формации Хибинского массива на Кольском полуострове.

Все эти несиликатные магмы нашли себе место в классификационной таблице, данной нами в главе о химическом составе (стр. 148—151), а также в нижеследующей попытке классификации магматических месторождений.

О МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Через те случаи магматической и кристаллизационной дифференциации, которые ведут к концентрации рудных веществ, и через контактный метаморфизм, ведущий к тому же, а также через пегматиты рудные месторождения тесно соприкасаются в генетическом отношении с изверженными породами, и известные типы руд

входят в класс изверженных пород. Эти магматические рудные массы проливают отчасти свет и на процессы дифференциации.

Обыкновенно принято группировать *рудные месторождения* с точки зрения их генезиса на сингенетические и эпигенетические, т. е. подчеркивать одновременность их образования с вмещающей их породой или позднейшее появление их в ней. Однако, принимая во внимание, что первоисточником всех руд является магма и что образование рудных месторождений есть результат того или иного процесса концентрации, целесообразно перенести центр тяжести генетического момента в классификации рудных месторождений на процессы этой концентрации. Тогда все рудные месторождения распадутся на несколько групп, из которых первая обнимает те из них, которые находятся в непосредственной связи с магмой, и обыкновенно внутри самого интрузивного тела (т. е. это собственно магматические месторождения), а другие две — те, которые находятся вне интрузивного тела в непосредственном соседстве с ним (перимагматические) или на большем или меньшем расстоянии от него, но все же в явной связи с ним (апомагматические).

Рудообразующие факторы

- I. Застывание магмы, магматические газы и растворы, ювенильные термы.
- II. Циркуляция источников (вадозовых).
- III. Седиментация (химическая, органогенная и механическая) в стоячих водных бассейнах.
- IV. Переработка (механическая и химическая) первых трех типов.

Классификация рудных месторождений

I.	<table border="0"> <tr> <td rowspan="4" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">{</td> <td>Магматические</td> <td rowspan="4" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="4" style="vertical-align: middle;">Магматические, апомагматические и перимагматические</td> <td rowspan="4" style="vertical-align: middle;">1-я стадия рудообразования</td> </tr> <tr> <td>Пневматолитические (и вулканические)</td> </tr> <tr> <td>Жилы (штоки, залежи)</td> </tr> <tr> <td>Контакт-метаморфические</td> </tr> </table>	{	Магматические	}	Магматические, апомагматические и перимагматические	1-я стадия рудообразования	Пневматолитические (и вулканические)	Жилы (штоки, залежи)	Контакт-метаморфические
{	Магматические		}				Магматические, апомагматические и перимагматические	1-я стадия рудообразования	
	Пневматолитические (и вулканические)								
	Жилы (штоки, залежи)								
	Контакт-метаморфические								
II.	<table border="0"> <tr> <td rowspan="4" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">{</td> <td>Метасоматические</td> <td rowspan="4" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="4" style="vertical-align: middle;">Гидротермальные</td> <td rowspan="4" style="vertical-align: middle;">2-я стадия</td> </tr> <tr> <td>Импрегнационные</td> </tr> <tr> <td>Выполнения пустот</td> </tr> <tr> <td>Жилы</td> </tr> </table>	{	Метасоматические	}	Гидротермальные	2-я стадия	Импрегнационные	Выполнения пустот	Жилы
{	Метасоматические		}				Гидротермальные	2-я стадия	
	Импрегнационные								
	Выполнения пустот								
	Жилы								
III.	Пластовые (осадочные) — морские и озерные	3-я стадия							
IV.	<table border="0"> <tr> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">{</td> <td>Метатетические (элювиальные, остаточные, железная шляпа)</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="vertical-align: middle;">4-я стадия</td> </tr> <tr> <td>Обломочные (россыпи, конгломераты)</td> </tr> </table>	{	Метатетические (элювиальные, остаточные, железная шляпа)	}	4-я стадия	Обломочные (россыпи, конгломераты)			
{	Метатетические (элювиальные, остаточные, железная шляпа)		}			4-я стадия			
	Обломочные (россыпи, конгломераты)								

Рудные месторождения (металлические и неметаллические), непосредственно связанные с изверженными породами или вернее с разными фазами кристаллизации магмы, составляют обширную и разнообразную группу магматических месторождений в широком смысле слова. Эти магматические месторождения обнимают не только месторождения рудные, — они действительно в этой группе преобладают, — но и некоторые нерудные. Общая их классификация может быть представлена в следующем виде.

Магматические месторождения в широком смысле слова

A. Собственно магматические — ортомагматические

- I. Эвмагматические — протемагматические — сингенетические.

1. Кристаллизационные

Примеры: оловянный камень в гранитах, хромит и платина в дунитах, алмаз, графит, молибденит, висмут (?), циркон.

2. Ликвационные

Примеры: сульфиды меди, железа, никеля в габбро-норитовых породах, титано-магнетит в тех же породах.

II. Инъекционные — дейтеромагматические — эпигенетические.

Примеры: магнетит в сиенитовых породах, сульфидные эпигенетические залежи.

Б. Аномагматические

III. Магматически-пневматолитические — пегматитовые.

1. Плутонические

Примеры: оловянный камень в грейзенизированных гранитах, вольфрамит, золото в бесрезитизированных гранитах и порфирах, апатитовые жилы, связанные с габбро.

2. Вулканические

Примеры: медные месторождения, связанные с андезитами и дацитами, оловянный камень, связанный с липаритами.

3. Контакт-метаморфические

Примеры: железо, медь, олово, цинк, серебро, золото и др.

IV. Пневматолитически-гидротермальные и глубинно-гидротермальные

Примеры: турмалино-медные жилы, сурьма, мышьяк, ртуть, золото, серебро, барит, плавиковый шпат и др.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ СССР

Понятие петрографических провинций, установленное Джддом и еще раньше намеченное Фогельзангом, было подкреплено и иллюстрировано многими примерами. В пределах отдельных «комагматических» областей, как их называет Вашингтон, это понятие реальное и рациональное. Попытки же свести все изверженные породы к двум (или трем) универсальным провинциям и связать их с географическими и геотектоническими элементами, нашедшие себе особенно яркое выражение у Бекке и Харкера, являются схематизацией, находящейся в противоречии с фактами, и должны быть признаны неудачными. Многочисленные примеры совместного нахождения тихоокеанских и атлантических пород теперь уже достаточно хорошо известны. В числе этих примеров нельзя не отметить и петрографических провинций СССР во всей их совокупности.

Если считать щелочными породами не только формацию нефелиновых сиенитов, но также и граниты и значительную часть сиенитов, то совместное нахождение щелочных и тихоокеанских пород окажется общим правилом без исключений на всем обширном пространстве СССР. Но если даже сохранить за атлантическим типом его узкое обычное значение, распространение формации

нефелиновых сиенитов не подтверждает широких обобщений, связанных с концепцией универсальных провинций: Тихоокеанской, приуроченной к Тихому океану и к областям складчатости, и Атлантической, приуроченной к Атлантике и к областям излома. Формация нефелиновых сиенитов в СССР развита в следующих областях: на Кольском полуострове, в Ильменских горах на Урале, в Приазовье (Мариупольский уезд), в Енисейском районе, в Туркестане, в Прибайкалье (Ботогольский кряж), на Сахалине.

Рассмотрим вкратце каждую из этих областей в отдельности.

Хибинский и другие щелочные массивы Кольского полуострова действительно находятся в области Атлантики и в сфере зоны горстовых изломов. Но в непосредственном соседстве и в тесной связи с ними находятся гранитовые, габбровые и другие породы, принадлежащие к тихоокеанскому типу. Обыкновенно в этих случаях указывают на возможность различного возраста этих пород. Но, во-первых, нет данных для решения этого вопроса в ту или иную сторону; во-вторых, если бы даже и оказалось, что действительно граниты, габбро и т. п., с одной стороны, нефелиновые сиениты — с другой принадлежат к образованиям различного возраста, это не могло бы служить аргументом против совместного нахождения этих пород как доказательства нераздельности Тихоокеанской и Атлантической провинций. В самом деле, ведь если породы были интродуцированы в разное время, они все-таки получились из одного общего магматического резервуара и перемещались исключительно под влиянием все продолжавшегося или возобновившегося процесса разрывной, а не пликативной дислокации. Быть может, еще определеннее можно об этом говорить в применении к областям складчатости, как, например, Урал, Альпы и т. д. С перерывами, в разные эпохи шел процесс формирования таких хребтов; и точно так же с перерывами и в различные эпохи совершался процесс формирования разных интрузивных и эффузивных пород, принимающих участие в строении этих горных систем. Но все эти породы черпались из одного общего источника, быть может из разных частей грубо-свилеватого¹ или дифференцированного магматического бассейна, но все же из одного бассейна, который был захвачен горообразованием и питал эту зону пликативной дислокации, пока не исчерпался, как это красноречиво было в свое время высказано Марселем Бертраном. Наконец можно апеллировать и к доказательству от противного: почему Финляндский массив, находящийся в тех же условиях, что и Кольский, не принадлежит к тому же петрографическому типу и так существенно от него отличается?

Ильменские горы Южного Урала представляют другой характерный пример того же самого, что и Кольский массив, с тем только различием, что мы здесь имеем перед собой типичную пликативную область, лежащую далеко за пределами Атлантики, и в ней мощную, казалось бы чуждую ей, миаскитовую формацию. Относятся ли габбро, граниты, диабазы, миаскиты Урала к разным

¹ Терминами «свилы» и «свилеватый», взятыми из стеклодельной терминологии, целесообразно заменить термины «шлиры» и «шлировый».

геологическим эпохам, — что, например, для Южного Урала устанавливает Заварицкий, — или нет, это даже в данном случае безразлично. Важно лишь, что миаскиты находятся в пределах пликативной области тихоокеанского типа и что на них в период их формирования так же воздействовало горообразующее усилие, как и на габбро Северного Урала, вызывая и тут и там полосчатую структуру с одинаковой ориентировкой полос.

В *Приазовье* как будто тоже наблюдается приуроченность щелочной свиты к области горстового излома. Но эти изломы, как указывает Мефферт, являются лишь отголосками и последствием более ранней пликативной деятельности в области Донецкого кряжа. А жилы камптонитов и мончикитов, выполняющих некоторые из таких тектонических трещин, отнюдь не являются непременно дериватами основной магмы. Вместе с тем нельзя не отметить, что в находящейся недалеко отсюда более молодой петрографической области Крыма, в которой наложены друг на друга и пликативные и дизъюнктивные процессы, встречаются совместно и щелочные и щелочноземельные породы, как это было впервые подчеркнуто Мейстером.

Енисейский район. Минусинские нефелиновые сиениты находятся в области излома и последующей складчатостью совместно с диабазами и долеритами, так называемыми сибирскими траппами.

Туркестан — типичная область складчатости — не принадлежит к области Атлантики. Нефелиновые сиениты вкраплены там в петрографические сообщества иного типа без всякой видимой закономерности.

В *Прибайкалье* нефелиновые сиениты приурочены, повидимому, к области Ботокольского хребта, между тем как все остальные части примыкающей к Байкалу области излома характеризуются породами совершенно иного типа.

Наконец на *Сахалине*, находящемся уже на самом Тихом океане, нефелиновые сиениты, по описанию В. М. Дервиз, сочетаются с породами тихоокеанского типа.

Таким образом, щелочные породы СССР должны быть отнесены к числу тех многочисленных примеров совместного нахождения так называемых тихоокеанских и атлантических пород, которые достаточно красноречиво характеризуют концепцию двух универсальных провинций как схематизацию, находящуюся в противоречии с фактами.

Совместное нахождение пород так называемой щелочной магмы, с одной стороны, и магмы щелочноземельной — с другой, является уже фактом настолько широко распространенным, что в сущности излишне на этом долгие останавливаться. Вместе с тем уже в достаточной мере выяснилось, что приурочение щелочных пород к зонам излома, а щелочноземельных — к пликативным областям также не может быть удержано. По этому поводу нельзя не отметить, что самое разграничение и резкое противопоставление дизъюнктивной и пликативной дислокации представляется в настоящее время до известной степени искусственным. Разрывы и сбросовые явления, с одной стороны, и складкообразование — с другой отнюдь не являются независимыми друг от друга процес-

сами, а тесно между собою связаны. Разрывы и сбросы при продолжающихся деформационных усилиях сопровождаются складкообразованием. И наоборот — пликвативные явления, особенно если они захватывают области с интрузивными, например гранитовыми, массивами, на некоторой стадии дислокационного процесса сменяются образованием разрывов и сбросами. И если в отдельных случаях мы имеем примеры сбросовых явлений или пликвативных дислокаций в чистом виде, то они во всяком случае представляются гораздо более редкими, чем вышеуказанная комбинация, а нередко эти примеры представляются лишь кажущимися, так как должны быть рассматриваемы лишь как одна из стадий того полного цикла дислокационных процессов, которые выражаются последовательно в разрывах и складках или обратно. Такая тесная связь двух форм дислокации в последнее время особенно резко подчеркивается, с одной стороны, Штилле, с другой — Клоосом, на основании детального исследования истории возникновения гранитовых массивов.

Если принять во внимание эту тесную связь между сбросовыми явлениями и складкообразованием, приурочение щелочных пород к областям излома, а щелочноземельных к областям складок теряет почву, независимо даже от вышеуказанных многочисленных фактов сонахождения обоих типов изверженных пород.

Помимо многочисленных отдельных примеров нахождения атлантических пород на островах Тихого океана и наоборот, интересную новую иллюстрацию всей искусственности разграничения этих двух областей по их петрографическому типу представляют вычисления Вашингтона. Интересно сопоставить средний валовой состав дна океанов со средним валовым составом материков. Для этого можно воспользоваться данными Вашингтона, который дает средний валовой состав для Тихого океана (по 56 анализам) и Атлантического океана (по 72 анализам). Состав для обоих океанов почти тождественен и соответствует базальту, но несколько более богато щелочами, чем общий валовой тип базальтов.

Вот эти данные (в процентах):

	Дно Атлант. ок.; уд. в. 2,85	Дно Тих. ок.; уд. в. 2,89
SiO ₂	50,63	50,05
Al ₂ O ₃	15,82	15,51
Fe ₂ O ₃	4,44	3,88
FeO	5,73	6,23
MgO	5,79	6,62
CaO	7,36	7,99
Na ₂ O	4,27	4,90
K ₂ O	2,31	2,10
H ₂ O	1,47	1,16
TiO ₂	1,63	1,96
P ₂ O ₅	0,43	0,25
MnO	0,04	0,15
Неопр.	0,06	0,08
	99,98	100,98

На всех материках плотность 2,72—2,79 и содержание кремнекислоты — около 60%.

Средний состав для Атлантики дает формулу, очень близкую к мелафиру, отличаясь от него несколько большей кислотностью:

Атлантика: $2,33 \overline{RO} R_2O_3 4,61 SiO_2$

$\alpha = 1,77; R_2O : RO = 1 : 3,5$

Мелафир: $2,3 \overline{RO} R_2O_3 5,6 SiO_2$

$\alpha = 1,9; R_2O : RO = 1 : 3,6.$

Отдельные мелафиры еще ближе подходят к составу Атлантики, и следовательно дно Атлантики не имеет ничего общего со щелочными породами.

Средний валовой состав всей литосферы отвечает приблизительно сиениту; средний валовой состав дна океанов существенно отличается от материков.

Следовательно, вместо того чтобы говорить о Тихоокеанской и Атлантической провинциях, следовало бы противопоставить друг другу фации (или провинции) *континентальную* и *океаническую*.

Для сравнения разных петрографических областей СССР между собою с точки зрения валового их химического состава можно воспользоваться тем статистическим методом подсчета среднего состава из более или менее значительного числа отдельных анализов, который применяется Кларком, Вашингтоном и другими для подобного рода вычислений. Материалом послужили 660 анализов русских пород, перечисленные З. Н. Немовой на магматические формулы.

Общая сравнительная характеристика может быть иллюстрирована магматическими формулами и коэффициентом кислотности, и нет надобности вычислять полностью весь валовой процентный состав. Эти подсчеты дали следующие результаты.

	Магматические формулы	α	$R_2O : RO$
Юг СССР	1,69 $\overline{RO} 6,6 SiO_2$	3,09	1 : 1,6
Крым	1,4 $\overline{RO} 5,9 SiO_2$	2,60	1 : 1,4
Кавказ	1,56 $\overline{RO} 5,12 SiO_2$	2,87	1 : 2,2
Урал	—	1,75	
Амурский район	1,91 $\overline{RO} 6,48 SiO_2$	2,8	1 : 3,2
Енисейский район	2,09 $\overline{RO} 5,86 SiO_2$	3,01 (2,64)	1 : 3,4
Селенгинская Даурия	2,2 $\overline{RO} 6,59 SiO_2$	2,85 (2,55)	1 : 3,09
Ленский район	2 $\overline{RO} 6,2 SiO_2$	2,65	1 : 2,6
Карело-Финская ССР ¹	—	1,66	
Весь СССР (660 анализов)	—	2,38	
Финляндия (для сравнения)	1,83 $\overline{RO} 6,1 SiO_2$	2,88	1 : 2,8 ²

¹ В пределах быв. Карельской АССР. Вместе с Валаамом $\alpha = 1,9$.

² Зедергольм (119) дает другой средний состав, а именно (после перечисления): $1,52 \overline{RO} : 7,43 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 1,6$ и $\alpha = 3,27$. Это близко к адамелиту, между тем как у меня—состав кварцевого диорита.

Наиболее показательной и наиболее характерной величиной, сразу обрисовывающей общий облик, является коэффициент кислотности, особенно в сочетании с отношением щелочей и щелочных земель.

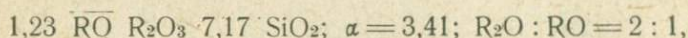
Вот эти данные:

Кавказ	2,65 ¹	Амурский район	2,8
Крым	2,9 — 2,95	Финляндия	2,9
Южная часть СССР (в Европе)	3,09	Урал	1,75
Сибирь	2,9	Карело-Финская ССР	1,66
Селенгинская Даурия	2,64 (2,85)	Кольский полуостров	1,9
Ленский район	2,65	Весь СССР (660 анализов)	2,38
Енисейский район	3,01		

Все крупные области СССР, за исключением Урала, имеют приблизительно одинаковый коэффициент кислотности, соответствующий магме кварцевого диорита. Урал, Кольский полуостров и Карелия имеют гораздо более основной состав: группа лакколлитов Пятигорска — более кислый. Особенность б. Карелии объясняется отчасти тем, что граниты этой области не анализировались; но вместе с тем значительное преобладание здесь основных пород диабазовой группы не подлежит сомнению.

Относительно Урала можно было бы тоже предположить, что основность среднего валового состава, быть может, отчасти объясняется небольшим числом анализов гранитовых пород по сравнению с породами основными. Нельзя вместе с тем, однако, не принять во внимание, что в Среднем и Северном Урале породы диабазовой и габбро-пироксенито-перидотитовой группы действительно господствуют.

Лакколлиты Пятигорска, как показывает средняя их формула:



существенно отличаются гораздо большей кислотностью, преобладанием щелочей² и незначительным содержанием одноокисей. Эта магма является трахилипаритом (Дервиз) или липарито-андезитом (Мильх) и в общем соответствует моему граниту и почти тождественна с делленитом Свенониуса.

Характеристика Кольского полуострова несомненно является односторонней вследствие того, что аналитический материал по преимуществу относится к формации нефелиновых сиенитов. Поэтому мы имеем общую химическую физиономию не всего Кольского полуострова, а лишь важнейшей его части. Будучи несколько односторонним, вывод средней валовой формулы вместе с тем подчеркивает поэтому особенность этого района по сравнению с другими областями СССР. Все породы здесь резко натриевые, богатые глиноземом; в тех случаях, когда \overline{RO} мало, содержание извести и магнeзии приблизительно одинаково, но в общем извести больше;

¹ С пятигорскими лакколлитами — 2,98.

² Только в двух анализах $R_2O < RO$.

Средний валовой состав отдельных областей

	Магматические формулы	Коэфф. кислотн.	R ₂ O : RO	Символы
<i>Амурский район</i>				
Граниты	0,95 \overline{RO} R ₂ O ₃ 7,4 SiO ₂	4,03	1,4 : 1	+ $\frac{0,95}{4,03}$
Остальные породы	2,25 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,22 SiO ₂	2,42	1 : 4,2	- $\frac{2,25}{2,42}$
Общее среднее . .	1,91 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,48 SiO ₂	2,8	1 : 3,2	- $\frac{1,91}{2,8}$
<i>Енисейский район</i>				
Граниты	1,12 \overline{RO} R ₂ O ₃ 8,28 SiO ₂	4,1	2,9 : 1	+ $\frac{1,12}{4,1}$
Остальные породы	—	2,78		
Общее среднее . .	—	3,01		
<i>Селенгинская Даурия</i>				
Граниты	0,81 \overline{RO} R ₂ O ₃ 7,5 SiO ₂	3,6	3,6 : 1	+ $\frac{0,81}{3,6}$
Остальные породы	—	2,42	1 : 5,3	
Общее среднее . .	—	2,64 (2,55)	1 : 3,09	
<i>Ленский район</i>				
Граниты	1,16 \overline{RO} R ₂ O ₃ 7,38 SiO ₂	3,32	2,1 : 1	+ $\frac{1,16}{3,32}$
Остальные породы	2,53 \overline{RO} R ₂ O ₃ 5,49 SiO ₂	2,08	1 : 5,1	- $\frac{2,53}{2,08}$
Общее среднее . .	2 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,1 SiO ₂	2,65	1 : 2,6	- $\frac{2}{2,65}$
<i>Сибирь</i>				
Общее среднее (из 139 анализов) . . .	—	2,8		
<i>Юг СССР (в Европе)</i>				
Граниты	1,06 \overline{RO} R ₂ O ₃ 8,6 SiO ₂	4,26	2,75 : 1	+ $\frac{1,06}{4,26}$
Остальные породы	2,22 \overline{RO} R ₂ O ₃ 4,8 SiO ₂	2,09	1 : 4,5	- $\frac{2,22}{2,09}$
Общее среднее . .	1,69 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,6 SiO ₂	3,0	1 : 1,66	- $\frac{1,69}{3,0}$
К этому близка и Финляндия	1,83 \overline{RO} R ₂ O ₃ 6,1 SiO ₂	2,88	1 : 2,8	- $\frac{1,83}{2,8}$

в тех случаях, когда RO много, известь резко преобладает над магниезией. Общая формула такова:

$$1,75 \overline{RO} R_2O_3 4,5 SiO_2; \text{ символ } + \frac{1,75}{1,92}; \alpha = 1,92;$$

$$R_2O : RO = 1,6 : 7; \beta = 64,5.$$

Среди изверженных пород нет такого типа, который соответствовал бы этому составу; на него надо смотреть как на тип нефелинового сиенита с некоторой примесью зеленокаменных и, быть

может, гранитовых пород, что и вызвало понижение щелочности и повышение содержания \overline{RO} .

Интересно отметить, что средний коэффициент кислотности для всего СССР, вычисленный из 660 анализов, совпадает с коэффициентом кислотности для всей земной коры по последним данным Кларка и средним коэффициентом кислотности для всех изверженных пород (более 5000 анализов), вошедших в последний сборник Вашингтона:

СССР	$\alpha = 2,38$
Изверженные породы, по Вашингтону	$\alpha = 2,39$
Земная кора, по Кларку	$\alpha = 2,41$

В вышеприведенной таблице (стр. 380) даны формулы среднего валового состава отдельных областей. В общем эти формулы подходят к типу кварцевого диорита, отличаясь в некоторых случаях лишь большим содержанием одноокисей, т. е. \overline{RO} .

Обратимся теперь к рассмотрению отдельных областей.

Карельская провинция

Характеристика Карельской провинции является односторонней, так как в число анализов совершенно не попали граниты восточного берега Онежского озера.

Если принять во внимание эти граниты, а также граниты к северу от Онежского озера, то получится, вероятно, так же, как и в других районах, магма кварцево-диоритовая. Имеющиеся теперь анализы относятся все к западному и северо-западному побережью Онежского озера, включая сюда и острова. Среднее из 14 анализов дает $\alpha = 1,66$, т. е., принимая во внимание, что все породы здесь щелочноземельные (приблизительно половина с преобладанием магнезии и половина с преобладанием извести), магма здесь диабазовая (базальтовая). Если сюда присоединить еще «диоритовые» породы Повенецкого уезда, то получится громадный диабазовый магматический бассейн, который в течение докембрия или нижнего палеозоя давал интрузии и питал вулканические очаги. В области кварцитов эта магма обогатилась кремнеземом и дала начало кварцевым габбро-диабазам и габбро-диабазам с микропегматитом¹

¹ Общий валовой состав изверженных пород соседней с Карело-финской ССР Финляндии, по имеющимся в моем распоряжении материалам (всего 43 анализа, собственно 52 анализа, так как для рапакиви Питерлаксы состав дан по среднему из 7 анализов, а анализ ийолитов — по среднему из 4 анализов) таков:

$$1,83 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 6,1 SiO_2; \alpha = 2,9; R_2O : RO = 1 : 2,8;$$

$$\beta = 50, \text{ т. е. } 33,4\%.$$

Этот состав бесспорно отвечает типу кварцевого диорита, но лишь с некоторым избытком \overline{RO} над средним типом.

Зедергольм дает несколько иной состав, более кислый, соответствующий адамеллиту:

$$\overline{RO} = 1,52; R_2O : RO = 1 : 1,7; \alpha = 3,28.$$

Граниты Финляндии, для которых имеются 20 анализов, дают тип, близкий к тому, который выведен мною из 236 анализов (по Дэли), и к среднему типу

Юг СССР (в Европе)

Средний валовой состав (из 65 анализов):

$$1,69 \overline{RO} R_2O_3 \ 6,6 \ SiO_2; \ \alpha = 3,09; \ R_2O : RO = 1,66.$$

$$\text{Символ: } - \frac{1,69}{3,09}.$$

Это соответствует кислую кварцевому диориту или среди эффузивных пород санториниту.

Ближе всего южная область подходит к Финляндии, но отличается как от Урала, так и от Кавказа и Крыма.

Без гранитов получается такой состав:

$$2,22 \overline{RO} R_2O_3 \ 4,9 \ SiO_2; \ \alpha = 2,09.$$

Это соответствует габбро-сиениту, бедному суммой \overline{RO} , или мелафиру.

Крымская провинция

Все породы резко натриевые.

Лишь в немногих породах $MgO > CaO$: мелафир (Бодрак), мезолибургит (Судак), кварцевый порфир (Урага), и вообще в породах, в которых RO мало. Во всех остальных $CaO = MgO$ и много железа.

Из 30 анализов 9 щелочных, 1 промежуточный и 20 щелочно-земельных.

Средний состав

$$1,52 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,67 \ SiO_2; \ \alpha = 2,60$$

приблизительно соответствует андезито-дациту и банатиту.

Средний состав крымских пород, вообще говоря, близок к среднему составу казбекских; Пятигорская группа резко отличается и от тех и от других.

Породы лакколитов близки к пятигорским и все натриевые.

Если взять еще 17 анализов, т. е. всего 47 анализов, то получается:

$$1,4 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,9 \ SiO_2; \ \alpha = 2,76,$$

т. е. состав, в общем относящийся тоже к типу кварцевого диорита.

Для крымских пород характерно сравнительно часто встречающееся отношение $RO : R_2O_3 < 1$ или немного > 1 при $\alpha < 2$ и даже 1,5; в южной части СССР это часто встречается, а на Кавказе этого нет.

Только в трех породах $MgO > CaO$ и в одной $MgO = CaO$, во всех остальных $CaO > MgO$; везде $Na_2O > K_2O$.

шведского гранита, отличаясь от того и другого лишь несколько большей кислотностью.

Здесь, как и в некоторых других местах, дополнительная характеристика Финляндской петрографической провинции дана потому, что эта провинция изучена лучше Карельской и имеет много общего с нею.

Кавказская провинция

Средний состав кавказских пород соответствует типу кварцевого диорита:

$$1,56 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,12 \ SiO_2; \ a = 2,65; \ R_2O : RO = 1 : 2,2.$$

Выше было указано, что средний валовой состав кавказских пород соответствует типу несколько основного кварцевого диорита. Магма, состоящая из двух частей андезито-дацита и одной части дацита, дает почти тождественный состав, как показывает нижеследующее сопоставление:

Состав, вычисленный из анализов:

$$1,56 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,12 \ SiO_2; \ a = 2,65; \ R_2O : RO = 1 : 2,2.$$

Смесь 1 части дацита и 2 частей андезито-дацита:

$$1,48 \overline{RO} R_2O_3 \ 6 \ SiO_2; \ a = 2,66; \ R_2O : RO = 1 : 2,5.$$

Туркестанская провинция

Для Туркестана имеются всего 17 анализов; поэтому следует считать формулу среднего состава лишь предварительной. Когда будет больше анализов, она, вероятно, приблизится к типу кварцевого диорита; теперешняя близка к кварцевому базиту, как показывает ее символ — $\frac{1,67}{2,46}$ и формула $1,67 \overline{RO} R_2O_3 \ 5,24 \ SiO_2$; $a = 2,46$; $R_2O : RO = 1 : 2$. Во всех породах, кроме содалитового сиенита, $MgO > CaO$.

Уральская провинция

Урал представляет большую пестроту петрографического состава: габбро-пироксенито-перидотитовая формация Севера, миациты Ильменских гор, карбонатные граниты, девонские диабазы и порфириды, различные граниты, сиениты, диориты, змеевик и мн. др. представляют сложную картину. По сравнению с Южно-русской кристаллической областью граниты играют здесь более скромную роль, и на первый план выступают основные и отчасти даже ультраосновные и алькалпиховые породы. Поэтому и общий средний валовой состав Урала отличается от всех до сих пор рассмотренных областей гораздо большей основностью и бедностью щелочами. Мы имеем здесь, повидимому, глубокие корни магматического бассейна.

В моем распоряжении 251 анализ изверженных пород Урала. Коэффициент кислотности дает в среднем 1,75, т. е. несколько кислую базальтовую магму.

Отношения MgO и CaO таковы: в 75 анализах $MgO > CaO$, в 157 — $CaO > MgO$, в 19 — $MgO = CaO$.

В породах Юга СССР обычно $CaO > MgO$, но попадаются иногда и обратные случаи. На Урале вообще высокое содержание и CaO и MgO , много случаев $CaO > MgO$, много $MgO > CaO$ и иногда $CaO = MgO$. В частности на Денежкином Камне преобла-

дают случаи $MgO > CaO$ (в среднем $MgO : CaO = 1,8 : 1$), в Нижнем Тагиле $MgO > CaO$, на Качканаре $MgO : CaO = 1 : 1,05$, в Иссовском районе обыкновенно $CaO > MgO$ (но есть и исключения).

Как *общее заключение* из всего вышесказанного вытекает, что по кислотности Европейская часть СССР в целом соответствует кислотности всей земной коры; отдельные районы соответствуют кварцевому диориту, кроме Урала, который по кислотности соответствует тому, что установлено для дна океанов. Распределение пород нефелино-сиенитовой магмы не обнаруживает никакой закономерности.

Представление о двух или трех универсальных петрографических провинциях не находит себе поддержки в распределении изверженных пород на всем пространстве СССР.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

75% земной поверхности покрыто осадочными породами; отсюда с очевидностью вытекает их большое значение, хотя в составе толщи литосферы их участие по сравнению с породами изверженными и ничтожно.

С точки зрения генезиса осадочные породы существенно отличаются от изверженных своей зависимостью от климатических факторов. Поскольку факторами осадочного породообразования являются выветривание, перенос, осаждение и органическая жизнь, климату принадлежит руководящая роль в образовании и распределении осадочных пород по земной поверхности. Разным климатическим зонам и провинциям свойственны не только различные осадочные породы, но в особенности и различные их ассоциации. Эти фации и парагенетические ассоциации осадочных пород, обусловленные климатическими факторами, настолько характерны и важны, что часто дают возможность по литологическим особенностям древних осадочных образований судить о климатических условиях той эпохи и того участка земной коры, к которому относится формирование данной породы или данного комплекса пород. С этой точки зрения важно изучение современного литогенезиса в разных климатических зонах и в разных фациях земной поверхности, как это было показано Вальтером. Особенно важно изучение условий накопления современных отложений на дне морей, в речных долинах, в пустынях, ибо только этим путем можно выяснить значение окраски осадочных пород, разных их ассоциаций, разной степени их диагенезиса и метагенезиса. Такое изучение осадочных пород — с точки зрения современных условий литогенезиса и с точки зрения возможных обратных умозаключений от тех или иных признаков древних осадочных пород к климатическим, фаціальным и палеогеографическим выводам относительно соответствующих им эпох, водных бассейнов или континентальных участков — и состав-

влияет предмет *сравнительной литологии осадочных пород*. У нас в этом направлении успешно работал прежде всего акад. Архангельский для мезозойских отложений русской равнины и для современных отложений на дне Черного моря, а затем Батурин.

Являясь результатом деятельности денудационных процессов, осадочные породы представляют довольно разнообразную в деталях группу генетических типов, которые, однако, объединяются тем, что все осадочные породы представляют результат накопления, или аккумуляции, последовательно отлагающихся минеральных масс. Так как такой процесс накопления не идет без перерывов, то и получается та, столь характерная для осадочных пород *слоистость*, которая их отличает от пород изверженных, обычно массивных.¹ Слоистость является во многих случаях результатом действительного перерыва в отложении, причем во время перерыва поверхность отложившейся массы подвергается некоторому уплотнению или другим видоизменениям, которые и делают ее плоскостью потенциального легкого раскола, плоскостью капиллярного проникания растворов и отложения новообразований дендритового или иного характера; в других случаях слоистость есть не что иное, как выражение чередования в отложении различных материалов. Если в залежи каменной соли более или менее мощные пласты соли разделяются тонкими прослоями ангидрита или иловатой мути, если в фирновом снеге снеговые слои разделяются тонкими прослоями грязи, если в песчанике имеются тончайшие прослоиды и т. п., то это является слоистостью от смены отлагающегося материала. Эта смена может быть, конечно, и более резкой, она может выражаться в чередовании значительных слоев различного состава или различной крупности зерна. Мощность отдельных слоев может варьировать в самых широких пределах, и при значительной ее величине самая слоистость может быть неявной; в таком случае она выступает более резко лишь под влиянием выветривания или дислокационных процессов.

Другая особенность осадочных пород — это часто присущая им *пористость*, особенно заметная в свежих отложениях, еще не претерпевших тех изменений (затвердевание, выполнение пор, частичная перекристаллизация, слеживание), которые совершаются еще во время нахождения отложения под водой более или менее одновременно с его образованием, вернее в пределах тех условий, при которых происходит и самое накопление осадочного материала. Эти процессы называются диагенетическими, или *диагенезом*, который слагается из увеличения крупности зерна, уплотнения, образования цемента, обезвоживания, извлечения солей, конкреционных нарастаний, а также иногда полиморфных превращений. В процессе диагенеза рыхлых отложений, находящихся еще во влажном состоянии или пропитанных водой, наблюдается аглютинация, или коагуляция коллоидальных частиц и кристаллизация, а также перекристаллизация, т. е. растворение более мелких зерен и увеличение таким путем крупности кристаллических зерен. В этом процессе перекристаллизации играет роль частичное растворение и последую-

¹ По вопросу о слоистости см. 120.

щее выпадение из раствора, причем особенно существенное значение имеют колебания температуры.

Химические и минералогические изменения морских отложений, находящихся еще на дне моря, некоторые авторы сопоставляют с процессами выветривания на суше. Так, например, Гуммель говорит в этом случае о подводном выветривании и называет его гальмиролизом (*Halmyrolyse*) (121). Сюда принадлежат процессы, которые частью должны быть отнесены к диагенезу, частью выходят уже за его пределы.

Но в осадочном материале продолжают те или иные видоизменения и после того, как он вышел из условий, при которых он возник, например когда морское или речное отложение уже превратилось в континентальное образование. Эти позднейшие видоизменения мы будем называть метагенетическими, или *метагенезом*. Сюда относятся перекристаллизация известняка в мрамор, выполинение пор новообразованиями, цементирование рыхлых отложений, нарастание кристаллов в песчаниках и т. д.

Дальнейшие особенности осадочных пород по сравнению с изверженными заключаются в нахождении во многих из них окаменелостей или отпечатков и в таком их минералогическом и химическом составе, который определенно говорит об отложении из воды или о невозможности образования из огненножидкого состояния. Во многих осадочных породах встречаются конкреции; иногда вся порода имеет конкреционное строение (некоторые песчаники).

В образовании многих осадочных пород *организмы* играют очень существенную роль. Достаточно вспомнить значительное участие раковин, панцирей, вообще разных твердых скелетных образований в строении карбонатных и кремнистых пород, роль организмов в накоплении железных и марганцевых руд, бактерий в образовании углей и в некоторых процессах выветривания и видоизменения. От строения этих органогенных составных частей во многих случаях зависит дальнейший ход процессов видоизменения и перераспределения тех или иных соединений. Необходимо помнить и столь важную способность многих животных и растительных организмов концентрировать в своем теле или в своих твердых образованиях некоторые элементы (кроме Ca и Si также Mg, Mn, Fe, P, S, F и многие другие). Нельзя недооценивать и столь важных факторов, как переработку илистых образований животными, пропускающими их через свой кишечник (роль дождевого червя в жизни почв, согласно Дарвину, и аналогичные явления на дне морей), измельчение раковин и полипняков рыбами и ракообразными, сверление горных пород моллюсками; в процессе литогенеза на дне морей это один из важных факторов. Работы Самойлова были направлены в сторону выяснения роли организмов в некоторых стадиях литогенеза осадочных пород. Одним словом, следует признать, что в образовании, в составе и в дальнейших процессах видоизменений биоминеральные образования играют очень важную роль.

Скелетные части организмов (раковины, панцири, иглы и т. п.) входят в состав многих осадочных пород в мелкораздробленном состоянии. Определение этих остатков, имеющее значение для решения вопроса о происхождении и фациальной принадлежности

данной породы, в этих случаях основано на изучении микроструктуры. Кайё (см. список литературы в конце книги) дает на многочисленных таблицах хорошие изображения этих микроструктур твердых остатков организмов.

По месту образования или применительно к тому денудационному процессу, который дал начало данной горной породе, можно осадочные породы разбить на морские отложения, речные, озерные, субаэральные, ледниковые. Но обыкновенно их группируют в *химические осадки, механические отложения, органогенные образования, остаточные (метатетические) образования* и смешанные типы. Так как каждая осадочная порода проходит через целый цикл процессов, начиная с диагенеза через метагенез к метаморфизму, то можно установить как бы несколько стадий превращения некоторых осадочных пород, как это показано в обзорной таблице (стр. 24), пока они не сделаются достоянием более или менее глубокого метаморфизма и не превратятся в кристаллические сланцы.

От изверженных и метаморфических пород осадочные отличаются тем, что в генетическом отношении зависят от климатических условий той части земной поверхности, в которой они образуются. Этими климатическими условиями определяются не только характер отдельных пород, но и их ассоциации; так, например, в пустынях характерна ассоциация продуктов механической дезинтеграции (пески, песчаники, щебень) и химических осадков (каменная соль, гипс); тропический пояс вне пустынь отмечен латеритизацией (латериты, бокситы, красноземы); для полярных стран типичны щебневатые образования — продукты физической дезинтеграции, ледниковые отложения, торфяники, болотные и озерные руды.

Некоторые авторы предпочитают для осадочных пород региональную классификацию, т. е. группируют их не по генетическому признаку, а по региональным ассоциациям, как, например, отложения пустынь, осадочные образования мелководной или глубоководной морской фации и т. п.

Для освещения генезиса различных осадочных пород важно изучение парагенетических соотношений, т. е. условий совместного нахождения как различных минералов в пределах одной и той же горной породы, так и различных пород между собою. *Парагенетические* ассоциации часто дают наиболее правильный, а иногда и единственный критерий для суждения о первичном или вторичном происхождении данной породы либо той или иной ее составной части. Парагенезис освещает условия температуры и давления, при которых образовались данные породы, и является, при свете экспериментальной проверки, наиболее надежным материалом для суждения об условиях образования и об истории данной горной породы или данного комплекса пород. Особенно характерны в этом отношении залежи солей, о которых речь будет ниже.

В изверженных породах мы имеем, в сущности говоря, всего три фации: глубинную, эффузивную наземную и эффузивную подводную. Осадочные породы в этом отношении представляют значительно большее разнообразие, вполне понятное, если принять во внимание, что осадочные породы являются продуктами денудацион-

ных процессов, а эти последние достаточно разнообразны, и что осадочные породы связаны в процессе их литогенеза с климатическими условиями, тоже довольно разнообразными.

Все разнообразие осадочных пород в этом отношении, т. е. как характер отдельных пород, так и их сообществ, может быть приведено к следующим литологическим фациям: континентальной, морской и смешанной континентально-морской. Континентальная распадается на наземную, обнимающую пустыни, степи и ледниковые области, высокогорную, речную, болотную, озерную и пещерную. Морская делится на неритическую, батинальную, абиссальную и рифовую. Смешанная обнимает литоральную, лагунную, эстуарии, дельты. Каждая из этих фаций и подфаций отличается своими особенностями, которые могут быть иллюстрированы краткими характеристиками.

Литоральная фация, вообще говоря, имеет по своему распространению второстепенное значение и не достигает большой мощности. Она состоит из валунов, гальки, песка, ила, раковин и обломков раковин и незаметно переходит в зону неритическую. Напластование неправильное. Обычно содержит морские раковины, иногда остатки наземных животных, обыкновенно в виде обломков, и морские водоросли; часто наблюдаются следы волн, так называемые «ripple marks», иногда трещины высыхания и следы дождевых капель, а также следы ползания как морских, так и наземных животных, отпечатки ступни, листьев и т. д.

Неритическая фация представляет линзовидные тела, заключенные между прибрежными отложениями, характеризуется диагональной слоистостью и большими колебаниями в крупности зерна. Неритические отложения состоят как из терригенного материала, так и из пелагического. Терригенный материал — это гальки, песок, ил; пелагический — раковины, кораллы, водоросли, некоторые вещества, осевшие из растворов, преимущественно известняк. Отрицательным признаком является отсутствие трещин высыхания и остатков наземных животных.

Батинальные отложения состоят из илов различной окраски и состава; роль их в древних отложениях вообще незначительна.

Абиссальные отложения встречаются в древней осадочной серии, повидимому, лишь в виде исключения. Эти отложения пелагического происхождения занимают большие площади и представляют илы различной окраски. В них отсутствуют терригенные материалы (кроме случайно занесенных плавающими льдинами). Прекрасная слоистость, отсутствие мелководных представителей организмов, тонкие, слабо развитые или корродированные растворением раковины — вот некоторые из признаков этих отложений.

Рифовая фация представлена массивными известняками, часто доломитизированными и превращенными в мрамор. Остатки рифообразующих организмов и крутое периклинальное падение покрывающих их отложений помогают их распознаванию.

Из континентальных отложений особенно характерны и широко распространены как в настоящее время, так и в ископаемом состоянии *отложения пустынь*. Эти отложения состоят по преимуществу из псаммитовых, частично и из псефитовых образований и заклю-

чают химические осадки (гипс, каменную соль). Характерными признаками являются: красный цвет песков, следы коррозии ветром, трехгранники, сложная диагональная слоистость, остатки дюн, отложения гипса и соли, отсутствие или своеобразие аллювиальных отложений и форм рельефа (тупые речные долины).

Характеристикой *ледниковых отложений* является отсутствие слоистости, несортированность материала, исштрихованные валуны, ледниковая полировка и штриховка на постели этих отложений. Эти признаки сравнительно легко уловить в древних ледниковых отложениях, в так называемых тиллитах и ледниковых конгломератах.

Речные отложения слоисты и сортированы, приурочены к долинам, вытянуты и извиваются соответственно речному руслу и долине. Разные части речной долины имеют свои особенности, в которые входит здесь не приходится. В речных отложениях встречаются пресноводные организмы и наземные организмы, иногда в виде грандиозных скоплений костей позвоночных, как, например, пермские рептилии и амфибии на Северной Двине (находки Амалицкого) и другие.

Болотные отложения состоят из торфа, железных, изредка и марганцевых руд, карбонатов, ила, иногда мергелей, редко песков.

Озерные отложения могут быть механического, химического и органического происхождения. В них наблюдается тонкая сезонная слоистость, которая может быть обнаружена и использована для геохронологических целей путем применения особой методики взятия и исследования проб со дна озера (Перфильев).

Пещерные отложения могут быть механического происхождения, т. е. отложениями из проточной воды, химическими осадками в виде сталактитов, натеков, корок и т. п., или наконец остатками организмов (кости, костяные брекчии, фосфориты).

В *дельтовых отложениях*, которые иногда достигают значительной мощности, имеется смесь как морского, так и наземного аллювиального материала. Характерны серая и синяя окраска. Для распознавания древних дельтовых отложений характерны не отдельные признаки их составных частей, а их совокупность, в особенности своеобразное строение дельты, в которой наблюдается определенное топографическое соотношение поверхностных наземных, поверхностных морских отложений, смешанных речных и морских отложений переднего фронта дельты и находящихся впереди дельты морских отложений. В *эстуариях* наблюдается смена речных и морских отложений в вертикальном разрезе.

Осадочные породы многими своими особенностями существенно отличаются от пород изверженных. Следует в этом отношении отметить аморфный или скрытокристаллический характер многих осадочных пород, а также и то обстоятельство, что многие из них являются рыхлыми механическими скоплениями мелкообломочного характера и что в составе многих пород существенную роль играют остатки организмов и, нередко, микроорганизмов. Отсюда вытекает необходимость широкого применения таких *методов исследования*, которые имеют второстепенное значение для пород изверженных, а также необходимость особых приемов для приготовления микроскопических препаратов. Химический анализ и поляриза-

ционный микроскоп имеют, конечно, применение в изучении осадочных пород, и даже интересно отметить, что первые работы основоположника микроскопической петрографии Сорби были направлены именно на изучение осадочных пород — известняков. Но, принимая во внимание особенности осадочных пород, а именно очень тонкое зерно многих из них, доходящее до субмикроскопических размеров, широкое участие остатков организмов и то обстоятельство, что многие осадочные породы представляют рыхлые отложения и притом часто довольно сложного состава как по крупности зерна, так и по составу, к осадочным породам применяют такие методы, которые или вовсе не прилагаются к изучению изверженных и метаморфических пород, или имеют там очень ограниченное применение. Эти методы следующие. Во-первых, разные типы отмучивания и *механического анализа*, очень разнообразные как по самой методике, так и по графическому изображению результатов анализа. В последнее время с этой целью применяется также *центрифугирование*. Во-вторых, разные колориметрические и колорископические приемы, т. е. *метод окрашивания*. В-третьих, *микрхимические реакции*, в том числе метод цветных осадков, или пленок. В-четвертых, все более и более широкое и плодотворное применение получает определение минералов в мелких и мельчайших зернах по их показателю преломления так называемым *иммерсионным методом*. Далее, в последнее время выдвигается для пелитовых и вообще рыхлых осадочных пород столь успешно применяемый в почвоведении метод определения так называемого *поглощающего комплекса* (Архангельский). Этот метод может пролить новый свет на процессы диагенеза, метагенеза и выветривания. Наконец важную роль в изучении осадочных пород играют палеонтологические определения заключенных в горной породе окаменелостей и отпечатков, изучение в особенности микрофауны и микрофлоры и изучение *микроструктуры раковин* и других твердых скелетных образований как животных, так и растений. Это последнее приобретает особое значение, если принять во внимание, что эти скелетные части в горных породах часто находятся в виде обломков и осколков в раздробленном или мелкоперетертом состоянии. В этих случаях отождествление этих остатков с теми или иными животными или растениями возможно лишь на основании их микроструктуры, ибо обычные методы определения окаменелостей здесь неприменимы. Для ознакомления со всеми этими методами отсылаю к упомянутому в списке литературы работам Кайё, Хольмса, отчасти Батурина.

Сложение и строение осадочных пород бывает кристаллическое или аморфное (в последнем случае, повидимому, часто коллоидальное или по крайней мере первоначально коллоидальное), далее — сферолитовое, конкреционное, а также обломочное. Коллоидальные вещества играют вообще большую роль в разных процессах образования и преобразования осадочных пород; но коллоиды в дальнейших стадиях литогенеза превращаются в кристаллические образования. В обломочных породах мы имеем либо рыхлые скопления обломков минералов, горных пород, скелетных образований организмов, или же плотные цементированные породы. По крупности зерна различают иловатые породы, или *пелитовые*, например глины,

мелко- и среднезернистые, или *псаммитовые*, как песок, и крупно-обломочные, или *псефитовые*, как брекчии, если обломки угловаты, и конгломераты, если они окатаны. Примером явнокристаллического и притом полнокристаллического сложения могут служить кристаллический известняк, каменная соль, гипс; типом аморфного или, иногда, скрыто-кристаллического сложения являются гипсы, бокситы, угли; оолитовое сложение присуще известнякам и бурым железнякам, обломочное — уже упомянутым песчаникам, брекчиям, конгломератам, полосатое сложение — яшмам, слоистое — большинству осадочных пород. Микроструктура значительно менее разно-



Рис. 188. Следы ряби (triple-marks) на поверхности дюнного песка.

образна, чем у пород изверженных; следует, однако, отметить некоторые особенности кристаллически-зернистой структуры, нарастание песчинок кварца в песчаниках, микроскопические новообразования в цементе песчаников и т. п.

Характерным внешним структурным признаком осадочных пород является их *слоистость*, которая отсутствует лишь у рифовых образований, у некоторых мраморов и у таких известняков, которые отлагались мощными массами без перерывов. К тому, что уже было сказано о слоистости, добавим, что особенно интересной и ценной для геохронологии является так называемая *ритмическая слоистость*; под этим понимают ритмически повторяющееся периодическое чередование двух слоев различного состава. Наиболее типичным и важным примером ритмической слоистости в механических отложениях надо считать так называемую *сезонную слоистость*, в которой чередуются более грубые песчаные слои с более тонкими глинистыми, соответственно чередованию зимы и лета, когда в зависимости от большего или меньшего количества проточной воды переносятся и отлагаются поочередно более грубые и

более тонкие материалы. Каждая пара слоев соответствует одному году, и следовательно число таких пар слоев в напластовании определяет возраст этого отложения, т. е. число лет, потребовавшихся для его накопления. Впервые это значение сезонной слоистости было отмечено для последледниковых так называемых *ленточных глин* де-Геером, который и установил метод геохронологического летосчисления по сезонной слоистости. Такая же сезонная слоистость, но с более сложным составом и генетическим характером слоев, наблюдается и в морских отложениях (работы Архангельского над отложениями Черного моря) и в озерах (работы Перфильева). Аналогичны этому и так называемые годовые слои ангидрита в каменной соли Стассфурта. Тонкая слоистость озерных отложений, которую Перфильев называет *микростонами*, может быть двоякого происхождения: 1) сезонное чередование отлагаемых материалов, — по Перфильеву микростоны осаждения, 2) сезонная переработка бактериями уже отложенного однородного ила, — по Перфильеву микростоны превращения. Эти последние для озер более существенны, чем первые. Взгляды Перфильева (122) важны для понимания условий осаждения железных руд и были применены некоторыми исследователями к объяснению тонкой слоистости железных руд Кривого Рога. В последнее время стали изучать слоистость и в древних отложениях (123).

Ритмическая слоистость более крупной амплитуды может быть обусловлена также колебаниями климата или эпейрогенетическими колебаниями той или иной части земной поверхности.

Слоистость может быть неявной, если она не отмечена сменой состава или окраски слоев, а принадлежит породе однородного по вертикали состава. Такие неявные плоскости слоистости могут быть обнаружены путем погружения куска породы в красящий раствор (нигресцина или кармина); красящий раствор проникает в капиллярные плоскости слоистости и выявляет их, как показано на рис. 12. Этот же метод применяется и для выявления мелкой пористости и разных капиллярных трещин.

На плоскостях слоистости наблюдаются разные особенности: «следы волн» или ряби как водного, так и атмосферного происхождения (рис. 188), следы дождевых капель или выжатых давлением пузырьков воды, отпечатки ступни крупных животных или следов ползающих животных, листья растений, раковины, дендриты и т. п.

Одной из характерных структурных особенностей осадочных пород являются часто встречающиеся в них конкреции и более или менее сплошная конкрециозная структура. Конкреции особенно часто встречаются в глинах и в мергелях, например так называемые иматровские камни, желваки антраконита, пирита, сферосидерита и др. Сплошная конкрециозная структура характерна для многих песчаников (например, в киргизских степях). К числу конкрециозных образований в осадочных породах относятся и своеобразные, генетически еще не совсем разъясненные, образования, известные под названием стилолитов и «конус в конусе». Стилолиты — цилиндрические образования в известняках, часто с тонкой продольной бороздчатостью. Структура «cone in cone» встречается в глинистых сланцах и т. п. породах, иногда в углях. Она характеризуется груп-

пами вставленных друг в друга пирамидок с параллельными осями и основанием, состоящими в значительной степени из углекальциевой соли. Происхождение этих конусов объясняют совместным действием как давления от вышележащих масс, так и перекристаллизацией, связанной с переходом арагонита в кальцит и частичным растворением (124).

Вещественный состав осадочных пород представляет некоторые особенности по сравнению с таким же составом пород изверженных. В конечном счете все горные породы, конечно, состоят из минералов и аморфных минеральных масс. Но если взять те материальные части, из которых порода сложена непосредственно, то следует сказать, что изверженные породы по преимуществу состоят из минералов, лишь в особых случаях (вулканические брекчии, туфы, ксенолиты) этими составными частями являются куски горных пород. В осадочных породах, если взять всю их совокупность, следует признать равноценными три категории составных частей: минералы, обломки горных пород и остатки организмов. Химические осадки состоят из минералов, механические отложения по преимуществу из обломков горных пород, а также из минералов и обломков скелетных частей организмов, породы органогенные из остатков организмов; имеются, конечно, и смешанные типы. Из этой особенности вещественного состава осадочных пород вытекает и необходимость особой методики для их исследования.

В минералогическом отношении осадочные породы представляют те минеральные ассоциации, которые находятся в равновесии при внешних условиях существования в зоне выветривания. Вообще говоря, осадочные породы состоят из более простых соединений, чем изверженные или метаморфические; силикаты играют существенную роль лишь в составе глинистых пород; по преимуществу это силикаты зоны выветривания или метазенеза, те гидратные силикаты, в которые превращаются, как в более прочные соединения при данных условиях существования, первичные составные части изверженных пород; для полевошпатовых минералов — это каолин, серицит и др., для железисто-магнезиальных — змеевик, тальк, хлориты и др.

Главными составными частями осадочных пород являются: кварц и некоторые другие модификации кремнекислоты как аморфной, так и кристаллической; карбонаты (кальцит и арагонит, магнезит, доломит, сидерит); сульфаты (гипс, ангидрит, кизерит, мирабилит); галлоидные соли (каменная соль, сильвин, карналлит); углерод и углеводороды, окислы железа, гидраты глинозема, сульфиды тяжелых металлов (пирит, марказит и др.); водные силикаты (каолин и другие гидросиликаты алюминия, отчасти водные магнезиальные силикаты); иногда полевые шпаты, амфиболы, слюда, апатит (фосфориты) и некоторые другие.

Есть еще один признак осадочных пород, который имеет важное значение и составляет предмет особого внимания: это их *окраска*. Изверженные породы отличаются тоже разнообразием окраски, хотя и значительно меньшим, чем осадочные породы. Но там, вообще говоря, окраска имеет второстепенное значение, хотя, как правило, и можно сказать, что кислые породы окрашены в светлые

цвета, а основные в темные или даже в черный цвет, хлоритизированные породы — в зеленый или серо-зеленый и т. п. В осадочных породах окраска имеет существенное значение генетического признака, указывающего на фациальные условия образования данной горной породы. Так, черный и темносерый цвета связаны с анаэробным разложением органического вещества; они присущи отложениям болот, сырых равнин, озер. Светлосерая окраска указывает на холодный, сырой климат и присуща отложениям наземным, дельтовым, морскому побережью. Зеленый цвет характеризует пирокластический материал и морские отложения, слегка восстановленные. Красная окраска говорит о чередовании дождливых и сухих сезонов или о пустынном климате: речные долины, морское побережье, озера, пустыни. Раймонд считает, что красная окраска характерна для тропических и субтропических отложений, где много влаги и хорошая растительность. Возможно и накопление под водой, где мало растительности для восстановления; по его мнению, пустыня менее благоприятна (?) (см. 125). Следует иметь в виду и возможность вторичной красной окраски вследствие обезвоживания бурой водной окиси железа действием соляных растворов, как это было высказано и экспериментально подтверждено Спрингом. Правда, следует помнить, что вследствие речного и ледникового переноса отложения разной окраски и разных фаций могут быть вторично отложены и перемешаны; поэтому вышеуказанные выводы надо делать с осторожностью, координируя их с другими признаками и наблюдениями.

Что касается причины окраски, то она может быть первичной окраской тех или иных соединений или же она вызвана цветными примесями. Так, черная и серая окраски обусловлены углеродистыми веществами (углистыми частицами, битуминозными веществами) и темными минералами, также гидротроилитом, марганцевыми соединениями. Зеленую окраску придают горным породам водные магнезиальные силикаты, глауконит, амфибол. Красный и бурый цвет обусловлен лимонитом и гематитом.

Иногда в одном и том же разрезе наблюдается чередование очень разнообразных цветов: желтого, зеленого, голубого, фиолетового, красного и т. д.; таковы, например, так называемые пестрые мергели пермского возраста (татарского яруса) на Волге, Каме, Оке, Северной Двине и др.

Что касается *химического состава* осадочных пород, то он, вообще говоря, является более простым, чем в породах изверженных, как, например, в солях, в известняках, песках, углях. Породы силикатные (глины и т. п.), некоторые песчаники обладают, однако, приблизительно таким же сложным составом, как и породы изверженные, т. е. в их состав входят кремнезем, глинозем, окислы железа, магнезия, известь, кали, натр, не считая некоторых второстепенных составных частей. Но количественные отношения между этими составными частями, а следовательно и весь химический облик, который может быть обнаружен перечислением на магматическую формулу, коэффициент кислотности и т. п., отличны от тех типов, которые известны среди изверженных пород. Некоторые конкретные указания в этом направлении будут даны в главе о мета-

морфических породах. Пелитовые и отчасти псаммитовые (и псевдитовые) породы, как уже сказано, вообще говоря, близки по своему составу к породам изверженным. Но совершенно от них отличны осадочные породы карбонатные, галоидные, сульфатные, фосфатные, углистые. Первая группа пород образуется из изверженных, метаморфических или древних осадочных пород путем выветривания и механического переноса или накопления на месте выветривания. Вторая возникла за счет материалов, выносимых из области выветривания в растворенном виде, путем химического осаждения из растворов, путем механического накопления скелетных образований организмов или жизнедеятельности организмов.

Для геохимической характеристики земной поверхности и верхней части литосферы химические осадки и органогенные породы имеют первостепенное значение; но количественно среди всей совокупности осадочных пород, значительно преобладают механические отложения, псаммитовые и пелитовые, а затем из органогенных пород карбонатные породы и в частности известняки. Количественные отношения между пелитами, псаммитами и известняками определяются в процентах различно, а именно: 80 : 11 : 9, или 80 : 15 : 5, или 65 : 30 : 5. По Линдгрёну (1923) они несколько иные, если учесть каменную соль и гипс, а именно:

глинистых пород	77,0%
песчаных пород	11,3
известняков	5,9
соли и гипса	5,8

Эти числа еще несколько изменятся, если принять во внимание и угли. Но порядок чисел, показывающий значительное господство глинистых пород, все-таки остается.

Кларк дает средний валовой состав для этих трех господствующих типов осадочных пород, приведенный в следующей таблице.

Средний валовой состав песчаников, глинистых пород и известняков по Кларку (в процентах)

	Песчаники	Глинистые породы	Известняки
SiO ₂	78,33	58,10	5,19
TiO ₂	0,25	0,65	0,06
Al ₂ O ₃	4,77	15,40	0,81
Fe ₂ O ₃	1,07	4,02	0,54
FeO	0,30	2,45	—
MnO	—	—	0,05
MgO	1,16	2,44	7,89
CaO	5,30	3,11	42,57
Na ₂ O	0,45	1,30	0,05
K ₂ O	1,31	3,24	0,38
H ₂ O	1,63	5,00	0,77
CO ₂	5,03	2,63	41,54
P ₂ O ₅	0,08	0,17	0,04
SO ₃	0,07	0,64	0,09
BaO	0,05	0,05	—
C	—	0,80	—
Cl	—	—	0,02

Сопоставление их с валовым составом изверженных пород показывает, что в процессе образования осадочных пород произошла значительная перегруппировка элементов; чтобы от осадочных пород перейти к среднему составу изверженных пород, надо учесть большое количество растворенных веществ, в особенности натрия, вынесенных из изверженных пород в процессе выветривания.

Вследствие большей растворимости или большей подвижности извести по сравнению с магнезией, натра по сравнению с кали, одноокисей вообще по сравнению с глиноземом, во многих типах осадочных пород наблюдается обогащение магнезией, кали или глиноземом и окисью железа.

Классификацию осадочных пород см. на стр. 24.

ОТЛОЖЕНИЯ ИЗ РАСТВОРОВ (ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ)

Горные породы, получающиеся путем непосредственного осаждения из раствора, могут сохраниться и существовать, конечно, лишь там, где они затем оказываются защищенными от растворяющего действия воды. Такое изолирование наступает не всегда непосредственно вслед за образованием этих пород; кроме того, во многих случаях через защитное поверхностное отложение все-таки проникают воды; наконец последующие денудационные или дислокационные процессы могут снова обнажить осадочную породу.

Поэтому мы часто и наблюдаем в этих химических осадках признаки не только растворения, но и более или менее существенной позднейшей переработки, которая дает начало новым минеральным комбинациям, первоначально в такой породе не существовавшим, как это, например, хорошо иллюстрируется некоторыми особенностями сложных типов залежей каменной соли, некоторыми процессами в глинах и т. п.

К отложениям из растворов, которые иногда называют *хемогенными*, или *лизигенными*, образованиями, относятся: галоидные соли, сульфаты, некоторые карбонаты, кремнистые отложения, некоторые буре железняки.

К этой же группе горных пород должны быть отнесены лед и вода; однако они представляют объект не столько петрографический, сколько геологический и геохимический; классификацию и характеристику подземных вод дает Вернадский (126). Что касается льда, то его, конечно, можно и следует рассматривать как горную породу; классификацию и характеристику разных типов льда, как горной породы, дает Добровольский (127).

Галоидные соли

К галоидным солям относятся: каменная соль (галит), сильвинит, карналлит, каинит, входящие в состав сложных и полных залежей каменной соли морского происхождения.

Каменная соль и ее спутники. Хлористый натрий, широко распространенный в природе в морской воде, в воде некоторых озер и источников, встречается часто в виде мощных и значительных по-

своему протяжению залежей, среди морских или континентальных отложений земной коры, и носит в таком случае название *каменной соли*. О размерах этих залежей можно судить по следующим данным: соляной шток Суэца имеет 13 км в длину, 6 км в ширину и 8 м толщины; Соляная гора о. Кишима в Персидском заливе имеет до 6 км длины, 1500 м ширины и 150 м вышины; в Шперенберге в Пруссии бурением прошли в соляной залежи 1273 м и до лежащего бока не дошли;¹ мощность Величкинской залежи 1400 м, Стассфуртской около 500 м (площадь в 25 кв. миль); Илецкое месторождение занимает площадь в 3 км² при мощности около 140 м

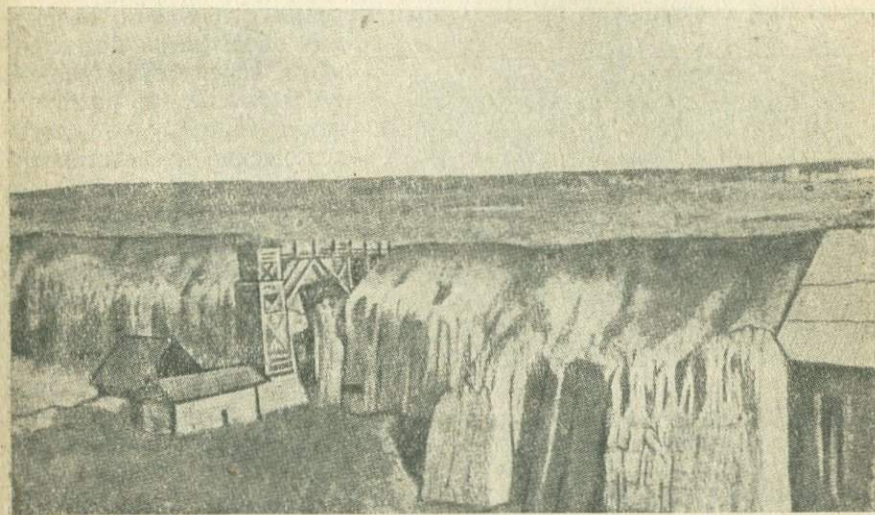


Рис. 189. Каменная соль Илецкой Защиты.

Фото П. Венюкова и Ф. Левинсон-Лессинга.

(рис. 189). Соляной шток г. Чапчачи, в 110 км от Волги в Астраханском крае, имеет в длину 2,5 км, в ширину — 1 км, при мощности в 83 м. Замечательно по своим размерам Соликамское месторождение калиевых солей. Каменная соль встречается в отложениях самого различного возраста: в Соляном кряже Пенджаба — в кембрии, в Америке — в силуре и девоне, в Зальцкаммергуте — в триасе, Стассфуртские месторождения, Илецкая Защита и многие другие — в пермской системе, Величка — в третичных отложениях.

По своему происхождению каменная соль может быть морской, озерной или ключевой (иначе *талассогенной*, *лимногенной* и *креногенной*). Морская и озерная каменная соль залегает в виде более или менее обширных залежей, иногда штоков. Штоки с крутыми

¹ По Бейшлагу, глубина пермского моря не превышала здесь 500 м, и эта значительная мощность объясняется дислокационными процессами; если бы мощность этой залежи была результатом только испарения и усыхания моря, пришлось бы допустить для него глубину до 9000 м, — это противоречит всем остальным данным об этом пермском море.

стенками (купола) говорят, по Грегори, об отложении из восходящих источников; однако такая форма крутых штоков наблюдается и в морских залежах как результат дислокационных движений; пример такого дислокационного штока каменной соли дан на рис. 190. Высокая пластичность каменной соли обуславливает возможность таких передвижений подземных ее масс, которые напоминают движения интрузивной магмы под действием дислокационного давления (Лахман, Штилле).¹

Первоначальный тип залежи каменной соли может быть осложнен или даже частично замаскирован позднейшими процессами; так, например, Эвердинг считает германские залежи комплексными образованиями, состоящими из первичных морских отложений, вторичных образований под влиянием переработки водой («descendente и posthume Ablagerungen») — диagenетические и метagenетические образования) и позднейших отложений.

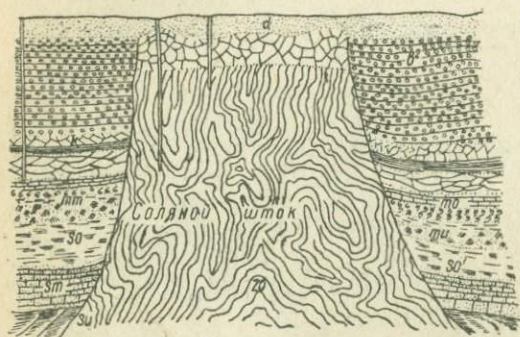


Рис. 190. Тектонический шток каменной соли (по Ринне).

Точно так же на значительные позднейшие изменения в залежах каменной соли указывают механические деформации, изогнутости и т. п., которые отчасти объясняются давлением от сопровождающего его увеличением объема

процесса превращения ангидрида в гипс, отчасти, как это отмечает Ринне, и так называемым термомеханическим метаморфизмом, т. е. пластическими деформациями в нагретом состоянии: прогревание является следствием поднятия изогеотерм в толще каменной соли под прикрытием отложений мощностью до 2000 м. Это прогревание могло дойти до 72° и вызвать изменения, в частности образование (путем выщелачивания хлористого магния?) той смеси каменной соли, кизерита и сильвина, известной под названием «Hartsalz», которая, по опытам Вант-Гоффа, образуется при кристаллизации морской воды только при температуре в 72°. Первоначально считали это образование первичным; из наблюдений Калешинского над температурой соляных озер делали заключение, что в период отложения этой верхней части Стассфуртской залежи температура пермского соляного бассейна поднялась до вышеуказанной точки (72°). Но эта аналогия неприменима не только по соображениям палеогеографическим, но и потому, что в вышеуказанных венгерских озерах с высокой температурой на поверхности есть слой пресной воды, и следовательно здесь не происходит испарения и кристаллизации соляного раствора при 72°.

Для суждения о температурных условиях образования и даль-

¹ Соляные купола привлекают к себе в последнее время усиленное внимание вследствие их связи с месторождениями нефти.

нейшего существования комплексных залежей каменной соли типа Стассфурта интересны также взаимоотношения ангидрита и гипса: в соприкосновении с водой выше $63,5^{\circ}$ образуется ангидрит, а ниже — гипс, так как давление пара у гипса выше $63,5^{\circ}$ превосходит давление пара раствора.

Относительно происхождения залежей каменной соли взгляды еще расходятся, а именно, с одной стороны, считают все залежи, за исключением небольшой группы отложений из источников, морскими образованиями, с другой — для многих допускают образование их из соляных озер как чисто-континентального типа — бессточных озер пустыни, так и типа остаточных, или реликтовых, озер. Несомненно, что существуют оба типа залежей каменной соли. Залежи среди отложений континентального типа говорят нам о той самосадочной соли современных озер, которые, как, например, Соляное озеро в Сев. Америке, озеро Лутцун в Китае, Эльтон и Баскунчакское в астраханских степях, Мертвое море и другие, несомненно играли более или менее существенную роль в минувшие геологические эпохи. Однако такие отложения, как Величка, где мы находим непосредственно в соляной толще окаменелости, или знаменитые залежи Стассфурта с его калийными солями, уже давно признаны большинством геологов отложениями морскими.

В Страссфурте мощное отложение каменной соли распадается в вертикальном направлении на четыре зоны, в которых к каменной соли примешаны другие соли, также имеющиеся в морской воде и залегающие таким образом, что наименее растворимые из них залегают в нижних горизонтах, а по мере движения кверху появляются все более и более растворимые и в верхнем горизонте залегают уже те калийные и частью магниевые соли, которые отличаются наиболее значительной растворимостью. На это обстоятельство, как на одно из доказательств морского происхождения этих залежей, уже давно было обращено внимание; выпаривание морской воды, сделанное Узилью, дало этому частичную экспериментальную иллюстрацию, а продолжительные и разнообразные опыты Вант-Гоффа и его сотрудников выяснили всю картину условий кристаллизации такого сложного раствора, каким является морская вода, и образования тех ассоциаций солей, которые соответствуют равновесию при разных температурах. Эти опыты также показали, что на последовательность кристаллизации и на ассоциации образующихся солей главное влияние оказывают состав раствора и температура кристаллизации, между тем как давление влияет лишь незначительно перемещением точек кристаллизации, например давление в 1500 м передвинуло бы температуру кристаллизации лишь на 3° . В Стассфурте предполагаемое давление, вероятно, не превышало 18 ат. При вторичном действии воды на залежь каменной соли происходит обратное тому, что наблюдается при кристаллизации, если осадок остается в соприкосновении с раствором; в противном случае происходят более сложные процессы и отложение таких новообразований, которые первоначально не могли бы образоваться, как, например, так называемая Hartsalz (смесь каменной соли, кизерита и сильвина). Соли железа в Стассфуртском месторождении, в том числе и риннеит, являются вторичными. Отсутствие иодистых солей

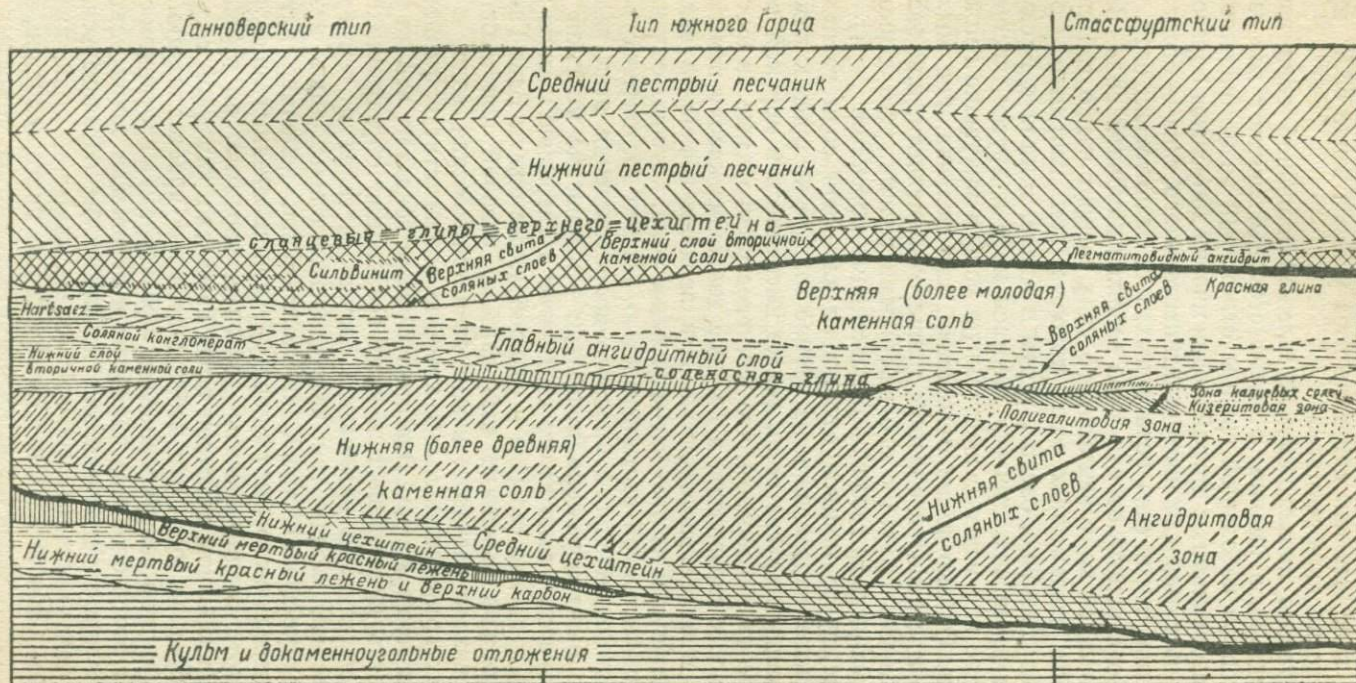


Рис. 191. Комбинированный разрез через отложения каменной соли Пруссии (по Эвердингу).

объясняют тем, что иод остается в маточном рассоле. Что касается борных соединений (борацита), то их происхождение еще не вполне ясно.

В совокупности, путем позднейших преобразований верхних частей первоначальной залежи водой и водными растворами, получаются такие новообразования, которые дают повод говорить о «соляной шляпе», аналогичной железной шляпе жильных рудных месторождений.

Наиболее полную свиту как первоначальных отложений, так и новообразований представляет Стассфуртское месторождение.

Строение Стассфуртской залежи таково (начиная снизу):

Ангидритовая зона; ее мощность свыше 600 м;

Полигалитовая зона, мощностью в 62 м, характеризуется полигалитом ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 + 2H_2O$);

Кизеритовая зона, мощностью в 52 м, характеризуется кизеритом ($MgSO_4 \cdot H_2O$) и содержит 62% хлористого натрия;

Карналлитовая зона, мощностью в 32 м, характеризуется карналлитом ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), сильвинном, тахигидритом ($CaCl_2 \cdot MgCl_2 \cdot 2H_2O$). В карналлитовой зоне 55% карналлита и 25% каменной соли, или точнее 55% карналлита, 22% NaCl, 16% кизерита, 2% ангидрита и 1% глины; вторичными минералами являются сильвин и кавнит, образовавшийся из кизерита и карналлита под влиянием морской воды, а также «Hartsalz». Вторичным следует считать и кизерит, так как сплошной кизерит выделяется лишь при 83° С.

Ринне дает более подробное деление и различает следующие зоны (сверху вниз):

Карналлитовую
Каинитовую
К-Mg-сульфатовую
Mg-сульфатовую
Полигалитовую
Ангидритовую
Гипсовую.

В разных местах мощность и взаимоотношения разных зон, первичных и вторичных, несколько варьируют, как видно на прилагаемом сводном разрезе Эвердинга (рис. 191).

Если знать состав сложного солевого раствора и температуру, при которой он кристаллизуется, можно дать схему тех солевых ассоциаций, которые должны при этом получиться, и последовательность их выделения. Эта схема и должна быть осуществлена в естественном разрезе сложной соляной залежи, если она не подверглась никаким позднейшим метаморфизирующим процессам или дислокационной деформации. Соляные залежи в природе, однако, более или менее уклоняются от теоретического профиля, так как многие из них подверглись тем или другим, иногда очень сложным позднейшим изменениям. В нижеследующем сопоставлении Ринне дает параллелизацию теоретического профиля с одним из наиболее распространенных в стассфуртском типе соляных месторождений.

Вторичный термометаморфический профиль:

Зона карналлита, или сильвино-кизеритовая (Hartsalz)
Сильвино-кизеритовая, зона лангбейнита
Зона вантгофита
Полигалитовая зона
Зона глауберитовая
Зона ангидритовая.

Теоретический первичный профиль:

Зона бишоффита
 Карналлитовая зона
 Каинитовая зона
 Зона калиево-магнезиальных сульфатов
 Зона магнезиальных сульфатов без калия (*кизеритовая*)
 Полигалитовая зона
 Ангидритовая зона
 Гипсовая зона.

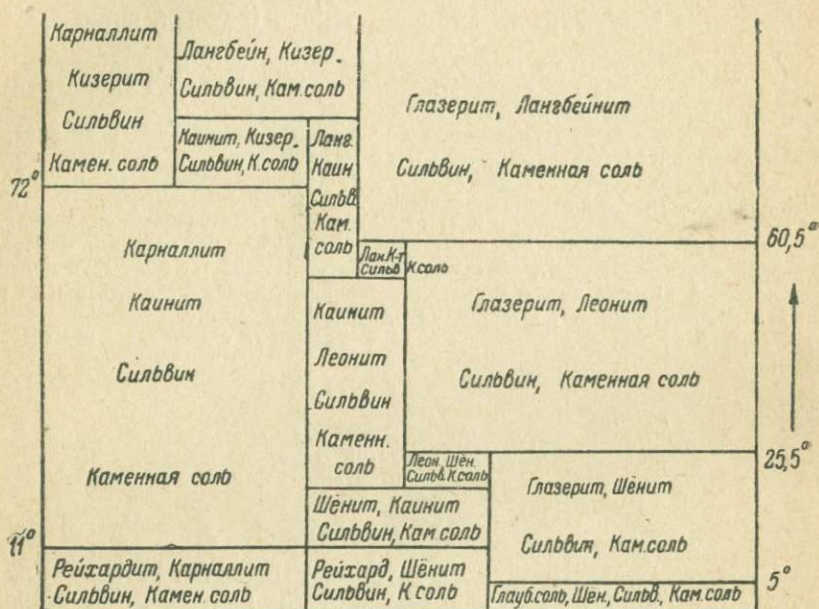


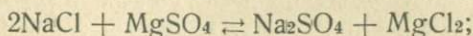
Рис. 192. Схема парагенезиса солей при разных температурах по Енеке (Япеске).

В Стассфурте интересно строение залежи каменной соли в виде годовых колец: слои 8—10 см чередуются с прослоями ангидрита в 7 мм; так как при повышении температуры повышается растворимость хлористого натрия и понижается растворимость ангидрита, а при охлаждении — наоборот, то ангидрит отлагается летом, а хлористый натрий — зимой.

Сложные месторождения солей типа Стассфурта дают нам картину метаморфических процессов, через которые проходят эти месторождения под влиянием дислокационных процессов, прогревания и действия соленой и пресной воды. При этом совершаются не только механические деформации, но и перегруппировки солей. На рис. 192 дана схема, показывающая, какие минералогические ассоциации соответствуют разным температурам в системе H_2O , Na_2 , Mg , K_2 , Cl_2 , SO_3 в присутствии каменной соли, сильвина и соляного раствора.

Минералогический состав отдельных зон Стассфуртского месторождения дан в таблице на стр. 401.

При изучении условий образования каменной соли из морской воды нельзя упускать из вида того обстоятельства, что морская вода представляет сложный раствор, кристаллизация которого может и должна идти различными путями при разных температурах, что уже выделившиеся соли могут снова растворяться, если они продолжают оставаться в соприкосновении с морской водой, или заменяться другими соединениями, устойчивыми при новых температурных условиях. В этом отношении особенно характерна взаимная пара



Бишофит - Карналлит - Кизерит

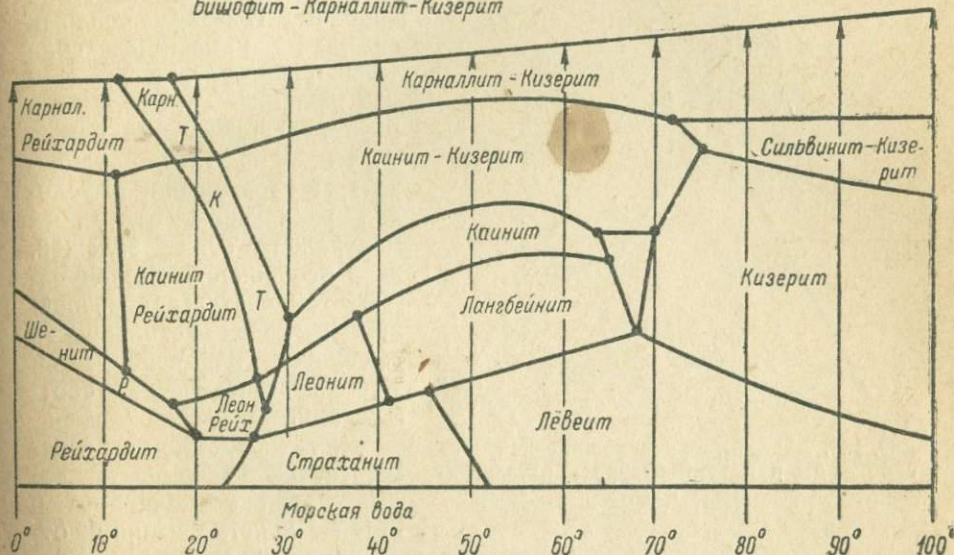


Рис. 193. Схема парагенезиса солей при кристаллизации морской воды при разных температурах (по Енеке).

при изотермическом сгущении рассола при 25° выделяется, как показали работы Курнакова и его сотрудников, хлористый натрий, а при 5° — глауберова соль. Этим объясняется накопление глауберовой соли в заливе Кара-Богаз-Гол, на восточном берегу Каспийского моря, где первоначально, со времен Бэра, предполагали существование именно залежи каменной соли.

Нет возможности рассмотреть здесь все пары и более сложные группы солей, которые уже подверглись экспериментальному исследованию. Достаточно лишь отметить, что наиболее вероятным температурным интервалом для образования залежей стассфуртского типа является 22—30° С; все, что требует более высоких температур, является результатом позднейшей переработки, следствием позднейших метаморфических процессов.

На рис. 193 даная сводная схема Енеке (Jänecke), иллюстрирующая парагенезис солей, которые получают при кристаллизации

морской воды при разных температурах; ордината дает ассоциации соли, соответствующие показанной на данной точке абсциссы температуре.

В Соликамском месторождении мы имеем такую последовательность (снизу вверх): каменная соль, сильвинит, карналлит, сильвинит. Первые три слоя, а также их относительные мощности, согласно опытам Уразова, соответствуют нормальной последовательности кристаллизации без последующих нарушений; верхний сильвинит объясняется либо новым притоком богатым калием растворов, либо вторичным образованием за счет карналлита.

Классические исследования Вант-Гоффа и его сотрудников и позднейшие работы ряда ученых, например д'Анса (d'Ans), в значительной степени осветили проблему генезиса соляных залежей каменной соли типа Стассфурта с их свитой калийных солей. В этих работах существенно важно изучение не только температуры образования и условий равновесия отдельных минералов этих залежей, но в особенности исследование температуры образования и полей устойчивости различных их ассоциаций, т. е. парагенетических соотношений.

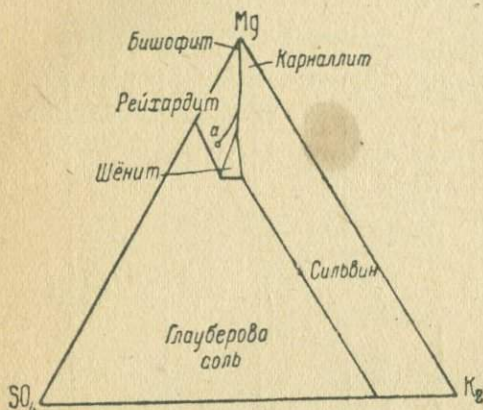


Рис. 194. Диаграмма равновесия солей морской воды при температуре кристаллизации в 0°.

Для иллюстрации парагенетических ассоциаций солей, полей устойчивости и путей кристаллизации отдельных соединений, возникающих при кристаллизации морской воды при разных температурах, даны на рис. 194—196 в несколько упрощенном виде три диаграммы Вант-Гоффа. В этих диаграммах точка Mg соответствует $MgCl_2 \cdot 6H_2O$, точка SO_4 — тенардиту (Na_2SO_4), точка K_2 — сильвину (KCl).

Точка *a* означает состав морской воды. Как видно, в начале кристаллизации при 0° получается рейхардит, при 25° астраханит, а при 55 или 83° лёвент. При сопоставлении этих диаграмм резко бросается в глаза различие парагенетических ассоциаций, соответствующих разным температурам; здесь, как и в метаморфических породах, резко выражен *гетероморфизм* минералогического состава одной и той же химической смеси при разных температурах кристаллизации; при этом можно отметить, что при низких температурах получается более простая ассоциация, и по сравнению с ассоциациями, характерными для более высоких температур, здесь много гидратных соединений, более или менее богатых водой.

Для истории возникновения и дальнейшего существования сложных залежей каменной соли важно помнить, что эти залежи, как уже указано выше, могли и должны были претерпеть более или

менее значительные изменения уже после своего образования, т. е. что они обнаруживают признаки более или менее значительного метаморфизма, выражающегося так же, как и в силикатных породах, в перекристаллизации, в исчезновении одних минералов и в появлении других. Здесь не менее важно различать *первичные* и *вторичные* минералы, чем это делается в изверженных породах. Только при этом условии мы будем в состоянии с достаточной достоверностью судить о тех температурах и о том давлении, при которых шло формирование соляных залежей и протекало их последующее существование. Особенно значительны, повидимому, те изменения, которые произошли в карналлитовой зоне. В частности здесь должно было иметь место выщелачивание карналлита, так как карналлит содержит 59% карналлита и 22% хлористого натрия, а при непосредственной кристаллизации морской воды получилась бы порода с содержанием хлористого натрия лишь около 2—2,5%. Возможно также вторичное образование сильвина из карналлита: к такому выводу относительно сильвина Соликамской толщи приходит Разумовская на основании включений гематита, которые рассматриваются как реликты (остаточные включения от карналлита).

Каким же путем и при каких условиях совершалась метаморфизация этих соляных залежей? Предположение о соляных рассолах, проникавших сверху, повидимому, мало вероятно: глубокие слои соляного комплекса обыкновенно совершенно сухи, вероятно были таковыми и раньше. Эвердинг допускает позднейшее вторичное затопление залежи морем со всеми последствиями отсюда, что не лишено некоторого вероятия. Быть может, однако, наиболее вероятным является объяснение Лахмана и Енеке (а также Аррениуса), по которым соляная залежь вследствие дислокационных процессов погрузилась в более глубокие горизонты с высокими изогеотермами и там произошло частичное плавление первичных солей, сопровождаемое их перекристаллизацией; а затем последовало поднятие, и на поверхности или близко от нее происходили уже изменения, сказавшиеся в образовании соляной шляпы. В пользу такого взгляда говорят и упомянутые уже признаки механического метаморфизма.

Совершенно отличны от такого *термометаморфизма* соляных залежей, вызванного поднятием температуры, а также от превращений, вызванных новым затоплением морем или водой, проникшей в толщу залежи, изменения на поверхности. Эти поверхностные изменения, связанные с действием поверхностных вод и относя-

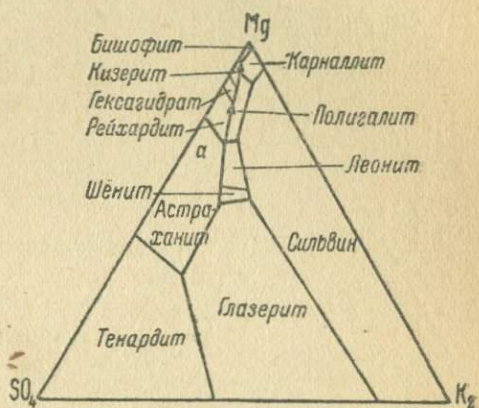


Рис. 195. Диаграмма равновесия солей морской воды при температуре кристаллизации в 25°.

щихся уже к зоне выветривания, до известной степени аналогичны изменениям рудных жил на поверхности, известных под названием «железной шляпы».

Таким образом вся пестрая ассоциация солей в залежах стассфуртского типа является результатом трех различных и последовательных процессов: 1) кристаллизации рассола усыхающего пермского моря в условиях пустынного климата; 2) глубинного метаморфизма в опустившейся соляной залежи; 3) поверхностных изменений, приведших к образованию так называемой «соляной шляпы». Среди многочисленных солей этого комплекса имеются бесспорно первичные образования, имеются новообразования, характерные для глубинного метаморфизма (лангбейнит, лёвейт, вантзофит), и новообразования,

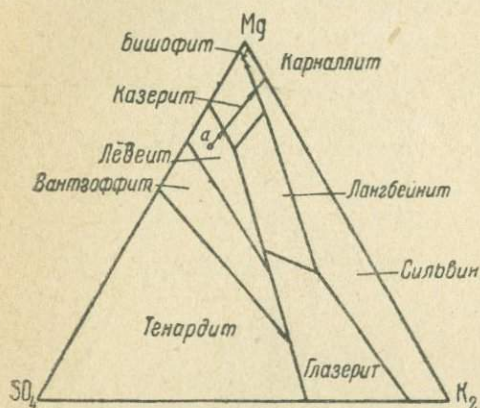


Рис. 196. Диаграмма равновесия солей морской воды при температуре кристаллизации в 83°

характерные для поверхностной «соляной шляпы» (шёнит, рейхардит); при глубинном метаморфизме в карналлитовой зоне образуется каинитовая порода, при поверхностной метаморфизации также образуется из «Hartsalz» каинит (так называемый танит), а ангидрид переходит в полигалит.

Итак, месторождения каменной соли типа Стассфурта, Велички, Артемовска, Сталинской области, Кульп в Закавказье и многих других являются отложениями морскими, остатками постепенно усыхающего моря, вернее краевой части такого моря, отделенной от сообщения с открытым морем таким подводным порогом, как Гибралтар, или порогом, отделяющим залив Кара-Богаз-Гол от Каспийского моря. Не подлежит, однако, сомнению, что существуют и такие залежи, которым следует приписать озерное происхождение из самосадочных озер типа Эльтона, Баскунчака и т. п. Эти залежи входят в состав красноцветной песчаной свиты пустынь и не сопровождаются калиевыми солями.

Отложения из источников играют, вероятно, очень подчиненную роль, хотя и существуют, как показывают пересыщенные соляные источники Мандеры на восточном берегу Африки и о. Челекена в Каспийском море.

Сульфатные породы

Сюда относятся ангидрит и гипс, которые встречаются или совместно и в виде членов формации каменной соли, или самостоятельно в разных формациях, например в пермских, третичных отложениях и др. Строение у них мелкозернистое, плотное или волокнистое.

Примесями являются, кроме каждого из этих двух друг к другу, глина, органические вещества, карбонаты, борацит, кварц и др. В сильно дислоцированных областях вторичными составными частями, образовавшимися из первоначальных примесей, являются дистен, слюды и некоторые другие минералы, связывающие их с кристаллическими сланцами. При большом содержании битуминозных веществ получается так называемый вонючий гипс. Совершенно сплошные белые чистые или красиво окрашенные разности гипса носят название *алебастра*. Так как ангидрит легко в соприкосновении с водой гидратируется и переходит в гипс, причем это сопровождается значительным увеличением объема, то с этим часто связаны в соседних породах и в кровле местные механические деформации. Выше $63,5^{\circ}$ в водных растворах устойчив ангидрит, а ниже гипс; но в насыщенном растворе хлористого натрия гипс не образуется уже при 25° , а ангидрит легко выделяется даже при совсем низких температурах в присутствии насыщенных растворов хлористого магния; этим объясняется то обстоятельство, что годовые кольца в каменной соли Стассфурта образованы не гипсом, а ангидритом.

Карбонатные породы

Сюда относятся озерные отложения (*лимнокальцит*), обыкновенно очень тонкозернистые, а также углекальциевые отложения из горячих минеральных источников, так называемые туфовидные известняки и *травертино*; но так как в их образовании все-таки обыкновенно принимают участие и растительные организмы, то речь о них будет в главе об органогенных известняках.

Сидерит, или шпатовый железняк, образует пластообразные залежи морского происхождения или неправильные месторождения метасоматического происхождения, возникшие путем вытеснения извести железом из притекающих железных растворов. Таким же путем образуются и метасоматические залежи бурых железняков, если процесс вытеснения извести железом происходит при свободном доступе кислорода воздуха.

Кремнистые породы

Кремнистая накипь, жемчужная накипь, фиорит, гейзерит — это различные названия для отложений аморфной кремнекислоты из горячих кремнистых источников, гейзеров; эти отложения, часто белоснежного цвета или окрашенные окисью железа в бурый или красный цвет, кроме кремнекислоты и воды, содержат также некоторые количества глинозема и щелочей; отлагаются гейзерами Исландии, Новой Зеландии и др.

Сюда же принадлежит и *пресноводный кварцит*, или *лимнокварцит*, пористый, различной окраски; состоит из аморфной кремнекислоты и халцедона (Парижский третичный бассейн). Если содержит гальку или песок, то называется уже песчаником или конгломератом. По своему практическому применению называется *жерновым камнем*.

ОРГАНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Остатки организмов, как уже указано, играют большую роль в составе многих осадочных пород. Отсылая за подробностями к специальным сочинениям по осадочным породам, например к работам Пиа (128) и Кайё, ограничимся здесь лишь общими указаниями.

По химическому составу твердых образований породообразующие организмы распадаются на три группы: кремнистые, карбонатные и фосфатные. Породообразующие организмы кремнистые, т. е. те, твердые образования которых состоят из кремнезема, — это радиолярии, кремнистые губки с их спикулами и диатомовые водоросли. Карбонатные организмы имеют твердые образования из углекислого кальция, но многие из них с более или менее высоким содержанием углекислого магния; сюда принадлежат различные водоросли, как литотамнии, кораллины и др., из животных — корненожки, кораллы, иглокожие, мшанки, ракообразные, плеченогие, разнообразные моллюски, трубчатые черви; кораллы, мшанки, строматопоры, трубчатые черви (серпули) являются организмами рифообразующими. Фосфатные образования, состоящие из фосфорнокислого кальция или из апатита, — это остатки позвоночных и раковины некоторых брахиопод. Кроме этих трех господствующих соединений, в твердых частях организмов и в самих организмах можно найти большое число элементов, и по отношению к некоторым элементам организмы являются, так сказать, концентраторами; вспомним ванадий, золото и другие элементы в золе каменных углей; вспомним концентрацию железа и марганца организмами, нахождение в них фтора, бария и других элементов. Но это проблемы геохимические, а не петрографические.

Кроме костеносных образований, связанных с позвоночными животными, и углей наземного происхождения, все остальные органо-генные породы — это отложения из воды, морские или озерные. Чтобы правильно оценить их литогенетическое значение и соответствующие признаки в древних органо-генных отложениях и сделать отсюда выводы о той или иной фации, к которой они принадлежат, надо знать современную физиономию моря и озер и разные особенности отдельных организмов, их сообществ, зависимость толщины раковины от разных условий жизни и роста и т. п. Оставляя эту обширную область в стороне, приведем лишь два-три примера. Очень толстые и крупные раковины моллюсков говорят о рифовой фации, наоборот, карликовые формы — о мелких бухтах. Значительное скопление раковин одной формы — это раковинные (например, устричные и др.) банки, ракушник.

Смесь морских организмов с организмами солоноватых вод и с растениями и наземными моллюсками подсказывает, что перед нами отложения эстуариев или дельт. Преобладание раковин в виде обломков и отсутствие или незначительное количество целых экземпляров характеризуют литоральные отложения, зону прибоя.

Разные случаи сверления, паразитарного и иного сожительства, следы ползающих животных или отпечатки конечностей позвоночных — все это признаки, которыми можно и надо пользоваться для

правильного освещения тех фациальных условий, при которых шло образование данной осадочной породы. У плеченогих на небольшой глубине толстые крепкие раковины и обилие видов и неделимых; в глубоководной фации раковины тонкие, хрупкие, размеры раковин меньше, число видов и неделимых тоже меньше. Взрослые пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски — формы бентоса, причем большинство форм принадлежит к мелководной фации. Устрицы говорят о твердом грунте, многие моллюски живут на мягком грунте, зарываются в ил.

Для цефалопод следует помнить возможность планктонного распределения их раковин (согласно Вальтеру и др.).

Самый характер сохранности органических остатков во многих случаях поучителен, особенно остатков растительных, как показывает следующий пример: свернутые, скрученные листья, плоды без наружных оболочек, поврежденные шишки, расположение растительных остатков кучками, а не по плоскостям напластования — это признаки отложений сухих областей, отложений эоловых; в отложениях водных мы наблюдаем расположение по плоскостям напластования: плоские листья, неповрежденные шишки, плоды с сохранившимися наружными оболочками.

Карбонатные породы играют большую роль в составе земной коры. Они встречаются в морских отложениях всех систем, начиная с силура, а также в виде кристаллических известняков в архейских и археозойских отложениях. Карбонатные породы представлены шпатовым железняком, известняками, доломитизированными известняками, магнезитом и доломитами.

Известняки и доломиты

Известняки. Главная масса известняков (рис. 197—203а) представляет отложения морские, или *талассогенные*; но существует также группа известняков, являющихся отложениями из известковых источников, т. е. *креногенных*. Небольшая группа известняков может быть выделена как вторичные или механические образования, перенесенные из области разрушения известняков водой или атмосферой (эоловые, или *атмогенные*, известняки). Наконец для некоторых кристаллических известняков допускается в настоящее время и изверженное происхождение, — это *пирогенные* известняки; в данном случае наблюдается следовательно частичный возврат к старым представлениям плутонистов, которые считали все мраморы образованиями изверженного происхождения.

В образовании известняков играют существенную роль организмы как животные, так и растительные. Существовало даже мнение, что все известняки — органогенного происхождения; так Линней говорил: *Calx est terra animalium; omnis calx ex vivo.*

Некоторые авторы связывают даже отсутствие известняков в кембрийских отложениях с отсутствием в кембрийских морях организмов с твердыми известковыми образованиями. И действительно организмы играют существенную роль в образовании как талассогенных, так и креногенных известняков. Однако ближайшее иссле-

дование многих морских известняков показывает, что в их строении принимает более или менее существенное участие также углекальциевая соль неорганического происхождения, т. е. непосредственно выпадающая из раствора. Так как углекальциевой соли в морской воде очень немного, то приходится допустить косвенное ее образование. При разложении клетчатки образуются метан и углекислота, которая содействует временному растворению углекальциевой соли



Рис. 197. Известняки. Южный обрыв Яйлы над дер. Кикенеиз на южном берегу Крыма.

Фото Д. И. Щербакова.

с последующим выпадением ее из раствора. Таким путем, вероятно, происходят частичное растворение раковин и других твердых известковых образований на дне моря и частичная перекристаллизация органогенного известняка или заполнение пор и полостей органогенным отложением углекальциевой соли. Другое предположение подчеркивает возможность выпадения углекальциевой соли из морской воды в результате двойного разложения между растворимыми солями кальция в морской воде (хлористый кальций и сернокальциевая соль) и углекислым натром, приносимым реками. Наконец указывалось и на возможность выпадения углекальциевой соли

из морской воды под влиянием колебания температуры и изменения содержания углекислоты в воздухе. Как бы то ни было, участие выпадающей из раствора углекальциевой соли в строении органических морских известняков, повидимому, не подлежит сомнению. А для многих оолитовых известняков на основании опытов Линка можно допустить, что они являются образованиями анорганогенными; из теплых растворов выпадает арагонит в виде шариков. Арн. Гейм считает значительную часть морских известняков, в том числе и глобигериновый ил, химическими осадками (129).

Неслоистые или грубослоистые «рифовые известняки», т. е. те, которые образуют более или менее обширные подводные банки (например, между Канарскими островами и Африкой или португаль-

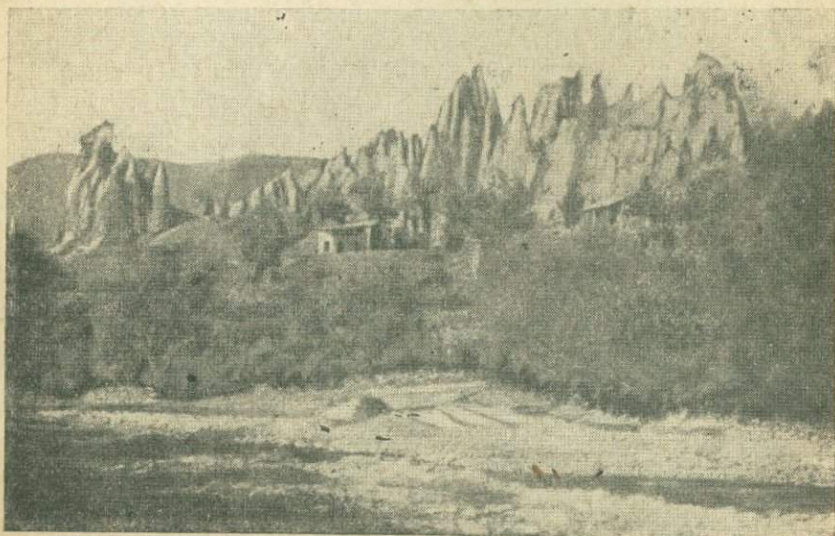


Рис. 198. Известняки на р. Лене («Ленские столбы»).

Фото А. И. Иванова и Л. В. Бянки.

ским побережьем, известковое плато у берегов Флориды, у Юкатана и многие др.), состоят из органического известняка с более или менее значительной примесью автохтонного карбоната кальция, выпавшего из раствора вследствие гниения органического вещества и обусловившего затвердевание известняка. Такие автохтонные химико-органические известковые образования Кайё называет *бентогенными*. В пользу выпадения углекальциевой соли из морской воды на дне косвенно говорит и то обстоятельство, что, например, в воде Неаполитанского залива у дна содержание сульфата кальция меньше, чем на поверхности. Таким путем, вероятно, и происходит на дне морей затвердевание органических известняков, которые первоначально должны быть более или менее пористыми. В образовании плотных известняков морского происхождения играют большую роль бактерии, обладающие способностью выделять CaCO_3 из растворимых кальциевых солей морской воды. Таковы денитри-

фицирующие бактерии, в особенности *Bacterium (Pseudomonas) calcis* Drew (наблюдения Дрю у берегов Флориды), быть может, и некоторые другие. На подобную роль бактерий еще значительно раньше было указано также Надсоном. Эти бактерии, повидимому, приурочены к мелководным тропическим областям и дают начало тонким аморфным (или очень тонкозернистым) известнякам, лишенным окаменелостей. Согласно Православлеву к таким органо-генным бактериальным образованиям, вероятно, следует отнести те плотные и палеонтологически немые известняки, которые встречаются в отложениях разных геологических систем (130). Точно так же и креногенные известняки в значительной степени обязаны своим образованием не только растительным организмам, как это было впервые установлено Коном (*Ulothrix, Chlamydothrix, Cladethrix* и другие), но и непосредственному и притом довольно быстрому выпадению углекальциевой соли из раствора, благодаря чему и получаются обыкновенно более или менее пористые и неоздреватые известняки. Так, для травертино можно допустить, что растительные организмы дают только первый толчок к выпадению углекальциевой соли, а затем кристаллы арагонита, быть может, нарастают уже самостоятельно.

Морские организмы, как животные, так и растительные, не только играют существенную роль в образовании известняков, но проявляют большую деятельность и по отношению к уже существующим известнякам или искусственным сооружениям, заключающим известь. Эта роль организмов практически особенно важна для морских бетонных сооружений, ибо одни из них растворяют известь и таким образом содействуют более или менее быстрому разрушению этих сооружений, другие, наоборот, предохраняют бетон от растворения и разрушения (131).

Интересно отметить, что из горячих источников, выше 50° , получается твердое, плотное отложение, а из теплых, ниже 50° , — мягкое, рыхлое.

В результате можно сказать, что выпадающий из раствора карбонат кальция (арагонит) цементирует органогенные рыхлые известняки и превращает их в твердые породы. Этот процесс, конечно, может продолжаться и впоследствии, когда эти известняки уже будут выведены из-под уровня моря. В самом деле, известняки часто обнаруживают признаки более или менее значительных действий углекислой воды, которые проявляются в трех направлениях: в выщелачивании и в образовании полостей и пещер, в перекристаллизации и в замещении извести магнезией с образованием более или менее сильно доломитизированных известняков, которые могут даже превратиться и в настоящие доломиты.

Коралловые, мшанковые, литотамниевые и т. п. рифовые известняки, далее известняки, в образовании которых существенную роль играют пластинчатожаберные моллюски, плеченогие, головоногие, корненожки, губки и т. п., определенно говорят о том, что в жизнедеятельности этих организмов существуют процессы, способные из растворимых солей кальция, имеющих в морской воде, создавать нерастворимую углекальциевую соль. Этот вопрос имеет свою историю и вряд ли может считаться разрешенным. Однако, повиди-

тому, довольно вероятно предположение, отчасти подкрепленное и экспериментальным исследованием, которое считает, что углекальциевая соль получается в результате двойного разложения растворимых солей кальция и углеаммиачной соли. Эта последняя выделяется в результате жизнедеятельности вышеназванных животных и, быть может, в значительной степени является продуктом ферментативной деятельности микроорганизмов (бактерий), участвующих в жизненном процессе моллюсков и некоторых других животных. Что касается растений, то можно допустить, что им, быть может, присуща способность непосредственно разлагать сернокислый кальций, если вспомнить, что они обладают способностью разлагать и такое прочное соединение, как углекислота. Впрочем, как указано, здесь перед нами еще неразрешенная проблема.

Следует еще принять во внимание, что коралловые, мшанковые, литотамниевые, строматопоровые и другие рифовые известняки обыкновенно лишены слоистости и являются более или менее крупнокристаллическими; они образуются в более или менее сильно подвижной воде, где не осаждаются мелкий известковый ил; этот карбонатный ил осаждается на большой глубине в спокойной воде и дает начало землистым, мелоподобным известковым породам.

По структуре различают *кристаллические* известняки, которые при среднем или мелком зерне получают название мрамора, *обломочные* (брекчиевидные), *плотные, афанитовые* или *пелитоморфные, землистые, мелоподобные* и *оолитовые*. По крупности зерна можно условно установить следующую группировку, которую дает, например, Гиршвальд: крупнокристаллический — 0,75 мм и свыше этого; среднезернистый — 0,25 до 0,7 мм; мелкозернистый — 0,01 до 0,2 мм; скрытокристаллический — при увеличении в 400 до 600 раз границы зерен расплывчатые; пелитоморфный — 0,003 до 0,005 мм.



Рис. 199. Формы выветривания известняков („Ленские столбы“) на берегу р. Лены.
Фото А. И. Иванова и Л. В. Бианки.

Под микроскопом кристаллические известняки представляют известное разнообразие, помимо крупности зерна, в зависимости от следующих обстоятельств. Во-первых, в одних случаях порода является равномернозернистой, в других — имеются участки более крупнозернистые и более мелкозернистые; эти последние в некоторых случаях образуют как бы цемент между более крупными кристаллами. Во-вторых, очертания зерен в одних случаях плавные, простые, в других — извилисто-зубчатые; эта структура характеризует перекристаллизованные в твердом состоянии породы; она наблюдается, как уже было указано, и в контактных роговиках; в техническом отношении эта структура, при прочих равных усло-



Рис. 200. Мергелистые известняки по Кубани.

Фото А. А. Иностранцева.

виях, означает большую прочность такого мрамора. Далее имеет значение характер срастания зерен: в одних случаях зерна кальцита непосредственно соприкасаются и срастаются, в других — они срастаются при посредстве какого-нибудь промежуточного вещества, как бы цемента; это — известняки с примесями. Различают еще структуры *комковую*, *сахаровидную*, *мозаичную* и др.

Интересно, что Сорби изучал известняки под микроскопом еще в 1850—1851 гг., т. е. за 7—8 лет до опубликования им работы, положившей начало микроскопической петрографии.

Мел состоит из корненожек (диаметром 0,0078—0,095 мм), дискоидальных и шаровидных телец (водорослей), так называемых кокколитов (диаметром 0,0047—0,012 мм), и мелких кристалликов разных минералов терригенного происхождения (кварц, циркон, титанит, полевые шпаты, пироксены и пр. — по Кайё). Главная масса мергельно-меловых отложений русской равнины состоит из мельчайших известковых водорослей — коколитофорид (Архангельский).

Существуют почти совершенно чистые известняки — мраморы, состоящие из 99,75% углекальцевой соли; но обыкновенные известняки содержат карбоната кальция и магния от 50% до 99,75% и в частности углемагнезиальной соли от 0 до 44%. Часто наблюдается также примесь карбоната железа, доходящая в плохих, с точки зрения пригодности для строительных целей, известняках до 4%. Многие известняки содержат некоторую примесь кремнекислоты (от 0 до 37%) или глины (до 7% и даже 19%), примесь, которая иногда достигает довольно значительной величины, так что получается постепенный переход к мергелям, т. е. к глинисто-

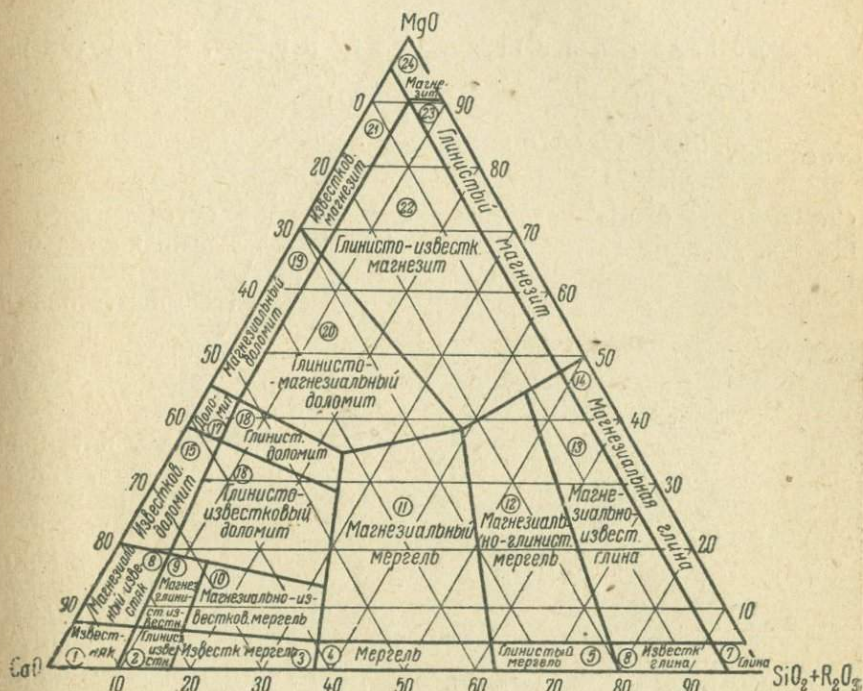


Рис. 201. Треугольная диаграмма по Кинду и Огорокову.

известковым породам; если содержание глины не превышает 15%, то породу называют мергелистым известняком, до 30% — мергелем, а выше этого — глинистым мергелем. Эти границы между известняками, мергелями и глинами произвольны, как и границы между магнезиальными и магнезиально-известковыми породами, с одной стороны, и глинами — с другой. Кинд и Огороков (132) дали схематическую диаграмму для разграничения этих пород.

Плотные, совершенно афанитовые известняки с раковистым изломом, содержащие достаточную примесь, являются хорошими цементными известняками или литографским камнем; таковы знаменитые литографские камни Золенгофена в Баварии, цементные известняки Черноморского побережья от Новороссийска до Геленджика, в центральном Кавказе по Пшавской и Белой Арагве. Существуют известняки кремнистые с более или менее значительным содержа-

нием кремнезема, со спикулами губок и с панцирями радиолярий. Далее известняки доломитизированные, т. е. более или менее богатые магниезией, известняки глинистые, глауконитовые, фосфоритные. Примесь органического вещества (до 3%) окрашивает многие известняки в серый, а иногда и в черный цвет (так называемый антраконит). Это битуминозное вещество является остатком органической материи тех организмов, которые дали начало известняку. Как и следует ожидать, с течением времени количество этого органического вещества уменьшается; так, например, в современном литотамниевом известняке или вообще в известняке из известковых водорослей содержится 85,87% углекальциевой соли и 5,06% органического вещества, а в ископаемом 97 и 0,28%, или другой пример:

		Живая	Мертвая	Ископаемая
<i>Ostrea esculenta</i> :	{ углекислой соли . . .	93,9	96,5	96,8
	{ органических веществ .	3,9	1,0	0,8

Совершенно белые известняки свободны от органического вещества. Доломиты и доломитизированные известняки иногда окрашены в дымчатый или буроватый цвет. Мраморы и плотные цементные известняки часто имеют красивую окраску: розовую, синюю, зеленую, желтую и т. п.



Рис. 201а. Нуммулитовый известняк. Р. Айриджа. в бассейне оз. Гокча, Армения.
Фото С. С. Кузнецова.

Кроме битуминозных веществ, иногда наблюдается и непосредственно уголь; если он содержится внутри зерен кальцита или арагонита, то является безвредной примесью с точки зрения прочности, чего, конечно, нельзя сказать относительно битуминозного вещества. Многие известняки содержат примеси других минералов в виде хорошо образованных кристаллов, например кварц, полевые

шпаты, образование которых в известняках интересно с точки зрения процессов метаморфизма, пирит, лучистый камень, хлорит, кремль, барит, целестин, слюду, тальк, глауконит, гранат. По этим примесям различают несколько разновидностей известняков, а именно: сиполлин (*Sipollin*) — зернистый, иногда сланцеватый известняк, богатый тальком и слюдой; офикальцит — мелкозернистый с благородным змеевиком; кальцифир — зернистый с вкраплениями граната, везувиана, авгита; хислопит (*Hislopit*) — зернистый,

окрашенный глауконитом в зеленый цвет; фосфоритовые известняки, содержащие фосфорнокислый кальций в виде мутных конкреций, глауконитовые известняки, битуминозные с более или ме-



Рис. 202. Фузулиновый известняк. Увел. в 5 раз (по Кайё).

нее значительной примесью битуминозных веществ, придающих им буроватую или темную окраску и особый запах. Следует также упомянуть о нахождении в известняках сероводорода.



Рис. 203. Девонские известняки в Мугоджарских горах.
Фото П. Веникова и Ф. Левинсон-Лессинга.

Из числа разнообразных органогенных известняков морского происхождения следует отметить: 1) ракушечный известняк, или ракушник, например понтический ракушник Керченского полуострова, Евпатории и др., состоящий почти целиком из раковин; французы называют его «люмашель» (Lumachelle); 2) фораминиферовые известняки (или фузулиновый и швагериновый известняк

карбона, нуммулитовый известняк палеогена и др.); 3) рифовые известняки — коралловый, мшанковый; 4) энкринитовый известняк, состоящий целиком из члеников морских лилий (триас); 5) литотамниевый известняк и некоторые другие.

Как уже указано, перекристаллизация многих известняков совершается чисто гидрохимическим путем, частью в стадии диагенетического видоизменения известковых отложений, частью впоследствии в уже затвердевшей породе. Однако несомненно существуют случаи, когда перекристаллизация произошла под влиянием перегруппировки в твердом состоянии в нагретой и находившейся под давлением породе; непосредственные опыты показали возможность такой перекристаллизации.

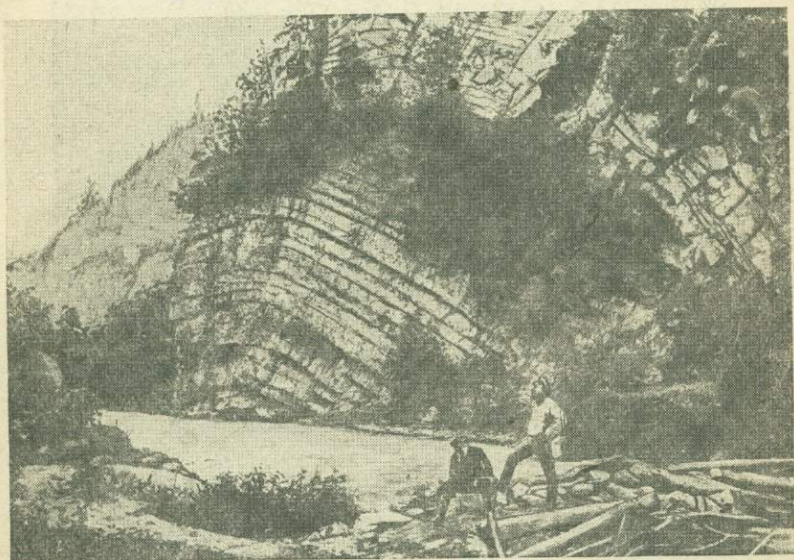


Рис. 203а. Слоистые меловые известняки. Центральный Кавказ. Цорхское ущелье, р. Асса.
Фото А. А. Иностранцева.

Так как плавление углекальциевой соли происходит лишь при 1289° при повышенном давлении (110 ат), то ниже этой температуры под давлением происходит перекристаллизация в твердом состоянии.

Очень своеобразна и не вполне еще разъяснена с генетической точки зрения *оолитовая структура*. Концентрически-скорлуповатые оолиты в одних случаях представляют несомненно конкреционные образования, нараставшие вокруг какого-нибудь постороннего тела: обломка раковины, кристаллического зернышка и т. п. С другой стороны, опыты Линка, как и наблюдения Хартинга, еще в 1871 г., показали, что из морской воды от действия угленатриевой или аммонийной соли отлагается арагонит обыкновенно в виде сферолитов.

По Бухеру, все оолиты (и сферолиты) получаются из коллоидального состояния, причем чистые минералы дают при этом радиально-лучистые образования, а смеси — концентрически-скорлуповатые.

Нельзя не вспомнить, что Рэни (Rainey) еще в 1928 г. показал, что из вязких растворов кальциевых солей углекальциевая соль осаждается в виде сферолитов, а не кристаллов. Линк делает из своих опытов заключение, что все оолиты — анерогенные арагонитовые образования из морской воды; впоследствии арагонит перешел в кальцит. Нельзя, однако, не отметить, что некоторые очень мелко-оолитовые известняки, образующиеся на дне пресноводных бассейнов, так называемый икряной камень, по мнению



Рис. 204. Пизолитовый известняк. Увелич. в 12 раз. Николи параллельны (по Кайё).

Кайё, могут быть рассматриваемы как конкреции по яйцам насекомых. Наконец Ван-Тюиль указывает на значение конкреционного образования под влиянием водоросли *Girvanella*; но Кайё устанавливает, что *Girvanella* появляется в известняках уже после их отложения, т. е. не является непосредственной причиной их образования.

Крупные оолиты называются также *пизолитами* (рис. 204), а соответственные известняки — *пизолитовыми*, или *гороховым камнем* (например, знаменитый гороховый камень из Карлсбадского шпруделя). Наоборот, очень тонкозернистые оолитовые известняки носят название *икряного камня*; для некоторых из них, как уже указано выше, не исключена возможность образования за счет яичек насекомых, например комаров и др. (Кайё).

Морское, и притом органическое происхождение многих известняков может считаться прочно установленным. Как согласовать этот факт с тем обстоятельством, что в морской воде, вообще го-

вора, ничтожное содержание углекальциевой соли (максимальная ее растворимость в морской воде 0,0191%)? Очевидно жизнедеятельность организмов способна превращать растворимые сернокислую и хлористую известь в нерастворимый карбонат.

Одним из вероятных объяснений, как уже отмечено выше, является указание на ферментивные процессы (бактериальные), выделяющие углеаммиачную соль, которая и вступает с вышеуказанными растворимыми солями кальция в реакцию двойного обмена.

Кроме талассогенных, креногенных и так называемых пресноводных известняков (лимнокальцит) существуют также и *пирогенные* кристаллические известняки. Сюда относится известняк о. Альнэ, являющийся, по Хёгбому и Штутцеру, продуктом дифференциации щелочной магмы, некоторые известняки Цейлона по Курмарасвами, карбонатиты Брёггера.



Рис. 205. Известковый туф в Трусовском ущелье (центральный Кавказ).
Фото Ф. Левинсон-Лессинга.

Сводя воедино все генетические типы известняков, можно сгруппировать их следующим образом:

I. Аноргеногенные (абиогенные)

1. Образовавшиеся путем выпадения из растворов

2. Магматогенные

Магматические (карбонатиты)

3. Механические, или вторичные (известковые дюны)

II. Органогенные (биогенные)

4. Отложения, вызванные жизнедеятельностью организмов¹

5. Отложения твердых образований организмов (скелетные).

¹ Пиа называет их не совсем удачно «физиологическими».

По месту накопления известняка группы 1, 4, 5 можно подразделить на отложения в морях (талассогенные известняки), в озерах соляных и пресных (лимногенные) и из источников (креногенные).

Известняки *креногенного* происхождения (т. е. отложившиеся из горячих источников) обыкновенно более или менее значительно поздраваты и носят название туфовидных известняков, или *известковых туфов* (рис. 205). Очень тонкопористые сравнительно твердые известняки, представляющие отложения из горячих минеральных источников, известны под названием травертино; сюда относятся знаменитые травертино из Тиволи в Римской Кампании, давшие прекрасный строительный материал для многих монументальных построек Рима.

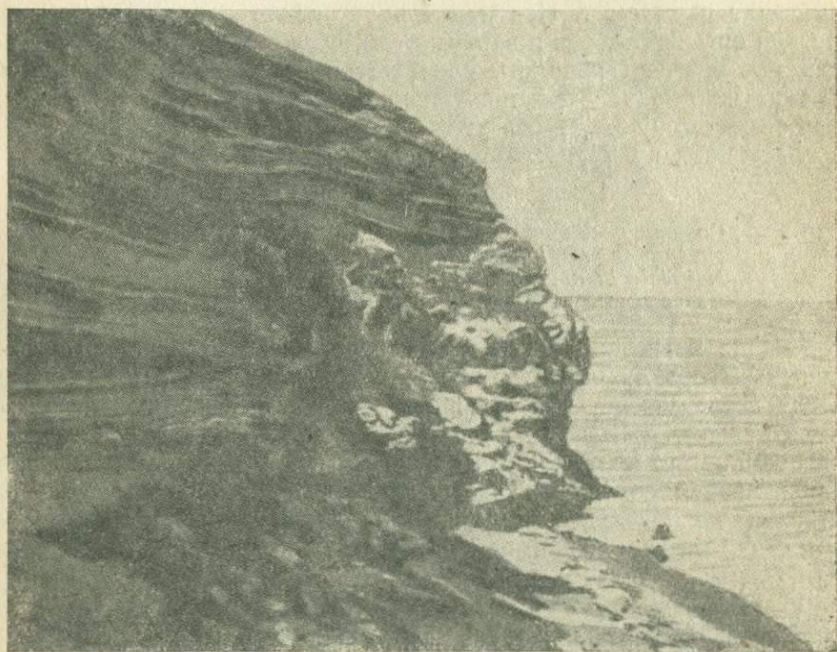


Рис. 206. Контакт слоистых известняков мезотического яруса с мшанковым рифом (светлая правая часть фотографии) на Керченском полуострове (по Андрусову).

Доломиты. Название «доломит» в настоящее время сохраняют лишь за теми карбонатными породами, которые состоят из доломита, т. е. из двойной соли углекальцевой и углемагнезиальной в отношении 1 : 1; все прочие породы, в которых отношение кальция к магнию выше единицы, являются доломитизированными известняками, т. е. такими, в которых часть извести вытеснена магнием, или доломитами с прожилками, прослоями или гнездами кальция.

Вопрос о происхождении доломитов имеет большую литературу. Не подлежит сомнению, что во многих случаях можно связать

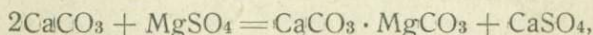
образование доломитов с позднейшим вытеснением кальция магнием, как об этом свидетельствуют постепенные переходы, перекристаллизация окаменелостей, образование пор и пещер и наконец непосредственные опыты. Повидимому, особенно легко подвергаются доломитизации коралловые известняки и вообще те, которые состояли первоначально из арагонита: опыты Клемана показали, что арагонит в теплых растворах морской воды гораздо легче доломитизируется, чем кальцит. С другой стороны, опыты Линка показывают, что из морской воды в присутствии углеаммиачной соли, т. е. непосредственно из раствора, выпадает именно доломит, который получается здесь как продукт установившегося химического равновесия. Углекальциевая соль выщелачивается из доломитизированных известняков, и таким образом, обогащаясь магнием, они переходят в доломит. Наконец следует иметь в виду, что многие морские организмы, как животные, так и растительные, дающие начало карбонатным породам, содержат в своих твердых образованиях не чистую углекальциевую соль, а доломит или по крайней мере значительную примесь углемагнезильной соли, как это видно из следующих примеров:

	%	
Современные криноидеи . . .	7,86—13,74	}
<i>Orbitolites complanata</i> . . .	15,52	
<i>Nubecularia novorossica</i> . . .	26	
Известковые водоросли . . .	10,73—25,17	

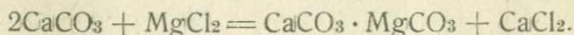
MgCO₃

Вообще магnezия встречается в твердых образованиях морских животных гораздо чаще, чем принято считать. При этом магnezия всегда встречается у тех организмов, которые выделяют не арагонит, а кальцит.

В замкнутых мелководных бассейнах и в лагунах с повышенной концентрацией солей, — в частности, когда достигнута точка насыщения для MgSO₄, благодаря чему CaSO₄ делается нерастворимым, — образование доломита может идти по реакции Гайдингера:



а когда будет исчерпан весь сернокислый магний, по реакции Мариньяка:



Этими условиями объясняет Б. П. Кротов доломитизацию наших пермских известняков.

Подробное рассмотрение условий растворимости карбонатов кальция и магния в морской воде приводит Бэра (133) к заключению о возможности первичного образования доломита путем непосредственного выпадения из раствора.

Взгляды разных авторов на происхождение доломитов до сих пор довольно разнообразны. Весьма вероятно, что доломиты в генетическом отношении представляют не один тип, а разные типы, что доломиты могут возникать различным путем. Возможные процессы образования доломитов можно сгруппировать следующим образом:

- I. Первичные отложения
 1. Химические осадки
 2. Органогенные отложения
- II. Продукты замещения известняков
 3. Действием морской воды
 4. Действием поверхностных вод или источников
 5. Пневматолитическим путем(?)
- III. Продукты выщелачивания
 6. Действием поверхностных вод
 7. Морской водой (?)

Химический состав карбонатных пород

	Каррарский мрамор	Мрамор Агрилезы в Греции	Известняк с о. Чинго, Финляндия	Литографский камень Зеленгофена	Белогорский мрамор, Карело-Финская ССР	Доломит Лиж-мозера, Карело-Финская ССР	Плотный из магнезит из р-на Чкалова.	Литографский камень Зеленгофена
	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	55,94	56,05	54,74	53,00	15,494	29,077	1,2	53,00
MgO	—	—	—	0,77	11,087	20,844	46,13	0,77
CO ₂	—	—	44,32	42,54	24,295	45,625	51,79	42,45
SiO ₂	—	—	—	1,17	48,612	3,313	0,12	1,17
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,95	0,111	0,475	0,41	0,95
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,12	0,273	0,134		0,12
FeO	0,018	сл.	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,27	0,075	0,019	—	0,27
Na ₂ O	—	—	—	0,59	0,025	0,029	—	0,59
P ₂ O ₅	—	—	—	0,01	0,024	0,106	—	0,01
Пот. при прок.	—	—	—	0,59	0,102	0,293	0,60	0,59
Нераств. остаток	—	—	0,98	—	—	—	—	—

Доломиты часто являются мелкозернистыми, более или менее панидиоморфнозернистыми, а потому мелкопористыми, а доломитизированные известняки — пещеристыми.

Мрамор. Вопрос о происхождении мрамора издавна занимал геологов. Высказывалось мнение об изверженном происхождении кристаллических известняков, которые затем было совершенно оставлено; но, как указано выше, в настоящее время для некоторых случаев это объяснение снова допускается. От внимания геологов не ускользнуло то обстоятельство, что в контактах с гранитами и другими глубинными породами известняки часто мраморизованы; это и положило начало, вместе с некоторыми лабораторными опытами, учению об образовании многих кристаллических известняков под влиянием контактного или глубинного метаморфизма, путем перекристаллизации в твердом состоянии. Наконец факты бесспорно вторичной гидрохимической перекристаллизации, как, например, наличие переходов между каррарским мрамором и известняком

с триасовыми окаменелостями, доказывают, что во многих случаях перекристаллизация является процессом метасоматическим и гидротермическим (рис. 207).

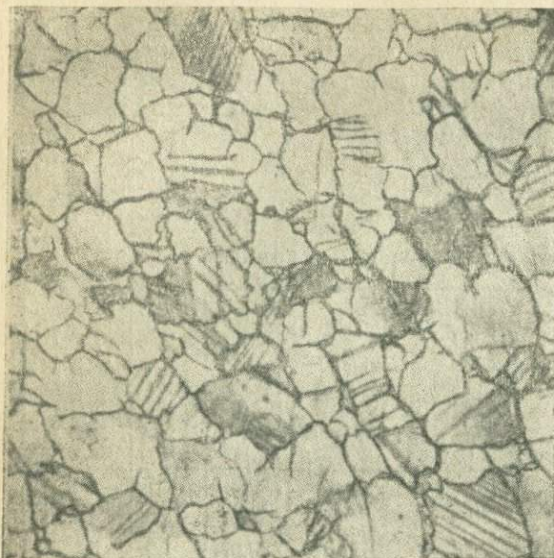


Рис. 207. Микроструктура каррарского мрамора (по Адамсу, 134).

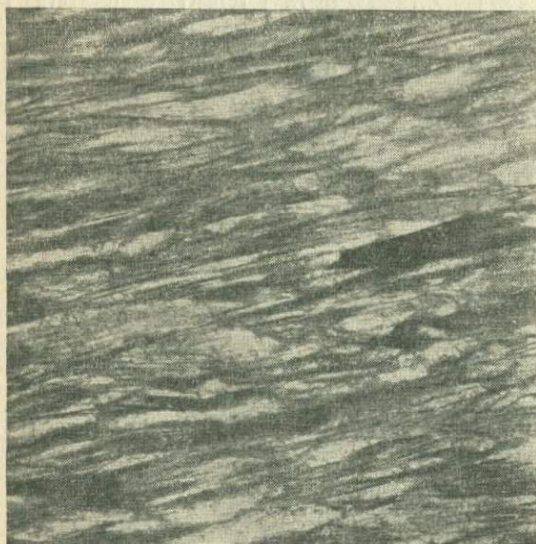


Рис. 207а. Тот же мрамор после истечения под давлением.

Мраморы широко распространены в отложениях самого различного возраста и во всех странах. Наиболее знаменитые мелкозернистые, равномерно-зернистые белые мраморы, пригодные для скульптурных изделий, находятся в Карраре, в Италии (мощность 1000 м), на Пентеликоне и в некоторых других местностях Греции. Размеры зерен у хороших мраморов — 1—3 мм и даже до 5 мм.

Белый мелкозернистый скульптурный мрамор (в Карраре — *statuagio*) просвечивает в сравнительно толстых кусках: пентеликонский — до 15 мм, каррарский — толщиной даже до 25 мм. В СССР мраморы (доломиты, часто богатые кварцем) известны в Карело-Финской ССР [Тивдия (рис. 208), Белая гора, Лижозерские и др.], на Урале, где имеются разнообразные и красивые мраморы (Праخورо-Баландино, ст. Мраморская, Енисей, Гарганское месторождение и др. местности), в некоторых местностях центральной части Европейской ССР (Таруса), в Закавказье (Юго-Осетия, Армения и др.).

Прекрасные цементные известняки залегают по Черноморскому побережью между Новороссийском и Геленджиком, а также в центральной Кавказе по Пшавской и Белой Арагве. Хороший строи-

тельный камень представляет подмосковный каменноугольный известняк (Мячково), крымский ракушечный третичный известняк и многие другие.

Различные известняки и мраморы широко применяются в качестве строительного и облицовочного камня. В зависимости от структуры, текстуры и состава механическая прочность и климатическая стойкость и тех и других колеблется в широких пределах. По временному сопротивлению сжатию различают:

	Очень прочный	Прочный	Средний	Слабый
известняк	2000—2500	1200—1900	800—1000	200—700
мрамор	1500—2000	1200—1400	900—1100	300—800

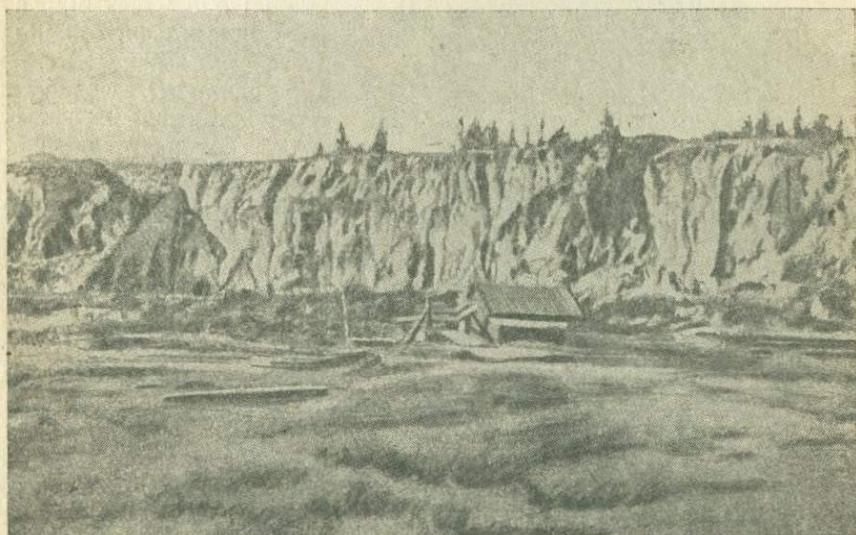


Рис. 208. Ломка белого мрамора в Тивдии (Карело-Финская ССР).

Фото В. М. Тимофеева.

В среднем твердость известняков равна 0,04—0,5% от твердости корунда; по изнашиваемости различают известняки: очень твердые 2,8—4, твердые 5—6, средние 7—8, слабые 3,6—4.

Для мрамора хорошими признаками являются: равномернозернистое мелко- или среднекристаллическое строение, плотное сложение (в отсутствии мелкой пористости легко убедиться, если капля чернил, смытая через несколько минут, не оставляет заметного пятна на отполированной поверхности), отсутствие пирита, в особенности мелкорассеянного и придающего породе серую или синеватую окраску, отсутствие прослоек змевика, слюды и т. п. минералов, более или менее значительная мощность пластов, крупная отдельность, отсутствие тонкопластинчатой слоистости и неправильных случайных трещин.

Для плотных известняков и доломитов: микрокристаллическое или плотное сложение, светлая окраска (белый, желтоватый, серо-

ватый, зеленоватый или красноватый цвет) и отсутствие пирита, более или менее блестящая тонкозернистая поверхность излома. При испытании значительная твердость; отсутствие пористости обнаруживается в незначительном изменении твердости и сопротивления сжатию в насыщенном водою состоянии; отсутствие глинистого запаха; излом и слоистость, как у мрамора. Иногда довольно стойкими оказываются пористые и оолитовые или богатые окаменелостями плотные известняки, если они обладают мелкокристаллическим строением.

Магнезит. Кристаллический магнезит имеет обыкновенно метаморфическое происхождение и залегает среди кристаллических

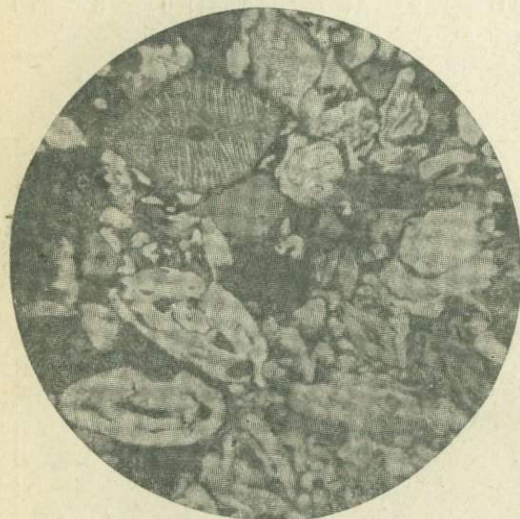


Рис. 209. Туфогенное отложение (туффит) с нуммулитами и ортофрагминами. С. Ахтара. Армения.

Фото С. С. Кузнецова.

сланцев или сопровождается руды, образовавшиеся пневматолитическим путем, или же сопровождается залежи каменной соли; в последнем случае он мог получиться из известняка, который вступает в реакцию двойного обмена с серномагнезильной солью. Плотный аморфный магнезит образуется под влиянием выветривания и сопровождается серпентинизированные оливиновые породы. В СССР областью распространения магнезита является Урал, где имеются голщи среди доломитов и доломитизированных известняков, например месторождение у Саткинского завода, затем месторожде-

ния, связанные со змеевиками (Халилово), и довольно разнообразные месторождения среди кристаллических сланцев, в особенности тальковых. Магнезит известен также в б. Семипалатинской области. Кристаллический магнезит содержит примеси извести и особенно железа, а также брейнерита, доломита, кварца, талька и хлорита; плотные же магнезиты содержат примеси извести, закиси железа, глинозема и в особенности кремнезема.

Плотные магнезиты образуют значительные залежи в Греции и Малой Азии, кристаллические — в б. Австрии.

Сидерит залегает слоями, тесно связан с бурыми железняками и известняками, за счет которых и образовался метасоматическим путем, как, например, месторождение Бакала на Ю. Урале. Другая форма залегания — это конкреции (сферосидериты) в глинах.

Органогенные известковые отложения, смешанные на дне морей с вулканическим пеплом, дают так называемые туфогенные отложения или туффиты (рис. 209).

Ископаемые угли

Ископаемые угли встречаются в отложениях различного возраста, начиная с карбона (и даже девона²); но наиболее значительные отложения приурочены к системам каменноугольной и отчасти пермской, затем к юрской и третичной. Представляя различные стадии обугливания растительных остатков в присутствии достаточного доступа кислорода, т. е. обыкновенно под прикрытием воды и при участии бактерий, угли по условиям залегания распадаются на два типа: *автохтонными* мы называем те из них, которые образовались на месте произрастания растений, из которых они произошли; *аллохтонными* являются, наоборот, те, которые произошли от обугливания растений, перенесенных и отложенных более или менее далеко от места их произрастания.¹ Независимо от этого угли могут быть разделены на такие, которые произошли из континентальных растений, и такие, которым дали начало водоросли; значительное большинство углей относится к первому типу. Особый тип углей представляют также томитовые угли, которые состоят из мельчайших водорослей *Pila*; томит, или сапромиксит, представляет слизь, перешедшую в смолакамедь. Наконец и угли наземного происхождения могли образоваться двумя различными путями: или путем накопления и тления в торфяниках — это гумусовые угли, начальной стадией образования которых является торф; или при посредстве процесса, ведущего в настоящее время к образованию сапропеля на дне озер, — сапропелевые угли.

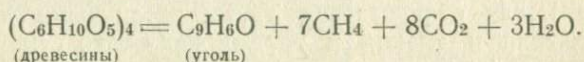
Таким образом в настоящее время угли по своему происхождению распадаются на четыре типа: *гумусовые*, или *гумиты* (распадаются на бурые угли, каменные угли и антрацит); *сапропелевые*, или *сапропелиты* (богхеды и кеннельские угли); *томитовые*, или *сапромикситовые* (по Залескому); *липтобиолитовые* из остаточных продуктов (смола, кутин) высших растений, или *липтобиолиты* (по Потонье). Там, где преобладают углеводороды и углеводы, образуется гумус; там, где протеины — жиры и хитин — сапропель.

Угли залегают обыкновенно многими, иногда выклинивающимися пластами, носящими название флэцов. Число пластов иногда очень велико: например, в Саарбрюкенском бассейне насчитывают 150—160 пластов, в Силезии — до 477, при общей мощности угленосной толщи в 3500 м. В Донецком бассейне около 30—40 рабочих пластов мощностью выше 0,5 м. Слои угля переслаиваются с глинистыми сланцами, песчаниками, вообще с пустой породой более или менее значительной мощности. Так как угленосные отложения, особенно древние, обыкновенно сильно дислоцированы, то число слоев может иногда, вследствие сбросов, казаться более значительным, чем на самом деле, и лишь при условии очень детальной геологической съемки и разведки можно точно установить их число. Каменные угли обладают довольно сложным минералого-

¹ Стоячие пни в каменноугольных наслоениях или нежные неповрежденные корневые части в подошве угольных слоев и т. п. признаки в значительной степени содействовали в свое время установлению автохтонного типа месторождений углей. В последнее время Стэнне старается установить для многих крупных бассейнов, наоборот, аллохтонное их происхождение (135).

петрографическим составом. В настоящее время обыкновенно принимают следующие четыре элемента, установленные Стопс (Mary Stopes); названия французские: фюзен (fusain) — матовые, хрупкие волокнистые линзы по плоскостям слоистости, напоминающие древесный уголь; дюрен (durain) — матовая плотная масса черно-серого или бархатно-черного цвета; клерен (clairain) — блестящие прослои, которые содержат еще слои матового угля и под микроскопом обнаруживают некоторые признаки растительных остатков; витрен (vitrain) — совершенно бесструктурные блестящие хрупкие линзы и прослои с раковистым изломом и значительным блеском. В последние годы в классификацию, данную Стопс, были введены разные изменения и дополнения, повлекшие за собой и ряд новых терминов (витрит, дурит, фузит, кларит и др.). Вместе с тем большие успехи сделало и микроскопическое изучение углей (136).

По химическому составу угли представляют смесь углерода и углеводородов в различных пропорциях, отчего в разных углях не только различно валовое содержание углерода, но более или менее различны многие физические и химические свойства углей. Схематически можно представить процесс обугливания древесины таким уравнением (по Рено):



Издавна различали блестящие и матовые угли, а по цвету и по среднему содержанию углерода — *бурые угли (лигниты)*, собственно *каменные угли* (черные) и *антрациты* с сероватым металлическим блеском. В настоящее время различают четыре группы углей, которые группируются следующим образом.

А. Антрациты и некоторые тощие угли:

C — 90 — 95%; H — 2 — 4,5%; O + N — 3 — 5,5%.

Летучих веществ 3—12%. Теплотворная способность 8000—8700 кал.

В и С. Бугуминозные угли (коксовые, кузнечные, газовые, сухие):

C — 70 — 90%; H — 4,5 — 6%; O + N — 5,5 — 10%.

Летучих веществ 12—40%. Теплотворная способность 6600—8000 кал.

Д. Полубугуминозные угли, бурые угли, лигниты:

C — 45 — 75%; H — 6 — 6,5%; O + N — 20 — 45%.

Влажность более 6%. Теплотворная способность 4000—7200 кал.

Другая классификация углей основана на отношении всего количества углерода к связанному углероду (Граут).

Американская классификация углей (Кэмпбель) основана на так называемом тепловом коэффициенте (отношение фиксированного в коксе угля к летучим составным частям) и различают следующие типы углей: антрацит (тепл. коэф. 10—60), полуантрацит (тепл. коэф. 6—10), полусмолистые угли (тепл. коэф. 3—7), смолистые

угли (тепл. коэф. около 3), подсмолистые угли (черный лигнит) и лигнит.

В разных горизонтах месторождения состав углей может быть различен; так, например, обыкновенно от лежащего бока к висячему содержание углерода убывает, а углеводородов возрастает (правило Хильта).

Элементарный состав углей таков: углерод, водород, кислород, немного азота, зола; главная масса газов, которые продолжают выделяться из углей в их естественных залежах, — метан или болотный газ. Зола часто содержит интересные с точки зрения геохимии и ценные составные части, как то: ванадиевую кислоту (до 38,22% в Сан-Рафаэле в Аргентине), молибден (Льез), марганец, цинк, свинец, кадмий, медь, фосфорную кислоту, золото (Уайоминг). Сера входит в состав угля или в виде сульфата в золе и тогда безвредна, или в виде пирита и марказита.

Ископаемые угли распространены широко в разных странах. Наиболее значительные запасы принадлежат США, затем СССР. В СССР, занимающем по своим запасам второе место в мире, встречаются угли каменноугольного возраста — в Донецком бассейне, богатом антрацитом, в Карагандинском бассейне, в Московской области и на юге Ленинградской области, затем на Урале; преимущественно пермского возраста — в богатом ценными углями Кузнецком бассейне и Тунгусском бассейне. Из юрских углей сложены также многие бассейны: Черемховский бассейн в Иркутской области, в Уссурийской области, в Амурской области, в Закавказье (Тквибули и др.).

Если, вообще говоря, более древние угли, залегающие в сильно дислоцированных областях, являются более богатыми углеродом и более бедными летучими составными частями (углеводородами), то нельзя это считать общим правилом, как думали прежде. Так, например, карбоновые угли Подмосковного края в общем принадлежат к бурым и смолистым углям, а третичные угли Японии являются каменными углями.

В залежах угля продолжается процесс обугливания, выражающийся в выделении болотного газа и следовательно в постепенном обогащении углеродом. На воздухе угли подвергаются окислению и выветриванию; при этом образуются сильно гумифицированные разности с пониженной карбонизацией, с большим содержанием кислорода и пониженным содержанием водорода.

Ископаемые угли представляют интересный пример органогенных отложений, которые образовались не только из растительных остатков, но и при участии ферментативных процессов, т. е. бактерий (*Micrococcus carbo* и др.). О ходе происходящего при этом процесса можно судить по следующему сопоставлению (в процентах):

	С	Н	О	N
Древесина	50	6	43	1
Торф	59	6	43	2
Бурый уголь	69	5,5	25	0,8
Каменный уголь	82	5	13	0,8
Антрацит	95	2,5	2,5	сл.

В связи с ископаемыми углями следует указать на так называемые *горючие сланцы*, т. е. мергелистые сланцы, пропитанные углеводородами и представляющие тоже ископаемое горючее, неудобство которого заключается в большом количестве золы. Эти сланцы залегают несколькими пластами, мощностью от 1,5 до 6—8 м; содержат 75% органического вещества и дают 20—40% светильного газа и углеводов вообще. В СССР особенно интересны светложелтые горючие сланцы нижнесилурийского возраста в Ленинградской области на границе с Эстонской ССР, где они достигают еще более значительного развития. Этот сланец получил от Залесского и Погребова название *кукерсита*, состоит из сапропеля, образованного синеваато-зеленой водорослью *Cloeocapsomorpha*. Аналогичны и отложения, получившие название *кlostерита* (образовались из *Closteria*) и *черемхита*. (Черемшанский каменноугольный бассейн в Восточной Сибири). Горючие сланцы встречаются в отложениях всех возрастов. В Шотландии, к северу от Эдинбурга, давно разрабатываются горючие сланцы каменноугольного возраста.

Крайней степенью обугливания растений является, быть может, и так называемый шунгит Иностранцева в Карело-Финской ССР, который содержит до 98% углерода, хотя для блестящего шунгита, выполняющего миндалины в диабазовых лавах, Тимофеевым и установлено образование его из жидких углеводородов. Не лишено вероятия, что и некоторые графиты образовались из растений. *Нефть* также надо считать органогенной жидкой горной породой; но она составляет предмет изучения скорее геологии и химии, чем петрографии.

Трепел и кремнистый сланец, опока

Трепелом называют (от Триполи, откуда первоначально привозили эту породу) мягкую светлосерую, желтоватую, иногда окрашенную органическим веществом в темный цвет, породу, состоящую из кремнистых панцирей диатомовых водорослей. Другие названия: диатомовая земля, диатомовый пелит, кизельгур, инфузорная земля; этот последний термин является, конечно, неправильным. Существуют и такие трепелы, в которых мы не находим панцирей диатомей и которые состоят из аморфного бесструктурного кремнезема. Совершенно землистые разности называются иногда горной мукой, между тем как уплотненные и тонкосланцеватые носят название *полировального сланца*. По своему происхождению эти породы могут быть как пресноводными, так и морскими, аналогичными современному глубоководному диатомовому илу. Трепел встречается по преимуществу в отложениях третичной системы и образует иногда довольно значительные скопления, состоящие из бесконечно большого числа панцирей диатомей. Мощные слои трепела встречаются в разных штатах Сев. Америки, в Триполи, в Сирии, в б. Чехословакии недалеко от Билина, в Германии (Эсдорф в Ганновере) и др. В СССР можно указать Средневожский и Нижневожский края, Московскую область, значительные отложения в Ахалцыхском районе в Закавказье, в Армении и много других. Твердые сцементированные опалом, прилипающие к языку разности у немцев носят название «Saugschiefer».

Химический состав трепелов может быть иллюстрирован следующими анализами.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	93,2	89,60	82,03	80,30	94,20	87,58	91,43
Fe ₂ O ₃	1,2	с.л.	2,20	—	0,17	—	3,62
CaO	1,1	0,05	0,59	0,44	—	1,09	0,25
H ₂ O	4,4	10,30	—	13,30	3,06	8,79	4,43
Al ₂ O ₃	—	—	7,06	—	1,58	2,04 ¹	—
MgO	—	—	0,76	0,43	—	0,30	0,30
K ₂ O	—	—	2,80	0,30	—	—	0,32
Na ₂ O	—	—					
Орг. вещ.	—	—	9,46	4,20	—	—	—
SO ₃	—	—	—	0,12	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,24	—	—	—
NH ₃	—	—	—	0,03	—	—	—
NaCl	—	—	—	—	0,85	—	—
Сумма	—	—	—	—	99,86	99,80	100,35

1. Ахалцхский. — 2. То же. — 3. Симбирский. — 4. Билин (Kutschlin, нижн. сл.) — 5. Тауло (оз. ?). Нов. Зеландия. Гейзерит. — 6. Билин. — 7. Little Truckee River Nevada.

Кремнистые сланцы (рис. 210) представляют плотные породы, состоящие в значительной степени из кремнезема, по преимуществу кварца и отчасти халцедона, в мелкокристаллических и отчасти скрытокристаллических агрегатах разных цветов, часто черного — так называемый *пробирный камень*, или лидит, частью фтанит. Они содержат иногда некоторые примеси, в частности глинозем, органическое вещество. Будучи уже более или менее метаморфизованными породами, кремнистые сланцы вероятно являются обыкновенно все-таки органогенными породами; в них находят остатки радиолярий, диатомей, игл кремнистых губок (рис. 210). Панцыри и радиолярии часто превращены в хлорит. Встречаются по преимуществу среди палеозойских отложений.

Опоки. Легкие темносерые кремнистые опоки, например наши третичные опоки Урала, принадлежат к органогенным кремнистым отложениям. Но под названием опоки подразумевают разные породы. Например, в области развития пестроцветной пермской толщи под опоками понимают твердые мергели-рухляки. В некоторых случаях мы имеем в них, быть может, кремненные известняки.

Кремнистые опоки (*gaize* французских петрографов), которые пользуются значительным распространением в верхнемеловых и нижнетретичных отложениях Европейской части СССР, представляют, повидимому, органогенные, значительно переработанные позднейшими процессами, кремнистые отложения. Самойлов склонен видеть в них аналогов современного диатомового ила. Возможно, как допускают некоторые авторы, что в их образовании

¹ Включая и окись железа.

принимает также участие и кремнезем неорганического происхождения, получающийся путем коагуляции коллоидального кремнезема (137).

Опоки состоят по преимуществу из водного кремнезема, некоторые до 97%, другие с более или менее значительной примесью силикатов и углекальциевой соли. По Самойлову, кремнезем опоклагается из органического кремнезема, еще сохранившего морфологические следы своего органического происхождения, а именно из скоплений панцрей диатомовых (*диатомит*), раковин радиолярий

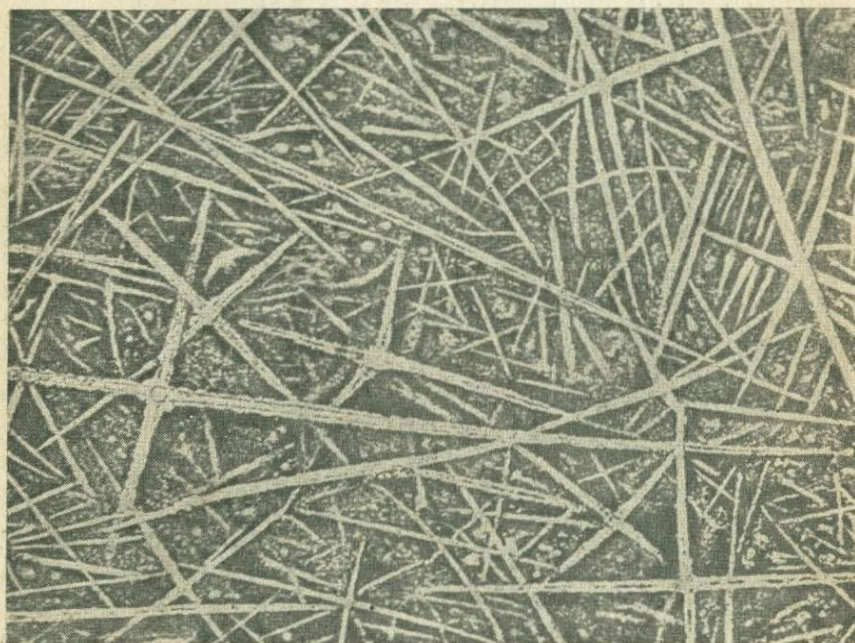


Рис. 210. Кремнистый сланец, переполненный иглами (спикулями) кремнистых губок. Спикули частью халцедоновые, частью опаловые. Увелич. в 52 раза (по Рауффу).

(*радиолярит*), игл кремневых губок (*спонгиолит*, или *спикулит*) и вторичного бесструктурного кремнезема, получившегося от переработки кремнезема органического происхождения.

Радиоляриты часто связаны геологически с зеленокаменными (диабазовыми) подводными излияниями и туфовыми отложениями, — это так называемая офиолитовая формация (Лигурийские Альпы, Урал, оз. Гокча), — иногда даже переслаиваясь с ними. Следует ли рассматривать некоторые из них как глубоководные отложения, соответствующие современному радиоляриевому илу (например, о. Барбадос), — этот вопрос остается открытым, но некоторыми авторами разрешается в положительном смысле.

НЕОРГАНИЧЕСКИЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИЛИ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ (КЛАСТОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ)

В отличие от осадков, выпадающих из растворов, обломочные породы получают путем механического накопления продуктов механического и химического разрушения разных горных пород. Первоначально эти отложения представляют рыхлые скопления; впоследствии многие из них цементируются новообразованиями и переходят в твердые сплошные (цементированные) горные породы. Другое подразделение основано на крупности зерна рыхлых материалов, независимо от того, остаются ли они рыхлыми или же превращаются в цементированные породы. Различают по этому признаку: 1) глинистые, или *пелитовые* отложения, 2) песчаные, или *псаммитовые*, и 3) грубообломочные, или *псефитовые* (щебень, конгломерат, брекчия). Границы между этими тремя типами обломочных отложений, вообще говоря, условны; часто считают, что псаммиты лежат в пределах 0,05 до 2,5 мм диаметра зерен; книзу от этого находятся пелиты, а сверху — псефиты. В этих последних, в частности в конгломератах, иногда различают гальки и валуны; диаметр первых не превышает 10 см, вторых — больше и даже значительно больше. Заварицкий предложил еще четвертую группу под названием *алевритов* для частиц от 0,1 до 0,01 мм (silt англичан).

Классификация и терминология рыхлых отложений не может считаться окончательно установленной. В особенности произвольно деление песков по крупности зерна и разграничение разных переходных образований, представляющих различные смеси песчаных и глинистых отложений.

Характеристика переходных песчано-глинистых отложений основана на механическом их анализе; в зависимости от различных методов механического анализа варьируют и группировки этих отложений. Тумин предложил целесообразную трехчленную характеристику таких отложений и классифицирует их по отношению количества песчаной пыли и песка к глине, принятой за единицу. Теперь обыкновенно различают в рыхлом песчано-глинистом отложении три категории составных частей по крупности зерна: песок, песчаную пыль и глину (ил). Сибирцев считает глиной частицы диаметром $< 0,01$ мм (т. е. иловатые тончайшие составные части), песчаной пылью — частицы от 0,01 до 0,1 и песком — частицы от 0,1 до 3 мм.

Основой классификации рыхлых обломочных отложений является процентное содержание зерен и частиц различной крупности. Но у разных авторов наблюдается большое разнообразие как в характеристике отдельных фракций механического состава отложений, так и в принимаемом ими для характеристики отложения процентном содержании разных фракций. Для границ отдельных групп механического состава рыхлых отложений наиболее распространенными являются следующие нормы:

- > 1 мм — галька, щебень (гравий)
- от 1 до 0,01 мм — песок
- от 0,1 до 0,01 мм — песчаная пыль
- от 0,01 до 0,001 мм — глина или ил.

Из существующих классификационных таблиц можно остановиться на следующей:

Классификационная таблица для рыхлых обломочных отложений (по Авдусину и Батурину)

Характер песка	Размеры зерен в мм и содержание характерных фракций в процентах				
	> 0,5	> 0,25	> 0,1	> 0,01	> 0,001
Песок крупнозернистый	> 50%	—	—	—	< 10%
Песок среднезернистый	—	> 50%	—	—	< 10%
Песок мелкозернистый	—	—	> 50%	—	< 10%
Песчаная пыль	—	—	—	> 50%	< 10%
Песок глинистый	—	—	—	—	< 50%
Глина песчаная	—	—	—	—	> 50%
Глина	—	—	—	—	< 75% > 75%

Существуют и более детальные классификации, учитывающие такие подразделения, как суглинки, тяжелые и легкие, супеси разного рода и т. п. Так, например, особой комиссией при Океанографическом институте в Москве установлена (138) следующая классификация рыхлых отложений и нормы процентного состава современных и ископаемых отложений:

Валуны	100 мм
Галечник (щебень) крупный	100—50 "
" " средний	50—20 "
" " мелкий	20—10 "
Гравий крупный	10—5 "
" " средний	5—2 "
" " мелкий	2—1 "
Песок крупный	1—0,5 "
" " средний	0,5—0,25 "
" " мелкий	0,25—0,10 "
Пыль или ил (силт) крупный	0,10—0,05 "
" " мелкий	0,05—0,01 "
Глина физическая — пелит крупный	0,01—0,001 "
" " мелкий	< 0,001 "

Отсюда вытекает такая классификация:

Количество частиц < 0,01 в %	Современные отложения	Ископаемые отложения
5	Песок	Песок
5—10	Илистый песок	Глинистый песок
10—30	Песчанистый ил	Супесь
30—50	Ил	Суглинок
> 50	Глинистый ил	Глина

По вопросу о классификации глин также нет полного единодушия. В то время как одни склонны считать глинами лишь те тонкие рыхлые отложения, которые состоят существенным образом из каолина или другого водного силиката глинозема, другие (Земятченский) видят характерную особенность глины не в ее химическом составе, а в физических ее особенностях и распространяют это название на всякий материал, независимо от его состава, который измельчен до такой степени, что дает с водой пластическую массу. Саломон предлагает сохранить название «пелиты» для первого типа глин, а второй называть «альфититами» (ἄλφειτον = мука); при затвердевании альфититов получаются глинистые сланцы — «склеропелиты».

Для механических отложений, как песчаных, так и глинистых, характерными признаками являются не только механический состав, но и количественный минералогический состав, а также наличие тех или иных минералов. На этих признаках основана литологическая характеристика разных горизонтов нефтеносных и других свит отложений. Работы в этом направлении у нас были проведены Аншелесом, Батуриным, Вишняковым, Немовой и др. Батурин предлагает ввести понятие о терригенно-минералогических провинциях, понимая под этим области седиментации геологического прошлого, охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов (особенно характерны тяжелые) (139).

Пески, песчаники и кварциты

Песками называют рыхлые механические минеральные отложения, у которых диаметр зерен не превышает приблизительно 1 мм; наиболее грубые пески, лежащие на границе между собственно песками и тонкими галечниками, носят название гравия. Пески различаются по происхождению, по составу и по крупности зерна. По происхождению пески распадаются на морские, озерные, речные и континентальные (пустынные). По крупности зерна классификация песков довольно разнообразна и условна, тем более что наряду с сортированными песками, состоящими из песчинок приблизительно одинаковых размеров, существуют и несортированные пески, в состав которых входят частицы различной крупности: это — супеси, от которых можно установить переходы через глинистые пески к суглинкам и далее к глинам. Принимая, вообще говоря, три группы песков по крупности, а именно крупнозернистые, или грубые, среднезернистые, т. е. наиболее обычные, и мелкозернистые, или тонкозернистые, тонкие, границы между ними проводят различно; часто считают среднезернистыми пески с диаметром зерен от 0,1 до 1 мм.

Размеры песчинок в песчаниках колеблются в пределах 0,2—3 мм. По составу значительно господствуют кварцевые пески; для стеклоделия ценятся белые почти чисто-кварцевые пески. Аркозовые пески более или менее богаты полевым шпатом; далее известны пески магнетитовые, известковые, глауконитовые. В виде примесей в некоторых песках встречаются довольно разнообразные минералы (140).

Песчаники и кварциты составляют вместе с песками группу так называемых среднеобломочных, или псаммитовых, т. е. песчаных, пород.

Песчаники (рис. 211—217) — это сцементированные пески, а кварциты — те из них, в которых кварцевые песчинки сцементированы кварцевым же цементом, так что получается



Рис. 211. Песчаники в верхней части Большого каньона Колорадо.

Фото В. Ф. Левинсона-Лессинг.

более или менее сливная кварцевая масса, в которой простым глазом отдельные кварцевые зерна уже неотличимы.

Таким образом, всякий песчаник состоит из двух составных частей различного происхождения; песка и цемента (рис. 214 и 216). Песок может быть различного происхождения, т. е. континентальный, пустынный, речной или морской. Но так как, независимо от этого происхождения, песок всегда

является результатом механического переноса и сопровождающих этот перенос коррозии и обтачивания, то в песках сохраняются, конечно, лишь наиболее твердые составные части пород, по преимуществу гранитовых, из которых получают

пески, т. е. главным образом кварц.



Рис. 212. Обнажение нижнепалеозойского песчаника на р. Ии (Восточная Сибирь).

Большая часть песков, а следовательно и образующихся из них песчаников, состоит целиком или почти целиком из кварцевых зерен; в некоторых, особенно если они залегают недалеко от тех гранитов, от разрушения которых они получались, имеется примесь полевого шпата; песчаники, образовавшиеся из этих песков и содержащие более или менее значительную примесь полевого шпата, носят название *аркозов*; а если имеется, как иногда это наблюдается, еще и примесь слюды,

то получают своеобразные песчаники, по качественному минералогическому составу напоминающие гранит, которые иногда называют регенерированными гранитами. Примесь других минералов наблюдается в кварцевых песчаниках сравнительно редко или случайно. Что касается цемента; то его состав очень разнооб-



Рис. 213. Песчаники у Борисахо по Хевсурской Арагве. Центральный Кавказ.



Рис. 213а. Кварцитовые скалы на горе Пырве. Северный Урал, истоки Шугора.

Фото А. Н. Алешкова.

разен; цемент может быть карбонатный (кальцитовый), глинистый, кварцевый, гипсовый, мергелистый, глауконитовый, лимонитовый, битуминозный. В цементе, особенно в глинистом или

мергелистом, могут получаться вторичные мелкие новообразования кварца. При кварцевом цементе наблюдается иногда в метаморфических кварцитах и песчаниках нарастание кварцевого вещества на кварцевые песчинки; получаются кристаллические очертания, причем наружные новые части этих кварцевых кристаллов отличаются чистотой и прозрачностью от старых зерен, мутных, более или менее богатых включениями (рис. 217).

Для технической оценки песчаников с точки зрения их пригодности

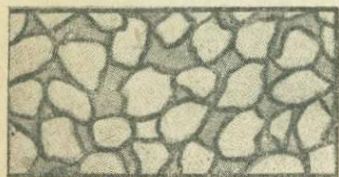


Рис. 214. Схема микроструктуры песчаника, богатого цементом (по Howe).

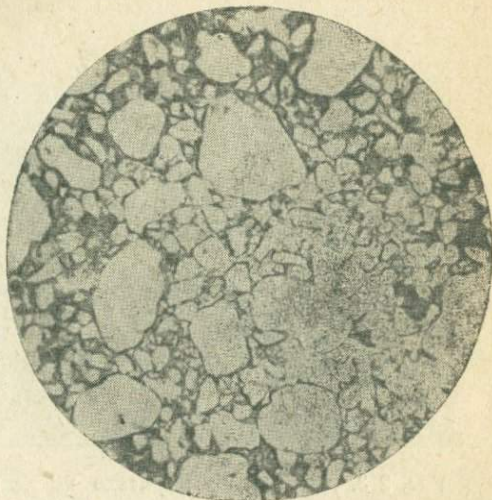


Рис. 215. Порфириовидная микроструктура у нижнепалеозойского песчаника с берегов р. Ангары.

Фото Н. Л. Дилакторского.

в качестве строительного материала, т. е. их механической прочности и климатической стойкости, имеют значение: состав песчинок, состав и строение цемента, количественные отно-

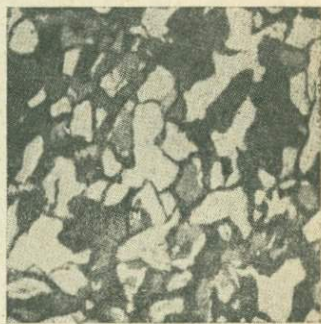
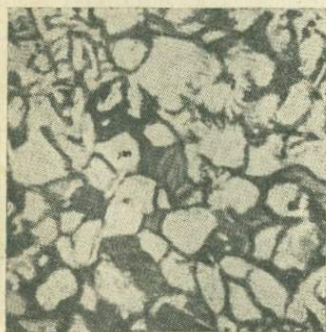


Рис. 216. Микроструктура песчаника. Микроструктура кварцита.

шения между песчинками и цементом, расположение цемента, характер срастания песчинок с цементом и песчинок между собою. Ограничимся указанием на несколько особенностей песчаников

в этом отношении. Цемент может составлять общий фон, в котором, так сказать, плавают разобщенные песчинки, так называемый *базальный* цемент; цемент образует тонкие пленки в местах соприкосновения песчинок, так называемый *контактный* цемент; цемент выполняет отдельные разобщенные поры между песчинками, это — цемент *поровый*. Песчинки, если соприкасаются между собою, срastaются или при посредстве цемента или непосредственно путем нарастания на них кварца; таким путем уже совершается переход к кварцитам. Число срastаний и периметр срastания по отношению ко всему периметру зерна дают при прочих равных условиях мерило прочности, которое может быть систематизировано в виде особых диагностических таблиц.

Процентное содержание цемента не всегда является выразителем прочности песчаника и климатической его стойкости, так как при этом имеет значение состав цемента, характер его распределения и т. п. Для технической оценки песчаника требуется знание не только этого, но также и характера срastания кварцевых песчинок между собою, а равно определения углекислоты, пирита, извести, магнезии.

Песчаники широко применяются в качестве строительного камня; по механической прочности и климатической стойкости они значительно уступают гранитам и базальтам, но зато легче обрабатываются.

В зависимости от структуры, текстуры, состава цемента механическая прочность и климатическая стойкость песчаников колеблются в широких размерах. Так, по сопротивлению сжатию различают песчаники: очень прочные — 1500—2200, прочные — 900—1400, средние — 500—800, слабые — 250—400; по изнашиванию: очень твердые — 1,4—3,0, твердые — 4—5, средние — 6—7, слабые — 8—12. Твердость в % от твердости наждака 0,7—4,2.

Кварциты обладают высокими качествами строительного и



Рис. 217. Вторичное нарастание кварца в кварците из Сен-Дени д'Оту в поляриз. свете: увелич. 25. Каждое кварцевое зерно имеет железистую оторочку и окружено зоной нарастания из вторичного водянисто-прозрачного кварца (по Кайё).

облицовочного камня (твердость около 7; изнашивание 0,5—2), но они очень трудны в обработке.

Среди разнообразных микроструктур песчаников отметим интересный тип *порфировидного облика*, обусловленного более или менее правильно разбросанными отдельными более крупными зернами среди более мелкозернистой основной массы; такая структура была встречена в нижнепалеозойских песчаниках с берегов Ангары (рис. 215). Нарастание вторичного кварца на песчинки и образование мельчайших кристалликов кварца в мергелистом или ином цементе некоторых песчаников говорит о том, что простое

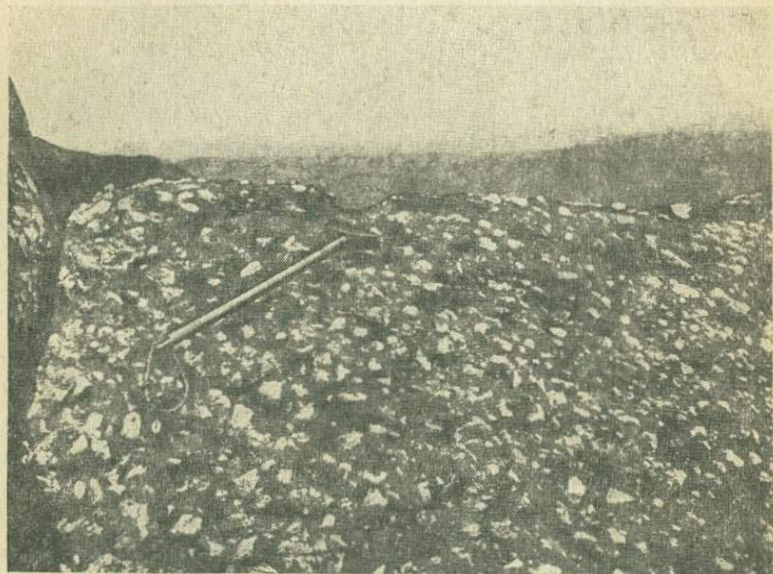


Рис. 217а. Филлито-кварцитовый внутрикоровый конгломерат. Северный Урал, район Шугора.

Фото А. Н. Алешкова.

валовое определение кремнекислоты не отражает диагенетических, метагенетических и метаморфических процессов в некоторых песчаниках, в которых имеется кремнекислота различного происхождения.

При неоднородности состава получается неравномерное пещеристое выветривание разных частей, выкрашивание. Слоистость и пористость иногда явны и даже выражены очень резко, особенно при различной окраске различных слоев; если же слоистость или пористость замаскированы или неявны, то они могут быть обнаружены при помощи окрашивания путем погружения в красящие растворы (рис. 12).

Термин кварцит, как это отмечает Кайё, обнимает несколько типов пород различного происхождения. Принимая во внимание, что кварциты вместе с тем часто связаны переходами с песчаниками, он дает следующую группировку:

Песчаники	{ собственно песчаники песчанико-кварциты	
Кварциты		{ кварцито-песчаники собственно кварциты

Дальнейшие подразделения по структуре.

Многие кварциты входят уже собственно в состав формации кристаллических сланцев. Тимофеев предлагает называть кварцитами, независимо от состава цемента, все кварцевые песчаники, которые подверглись в той или иной мере метаморфизму (141).

В хороших песчаниках песчинки должны быть исключительно или почти исключительно кварцевые, лишь с незначительной примесью отдельных зерен свежего полевого шпата, иногда немного глауконита и слюды; цемент между зернышками кварца кварцевый, придающий им особый блеск или более или менее сильно окремененный. Контактный цемент между песчинками карбонатный, глинистый, глауконитовый и т. п. значительно понижает достоинства песчаников и может сделать их непригодными; напротив, при кварцевом цементе в контакте между зернами цемент, выполняющий поры, может быть и глинистым и карбонатным и т. п. без значительного ущерба; отсутствие резкого плоскопараллельного сложения и тонкой слоистости. Чем больше число кварцевых зерен, с которыми срослось каждое кварцевое зерно, и чем больше периметр срастания, тем прочнее данный песчаник при прочих равных условиях. Карбонатный цемент непригоден для подводных сооружений или для таких, которые подвергаются действию воды или дымовых газов.

Брекчии и конгломераты

Если более или менее грубый щебень, образовавшийся вследствие вулканического взрыва, вследствие физической дезинтеграции при атмосферном выветривании или вследствие раздробления твердых пород вдоль плоскостей трения при дислокационных смещениях, впоследствии цементируется и превращается в твердую породу, получается брекчия. Если таким же путем, т. е. позднейшей цементировкой, образуется твердая порода из окатанных речных ледниковых или морских галек и валунов, то получается конгломерат. Следовательно отличительным признаком этих двух типов грубообломочных пород, объединяемых под названием *псефитовых*, является то, что брекчия состоит из угловатых, а конгломерат — из окатанных обломков. В зависимости от того, состоит ли брекчия или конгломерат из обломков одной или нескольких пород, различают *моногенные*, или *мономиктные*, и *полигенные*, или *полимиктные*, породы.

Конгломераты распространены гораздо шире брекчий и встречаются в отложениях самого различного возраста. Из особых типов можно отметить следующие: нагельфлю и веррукано в Альпах, топанхоаканга в Бразилии и спарагмит в Скандинавии.

Конгломераты, входящие в состав более или менее сильно дислоцированных областей, являются спрессованными; гальки сплюснуты и вытянуты; при сильной метаморфизации они могут перейти

в кристаллические сланцы, например в гнейсы, особенно если конгломерат был по преимуществу гранитовый, причем очертания галек иногда могут сохраниться в виде остаточных признаков первоначальной структуры метаморфизованной породы.

Если рассматривать брекчию как структурный термин, то можно различать следующие генетические типы: 1) брекчии гидатогенные, т. е. получившиеся от гидрхимического цементирования щебня; 2) брекчии трения, или дислокационные, образовавшиеся вследствие раздробления горной породы вдоль плоскости сброса или шаррижа с позднейшей цементировкой; 3) брекчии вулканические, образовавшиеся путем цементирования обломков лавы позднейшей лавой такого же или иного состава, как, например, так называемая Соломенская брекчия окрестностей Петрозаводска. Брекчии, содержащие кости ископаемых животных, называют костяными брекчиями; сюда относится, например, так называемый северский остеолит Курской области — фосфорит, богатый костями меловых пресмыкающихся.

В конгломератах преобладают гальки кварцита, гранита, вообще твердых пород, но встречаются и известковые конгломераты, например так называемые известковые нагельфлю Швейцарии. При уменьшении крупности галек конгломераты переходят в микроконгломераты и постепенно сливаются с грубыми песчаниками.

Пелитовые или глинистые породы (глины, латериты, бокситы)

Под названием пелитовых или глинистых пород мы понимаем те тончайшие мелкообломочные породы, которые имеют, вообще говоря, глинообразный облик и с водою дают пластическую массу. Эти отложения, повидимому, первоначально всегда имеют коллоидальное строение, но с течением времени, а в особенности под влиянием позднейших воздействий, происходит коагуляция, т. е. увеличение размеров частиц вследствие образования более крупных комков или же кристаллизация. Наиболее типичными представителями пелитовых пород являются глины, т. е. породы, состоящие целиком или почти целиком из каолина (*каолиниты*), аллофана (*аллофаниты*) или смеси этих гидросиликатов глинозема с мелко-раздробленными алюмосиликатами (полевыми шпатами), кварцем, гидратами глинозема. Лаппаран недавно предположил разделить глины на три типа, различающихся как по минералогическому составу, так и по генезису: галлузитовые, мономориллонитовые и каолинитовые (142). Некоторые, особенно очень тонкозернистые, глины содержат более или менее существенное количество слюды и бедны каолином (Аншелес, Сальминен).

Иногда наблюдается стремление исключить из определения глины химический элемент и рассматривать ее исключительно с точки зрения физического состояния, т. е. называть глиной всякое отложение, состоящее из настолько мелких частиц, независимо от их состава, что оно способно с водою давать пластическую массу (Земятченский). Мы сохраним в дальнейшем такое чисто-физическое определение за общим понятием «пелиты» и будем различать собственно глины в тесном смысле слова, т. е. пелиты, состоящие исключительно или преимущественно из водных силикатов глинозема,

и глиноподобные отложения, т. е. пелиты иного состава, а также латериты и бокситы, которые состоят целиком или в значительной степени из свободных гидратов глинозема.

Во многих глинах главными составными частями являются каолин и разные стадии гидратизации слюды, получившие название гидрослюды (Гальгин и Соммерс) и представляющие, повидимому, разные стадии превращения серицита в каолин путем потери калия и гидратизации; возможен и обратный процесс, т. е. образование слюды из каолина (Лемберг, Земятченский).

Глины встречаются в отложениях всех систем и представляют большое разнообразие окраски — от белых или светложелтых каолинитов до черных жирных глин; имеются желтые, красные, зеленые разных оттенков, наконец пестрые.

Многие глины содержат примесь песка, при некотором содержании которого говорят уже о суглинках, которые в свою очередь через более или менее богатые глиной пески, так называемые супеси, связаны переходами с настоящими песками. Присутствие примеси углекальциевой соли обуславливает образование так называемых мергелистых глин, а затем и мергелей.

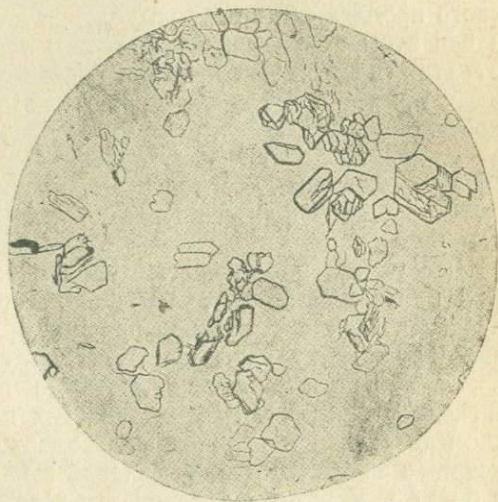


Рис. 218. Микроскопический препарат каолина (по И. И. Гинзбургу).

Глины слоисты, иногда тонкослоисты, часто сланцеваты — так называемые сланцеватые глины. При метаморфизации этих последних, в частности песчаных и мергелистых разновидностей, получаются глинистые сланцы и в дальнейшем филлиты.

Следует также упомянуть о встречающейся примеси органических веществ (битуминозные глины), пирита — в виде кристаллов или в мелкораздробленном состоянии, фосфорита, кальцита, сферосидерита, слюды (часто в виде новообразования).

В генетическом отношении глины могут быть *автохтонными*, т. е. залегающими на месте своего образования, или *аллохтонными*, т. е. перенесенными, перемытыми и переотложенными иногда очень далеко от места своего образования; автохтонные глины являются продуктами выветривания и разрушения силикатных кристаллических пород на месте их залегаания, а также выщелачивания глинистых известняков (так называемые остаточные глины, например terra rossa); вторичные, или аллохтонные, отлагаются в аллювиальных долинах, в озерах, в морях.

Автохтонные глины, согласно Гинзбургу, могут быть разбиты на

остаточные глины, которые в свою очередь распадаются на продукты разложения как восходящими (аногенными), так и нисходящими (катогенными) растворами, и на глины выщелачивания.

По применению различают фарфоровые, фаянсовые, кирпичные, огнеупорные глины. Наиболее важным представителем глин является каолиновая глина, или каолинит.

Являясь образованием вторичным, связанным с изменением минеральных образований иного происхождения, каолинит образуется преимущественно за счет ортоклаза гранитов и порфиров, но также из плагиоклазов габбровых пород и из других минералов. Если каолинит остается на месте своего образования, то в нем имеется более или менее значительная примесь слюды, кварца, неразложившего полевого шпата, а также некоторые новообразования, часто проливающие свет на условия его образования. Перенесенные и при этом отмученные каолиниты, конечно, являются свободными от этих примесей, более или менее чистыми. Причиной тех или иных примесей в глинах часто является их адсорбционная способность.

Глины легко поглощают анилиновые краски из раствора; это служит хорошим диагностическим средством для распознавания глин вообще и примеси глинистых веществ к тем или иным породам.

Все глины, кроме чистых каолинитов, содержат примесь песка. При более или менее значительном содержании песка порода получает название *суглинка*, причем в зависимости от количества песка различают тяжелые и легкие суглинки. При преобладании песка получают *супеси*, которые являются уже переходными звеньями к пескам. Различение этих пород основано на механическом анализе и на процентном содержании глинистых частиц диаметром меньше 0,001 мм, песчаной пыли и песка, т. е. частиц в 1 мм и больше. У разных авторов эти границы проводятся различно, но в общем глины содержат глинистых частиц не меньше приблизительно 50%, суглинки — не менее 20%, супеси — не более 10%.

К суглинкам примыкают те желтоватые, очень тонкозернистые песчано-мергелистые отложения, которые известны под названием *лѣсса* и лёссовидного суглинка. Лѣсс широко распространен в Китае, Туркестане, на юге Европейской части СССР, встречается в долине Рейна и т. д. Лѣсс состоит из мельчайших зерен песка, глины и углекальциевой соли с различными примесями (гидрат окиси железа, слюда); углекальциевая соль в некоторых случаях образует известковые конкреции, известные под названием журавчиков (*Lösskindel*, *Lösspüppchen*); такой лѣсс на Украине называется белоглазкой. Относительно способа образования лѣсса мнения еще расходятся, и по этому вопросу существует большая литература. Рихтгофен приписал китайскому лѣссу эоловое происхождение, т. е. рассматривал его как отложение туркестанского лѣсса. Другие считают лѣсс за пресноводное отложение или за продукт отмучивания подножной морены (Докучаев).

Глины содержат нередко примесь рассеянной углекальциевой соли; при существенном ее содержании получается *мергель* (см. стр. 415).

Глины иногда делят с точки зрения их физического состояния на кристаллические (по преимуществу каолин и твердый накрит), в которых под микроскопом можно иногда открыть кристаллические пластинки каолина (рис. 218), и аморфные — это по преимуществу аллофановые глины. Росс и Керр применили к исследованию каолинитов рентгеновские лучи и обнаружили в них каолин, дицит и накрит. Каолин несомненно образуется путем обыкновенного выветривания под действием CO_2 или слабых растворов; об этом определенно говорят псевдоморфозы и появление во многих случаях каолинита в коре выветривания. Однако не все каолиниты образовались таким путем. Глубина залегания многих каолинитов и приуроченность некоторых из них к области буроугольных залежей привели к допущению, что каолиниты могут образоваться от действия буроугольных или торфяниковых гумусовых кислых вод. Однако не все каолиниты образовались и этим путем, как показывает их залегание, часто за пределами буроугольных отложений. Присутствие в некоторых глинах плавикового шпата, новообразований слюды, в связи с особенностями их залегания, указывает еще на третий возможный — и для некоторых случаев очень вероятный — способ образования, а именно на действие поствулканических пневматолитических процессов. Образование каолинитовых отложений южной части СССР, согласно Гинзбургу, по преимуществу связано с особыми климатическими условиями палеогена.

Квасцовые глины богаты мелким пиритом и идут на изготовление квасцов. *Сукновальная* глина содержит магнезию, не пластична, поглощает жиры и масла; так называемые адсорбирующие и отбеливающие флоридиновые глины и породы Закавказья (Грузии) получили от Твалчредидзе название *асканитовых*. Следует также упомянуть *огнеупорные* глины.

Пеликанит — это пропитанный опалом каолинит, образовавшийся на юге СССР из гранитов, а также, согласно Гаврусевичу (143), из гнейсов, габбро и других изверженных пород. Пеликанитизацию Тарасенко приписывает пневматолитическому воздействию эффузивных пород, составляющих последнюю фазу магматической деятельности Юга СССР.

Перечислить месторождения глин вообще не представляется возможным вследствие их необычной многочисленности. Для каолинита можно указать Китай, откуда произошло и самое название, Мейсен в Саксонии около Дрездена, Лимож во Франции, Корнваллис в Англии и многие местности Северной Америки; в СССР обширные области в пределах Украины; славится Глуховский каолинит Черниговской области.

Латериты и бокситы. Глиноподобные отложения, известные под названием латеритов и бокситов, состоят по преимуществу или почти целиком из гидратов глинозема, главным образом гидраргиллита, а также диаспора, как это было впервые установлено Бауэром. Подобно каолинитам и они залегают или на месте своего образования — и в таком случае часто сохраняется физическая целостность и даже макроструктура породы, которая дала им начало, или же они переотложены подобно перемытым глинам — латерит долин. Красная окраска латеритов зависит от гидратов окиси железа;

в них имеется также примесь кремнекислоты, иногда аморфной. Латериты залегают в тропическом поясе; для аналогичных им бокситов [впервые описанных из Бо (Ваух) во Франции] приходится допустить такое же образование, т. е. тропический климат в области их залегания в эпоху их формирования. Холландом было высказано предположение, что латеритизация должна быть приписана нитробактериям. Не отрицая их значения, следует, однако, думать, что в этом процессе имеется прежде всего проявление щелочного выветривания, поддерживаемого большим количеством атмосферных вод. Под действием растворов щелочных солей происходит отщепление глинозема от кремнезема, как это происходило и в опытах Тугутта. Но в отличие от лабораторных опытов, где в герметически закрытом сосуде происходило отщепление лишь части, а именно обыкновенно одной трети глинозема из алюмосиликата, в природе, где действующий раствор постоянно обновляется, этот процесс расщепления мог дойти до конца. В отличие от этого щелочного процесса каолинизация приурочена в области кислого выветривания, где кремнезем не растворяется и не выщелачивается. Каолинизация и латеритизация совершаются иногда параллельно или последовательно. Поэтому каолины и бокситы залегают в некоторых месторождениях совместно, как, например, тихвинские бокситы Ленинградской области или бокситы на базальтах Фогельсберга в Германии. В этом последнем месторождении особенно интересно, что процесс выветривания базальта часто начинался с каолинизации, а затем переходил в бокситизацию. Так, по исследованиям Харассовица, на базальтах Фогельсберга сначала образуется каолиновая глина, затем уже превращающаяся в боксит.

По Бауэру процесс латеритизации состоит в превращении минералов горных пород в чешуйчатые агрегаты гидраргиллита, механически смешанные с водной окисью железа; если в породе был кварц, он остается нетронутым. В зависимости от количественных отношений между глиноземом и окисью железа можно установить непрерывный ряд от чисто-алюминиевого латерита до чистой железной руды. Согласно Арсандо, при латеритизации образуются частью каолин, частью коллоидальные гидраты железа и глинозема; впоследствии происходит кристаллизация и разделение Fe и Al с образованием гидраргиллита и бурой окиси железа.

Бокситы и латериты являются показателями ихних, а именно тропических, климатических условий, и потому имеют большое палеогеографическое значение. О широком распространении латеритовых образований говорит подсчет Тилло, по которому латериты покрывают 49% поверхности Африки, 16% — Азии и 43% — Южной Америки.

Харассовиц (144) объединяет все породы, существенной частью которых являются гидраты глинозема, под названием аллиты. В зависимости от того, состоят ли они из тригидрата (гидраргиллита) или моногидрата (диаспора), он различает тригидраллиты и моногидраллиты. Тригидраллиты образуются путем выветривания силикатных пород преимущественно в тропическом климате; характерной их особенностью является сохранение первоначальной структуры горной породы; типичным их представителем является

латерит. Моногидраллиты залегают на известняках и доломитах и образуются за счет возникших из упомянутых карбонатных пород красных глин под действием горообразующих сил. Типичным представителем моногидраллитов являются *бокситы*.

Между латеритами и глинами существуют переходы, которые, согласно Фермору и Лакруа, могут быть основаны на количестве так называемых латеритных составных частей, т. е. гидратов глинозема, также окислов железа и марганца; иногда в них встречаются и гидраты титановой кислоты. С этой точки зрения можно различать:

латериты в тесном смысле слова: 100—80% латеритных составных частей, т. е. свободных гидратов глинозема;

глинистые латериты: латеритных составных частей 90—50%;

латеритные каолины и глины: латеритных составных частей 50—10%;

каолины и глины: латеритных составных частей менее 10%.

У нас представляют интерес тихвинские бокситы. Они были микроскопически изучены Аншелесом, который различает по минералогическому составу две разновидности: гидраргиллитовую и диаспоровую (диаспор в ней в виде аморфного спорогелита, по терминологии Киспатича).

В североуральских бокситах Немова (144а) различает два типа: бёмитовый и диаспоровый.

Сохраняя название «латериты» как общее обозначение для всех продуктов, в состав которых входят свободные гидраты глинозема, Лакруа предлагает называть их гиббситовыми, если гидрат глинозема кристаллический (гидраргиллит), и бокситовыми, если он аморфный.

Вопрос о том, идет ли процесс латеритизации всегда таким образом, что сначала образуется каолинит, а затем из него латерит, или же полевые шпаты могут давать непосредственно гидраргиллит, не может еще считаться разрешенным; теоретически возможны оба пути. Точно так же и вопрос об органическом, т. е. бактериальном, или обыкновенном неорганическом происхождении латерита не выяснен; и здесь возможны оба предположения. Несомненно, однако, что при неорганическом происхождении латерита следует считаться с тем, что гидролизация глин или полевых шпатов происходит на поверхности в области циркуляции временных вод (то, что Кэмпбелль называет зоной перемежающегося насыщения), а образование глин — под покровом постоянных вадозовых вод (зона постоянного насыщения Кэмпбелля).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

Представление о метаморфизме ведет свое начало от Хёттона (1788 г.), но самые термины «метаморфизм» и «метаморфические породы» были введены Ляйеллем (1830 г.) (145).

Характерными признаками метаморфических пород являются особенности их строения и минералогического состава, которые

приобретены ими при изменении условий равновесия, последовавшем более или менее долго спустя после их образования. Следовательно, вообще говоря, метаморфические породы — это породы вторичные, получившиеся путем более или менее значительного видоизменения первоначальной породы, изверженной или осадочной. В отличие от явлений выветривания, которые характеризуют поверхностные изменения горных пород и соответствуют условиям равновесия на поверхности или близко от нее, т. е. низким температурам и обыкновенному давлению, метаморфизм обнимает все процессы видоизменения, обусловленные либо высокой температурой, либо высоким давлением, либо комбинацией того и другого. Отсюда вытекает, что метаморфические породы образуются или на более или менее значительной глубине, или вблизи источников высокой



Рис. 219. Прессованный миаскит (по Д. С. Белянкину).

температуры, т. е. в области высоких изогеотерм или по соседству с интрузиями, или наконец в тех слоях земной коры, где одновременно действуют оба фактора метаморфизма: высокое давление и высокая температура. К этим факторам присоединяется еще действие горячих подземных минеральных вод и плутонических газообразных веществ. Другими словами, метаморфические породы получаются из осадочных или изверженных в условиях глубинного метаморфизма, более или менее глубоко затрагивающего минералогический состав и структуру породы.

Обыкновенно различают два типа метаморфических пород соответственно двум типам метаморфических процессов: *породы контакт-метаморфические*, образующиеся под непосредственным контактным действием интрузивных магматических пород, и *породы регионально-метаморфизованные*, или *кристаллические сланцы*, образовавшиеся под влиянием общего или регионального метаморфизма, без непосредственного видимого контакт-метаморфического действия изверженных пород. Однако, с тех пор как стали известны

контакт-метаморфические поля шириною в километры и даже 10—15 км (Мейстером была описана контактная зона на Слюдянке шириной в 12 км, что и побуждает его говорить о контактово-региональном метаморфизме, 146), невольно напрашивается представление, что региональный метаморфизм во многих случаях является лишь скрытым контактным метаморфизмом на большие расстояния, а соответствующие породы — телеконтактными (Мишель-Леви уже давно было отмечено, что на глубине контактный метаморфизм постепенно сливается с региональным).

В таком случае можно было бы контакт-метаморфическим породам как результату термометаморфизма противопоставлять породы динамометаморфные, т. е. такие, на которых сказались механические действия дислокационного давления без заметного участия повышенной температуры; в этих породах наблюдаются более или менее значительные механические структурные изменения, но сравнительно незначительная перекристаллизация или изменение минералогического состава (рис. 219, 220 и 221). Таким образом, если присоединить сюда еще указанные ниже (стр. 458) мигматиты, можно свести всю совокупность метаморфических пород к четырем типам: породы *фанероконтактные (явноконтактные)*, *телеконтактные (скрытоконтактные)*, *дислокационные (тектониты)* и *мигматиты*. В первых двух метаморфизм выражается исключительно или по преимуществу в процессах термальной перекристаллизации и в изменении минералогического состава — в первом типе под непосредственным контактным действием интрузивной массы, во втором — под влиянием отдаленных магматических масс или общей внутренней теплоты; при этом химический состав остается неизменным или же подвергается изменениям. В тектонитах господствуют катакластические явления, вторичная сланцеватость и т. п. проявления дислокационного дифференциального давления в чистом виде, — тогда образуются разные *милониты*, — или же эти явления сопровождаются также и процессами новообразования минералов и перекристаллизации. Наконец на мигматиты налагают свой отпечаток частичное расплавление или инъекция.

К понятию об общем или региональном метаморфизме, ведущему свое начало еще от Хёттона и окончательно установленному Дюроше, Делессом и Добрэ, в противоположность контактному, Ван-Хайз, Зедергольм, Бекке, Грубенман и Лукашевич приложили в последние годы представление, исходящее из того, что степень метаморфизации и самый характер ее зависят от той глубины, на которой она совершается. В то время как в верхних слоях земной коры действуют по преимуществу дислокационные процессы и происходят раздробления и т. п. проявления механического метаморфизма, на большой глубине действует в связи с односторонним или, вернее, дифференциальным давлением и прогревание, а потому метаморфизм выражается в пластических деформациях, в перекристаллизации; еще глубже, где действует уже гидростатическое равномерное давление, происходят значительные изменения минералогического состава. Поэтому можно говорить о различных глубинных зонах метаморфизации, каковых Грубенман различает три (эпизона, метазона и катазона) так же, как и Ван-Хайз, который

тоже проводит представление не о двух зонах, как обыкновенно ему приписывают, а о трех: верхняя зона разломов, *катаморфизма*, нижняя зона истечения, или *анаморфизма*, и промежуточная зона, в которой сочетаются изломы с жидкостным истечением, т. е. с пластичностью (147).

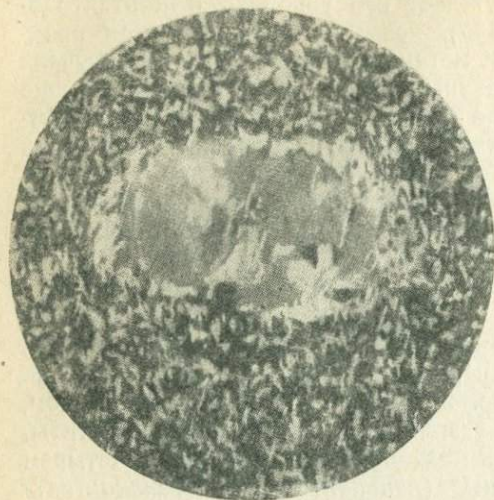


Рис. 220. Микроструктура каталистического миаскита (по Д. С. Белянкину).

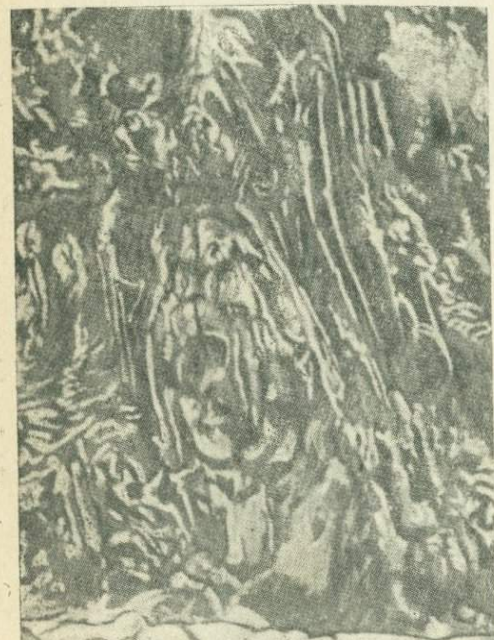


Рис. 221. Прессованные сланцы с жилой диабазы. Архотский перевал. Центральный Кавказ.

Другой способ выражения понятия о зонах метаморфизации и соответствующем им гетероморфизме — это «минеральные фации» Эскола.

Минеральная фация, согласно Эскола, обнимает все породы, образовавшиеся при одинаковых условиях температуры и давления; при этом масса определенного химического состава дает одинаковую ассоциацию минералов, независимо от способа кристаллизации — будь то кристаллизация из расплава, из водного раствора или пара, будь то непосредственная первичная кристаллизация или перекристаллизация уже существующих минеральных масс.

Условия образования равновесия разных минеральных фаций в метаморфических породах в зависимости от глубины рассмотрены Коржинским (147 а).

Минеральные фации — это группы пород, состоящих из минералов, находящихся в равновесии при данных условиях температуры, давления и концентрации. При изменении этих условий изменяется и минералогический состав. Так, например, комбинации серицит-хлорит или альбит-эпидот, соответствующие зоне зеленых сланцев Эскола (147 б) — приблизительно эпизона Грубемана — при изменении термодинамических условий в сторону, ха-

рактерную для больших глубин, переходят в мусковит, биотит, амфибол и сравнительно основные плагиоклазы.

Эскола различает в связи с этим фаццию зеленых сланцев и амфиболитовую фаццию.

Другой хороший пример представляют амфиболизированные габбро из Вредеферта в Трансваале (Южная Африка), описанные Моленграфом и Холлеем (149а; авторы называют эти породы эпидиоритами): пироксен превращается в актинолитовый амфибол, полевой шпат замещается цоизитом, отчасти альбитом; происходят и другие изменения минералогического состава, а валовой химический состав остается почти неизменным.

	Неизменное габбро	Частично измененная порода	Нацело измененная порода
SiO ₂	51,70	51,65	52,50
TiO ₂	1,35	0,95	1,15
Al ₂ O ₃	14,40	14,60	10,50
Fe ₂ O ₃	3,30	0,30	4,50
FeO	9,5	11,10	9,65
CaO	9,75	9,85	10,95
MgO	7,60	6,95	7,25
Na ₂ O	2,15	2,65	2,30
K ₂ O	0,55	0,65	0,20
P ₂ O ₅	—	0,10	0,10
H ₂ O	0,20	0,25	0,20
П. п. пр. . .	0,05	1,00	0,06
	100,55	100,05	99,36

Если сопоставлять породы различных глубинных зон, имеющие одинаковый химический состав и происшедшие из одного и того же первоначального материала, то можно проследить, как изменяется минералогический состав с глубиной. Верхней зоне метаморфизации соответствуют одни минералы, средней — другие, в нижней, наконец они уступают место третьим. Не входя в детали этих сопоставлений, которые иногда отличаются некоторой произвольностью, можно для иллюстрации привести следующее сопоставление; дистен верхней зоны заменяется в нижней силлиманитом; хлоритоиду верхней зоны в нижней соответствует альмандин; цоизит, характерный для верхней зоны, в нижней сменяется анортитом.

Разным глубинным зонам соответствуют разные минералы и разные минеральные ассоциации. Для верхней зоны характерны: хлорит, антигорит, роговая обманка, эпидот, цоизит, альбит, глаукофан, серицит; для средней: дистен, ставролит, альмандин, антофиллит, роговая обманка, пироп, эпидот, альбит, мусковит, биотит; для нижней: силлиманит, альмандин, бронзит, оливин, диопсид, омфацит, пироп, кордиерит, шпинель, анофтит, альбит, жадеит, ортоклаз, биотит. Как видно, некоторые минералы повторяются

в разных зонах, но есть и такие, которые устойчивы только в определенной зоне.¹

Смена зон первоначально связывалась непосредственно с глубиной. В настоящее время чисто батиметрические представления сменяются термодинамическими: ката-, мезо-, эпизоны — это определенные области формирования метаморфических пород, определяемые не глубиной залегания, а термодинамическими условиями, т. е. комбинацией температуры и давления.

Такие минералы, которые характерны (типичны) для определенных глубинных зон метаморфизации или вообще для определенных термодинамических условий, управляющих образованием той или иной породы, Бекке называет *типоморфными*. Некоторые параллельные минеральные ассоциации разных глубинных зон могут быть иллюстрированы следующими примерами, согласно Гейму:

Верхняя зона	Средняя зона	Нижняя зона
Хлорит, змеевик	Роговая обманка, гранат	Оливин
Хлорит, цоизит, эпидот	Полевой шпат, биотит	Гранат
Серицит, парагонит	Альбит, анортит	Плагиоклаз
Серицит	Микроклин	Ортоклаз
	Кварц, кальцит	Волластонит

Эти сопоставления показывают, что метаморфические породы могут при одном и том же химическом составе более или менее существенно различаться по минералогическому составу. Другими словами, мы видим здесь то явление, которое в изверженных породах называется гетероморфизмом. Но в то время как для изверженных пород гетероморфизм представляет явление редкое и, можно сказать, в общей массе изверженных пород большого значения не имеет, так как наблюдается лишь в виде исключения, для пород метаморфических это явление обычное, широко распространенное и, можно сказать, обязательное, поскольку оно вытекает как необходимое следствие из неустойчивости тех или иных минеральных ассоциаций при изменении первоначальных термодинамических условий. Самое понятие разных глубинных зон метаморфизации или, как иногда говорят, разных минеральных фаций, и есть не что иное, как констатирование гетероморфизма.

Интересный пример изменения минералогического состава и структуры в процессе метаморфизации одной и той же породы на разных глубинах — и следовательно в разных фациях — описывает Суги (149), который дает таблицу превращения андезито-базальтов, туфов и диабазов в зеленокаменные сланцы, актинолитово-зеленокаменные, переходные к амфиболитам, наконец в амфиболитовые роговики.

Метаморфические породы должны занимать особое положение в систематике горных пород как продукты глубинного метаморфизма. Стремление присоединить к метаморфическим породам и явные продукты контакт-метаморфизма вряд ли следует признать правильным. Контакт-метаморфические породы, явным образом связан-

¹ О структуре, минералогическом составе и фациях кристаллических сланцев и о физико-химических процессах в метаморфизме см., кроме общих сочинений, указанных в конце, 148.

ные с определенными изверженными породами, должны быть рассматриваемы совместно с этими последними, так как они несомненно входят в формацию той изверженной породы, с которой они связаны, характеризуют условия образования, условия застывания и все последствия кристаллизации той или иной глубинной породы, и без них представление об условиях образования интрузивных массивов было бы неполным.

С другой стороны, нельзя согласиться и с тем, что метаморфические породы не следует выделять в особую группу и что они должны быть присоединены к тем породам, из которых они получились (Вальтер, 150): ход метаморфизма, т. е. совокупность процессов, превративших какую-нибудь породу, изверженную или осадочную, в кристаллический сланец, часто имеет большее значение для формирования этого сланца, чем тот первоначальный материал, из которого он получился. Из разных пород в одинаковых условиях метаморфизма получают одинаковые кристаллические сланцы. И при таком их рассмотрении они не только утратили бы свою индивидуальность, но одни и те же породы находили бы себе место в разных группах горных пород.

Бекке, Грубенман (еще раньше Лепсиус) и некоторые другие проводят мысль, что в превращениях минералогического состава кристаллических сланцев находит себе выражение стремление к образованию в более глубоких зонах таких минералов и таких минеральных комбинаций, которые соответствуют меньшим молекулярным объемам; это — так называемый закон объемов. В отдельных случаях действительно наблюдается это явление, например в богатых гранатом эклогитах глубинной зоны; точно так же в минералах полиморфных можно установить, что в глубокой зоне образуется минерал с большим удельным весом (например, дистену средней зоны соответствует в нижней силлиманит); не следует, однако, забывать, что и при прокаливании или плавлении соответствующих минералов всегда получается, как показал Вернадский, силлиманит (или, по новейшим данным Боуэна, муллит, т. е. $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$). Однако далеко не всегда возможно провести эти сопоставления как общее положение, и тем более не всегда возможно, если не делать произвольных допущений, выражать происходящие при этом реакции формулами. Не следует также забывать, что в состав кристаллических сланцев, как и изверженных пород, входят не только минералы, образующиеся из своих составных частей с сокращением объема, но и те, которые образуются с увеличением объема (стр. 84), а именно полевые шпаты, играющие большую роль в составе кристаллических сланцев не только в виде остатков от первоначального состава метаморфизованной породы, но и в виде новообразований, как альбит, отчасти анортит.

Иллюстрацией наблюдаемого при дислокационном метаморфизме стремления к образованию более плотных минералов и минеральных комплексов могут служить, примеры проводимые в таблице на стр. 455.

Если некоторые минералы или полиморфные модификации, как уже было указано раньше, являются геологическими термометрами (стр. 212), которые определяют температурные условия некоторых

Глубинные зоны метаморфизации по Грубенману

Зоны	Температура	Давление	Структура	Продукты реакций	Минералы	Горные породы
Верхняя, или эпизона	Низкая	Одностороннее	Механическое раздробление, слабая кристаллизация новообразований	Гидроксильные группы в силикатах; карбонаты	Мусковит $\text{KH}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ Хлорит (водный алюмосиликат Fe и Mg) Тальк $\text{H}_2\text{SiO}_3 \cdot 3\text{Mg}_2\text{SiO}_3$ Эпидот $(\text{Al}, \text{Fe})_6 \text{H}_2\text{Ca}_4\text{Si}_6\text{O}_{28}$ Кальцит CaCO_3 Железн. блеск Fe_2O_3 Альбит $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ Кварц SiO_2	Филит Тальковый сланец Хлоритовый сланец Кварциты Горшечный камень
Средняя, или мезозона	Умеренная	Одностороннее	Кристаллизационная сланцеватость по принципу Рикке; структура порфиробластическая	ОН-группы; мало карбонатов	Мусковит Биотит (мусковит-хлорит) Эпидот, амфиболы Гранат $(\text{Ca} \cdot \text{Mg})(\text{Al} \cdot \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $(\text{Ca} \cdot \text{Mg})_2\text{SiO}_4$ Дистен Al_2SiO_5 Кварц SiO_2 Плагиоклаз Ab_3An Микроклин $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$	Слюдяные сланцы Гранатовые Гнейсы Амфиболиты Мусковитовые гнейсы Нефриты Мраморы Кварциты
Нижняя, или катазона	Высокая	Гидростатическое	Массивные структуры: гранобластические, роговиковые, ситовидные	Молекул. объем уменьшается; почти нацело исчезает ОН-группа	Биотит Все полевые шпаты Кварц Пироксен $(\text{Ca} \cdot \text{Mg})\text{SiO}_3$ Оливин $(\text{Mg} \cdot \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ Гранат, силлиманит Al_2SiO_5	Пироксеновые гнейсы Силлиманит. гнейсы Эклогиты Биотитов. гнейсы Кварциты Мраморы

Первоначальный состав	Уд. вес	Продукт метаморфизма	Уд. вес
Ортоклаз	2,52—2,58	Серицит	2,76—3,1
Плаггиоклазы	2,62—2,75	Мусковит	2,76—3,1
Мергель	2,6 —2,8	Соссюрит	3,25
Глина и глинистый сланец	2,1 —2,7	Эпидот	3,32—3,49
Кварцевый порфир	2,6 —2,7	Известковый филлит	2,7 —2,9
Диабаз, габбро	2,8 —3,0	Хлоритондный сланец	2,9
		Филлит	2,76—3,6
		Серицитовый сланец	2,8 —3,0
		Амфиболит	3,0 —3,5
		Эклогит	3,0 —3,5

процессов порообразования или контакт-метаморфических воздействий, то такие минералы, как гранаты, являются для процессов глубинного метаморфизма своего рода геологическим барометром (151) (или манометром). Возьмем такую систему:

гроссуляр \rightleftharpoons анортит + геленит + волластонит.

Известковый гранат, гроссуляр, широко распространенный в контакт-метаморфических и вообще метаморфических породах, может служить геологическим барометром, т. е. показателем высокого давления, если принять во внимание, что реакция идет при повышении температуры (но ниже 1265° ; т. е. температуры плавления этого граната) слева направо и при более или менее значительном давлении — справа налево.

В некоторых случаях превращения, совершающиеся в условиях глубинного метаморфизма, действительно указывают на уменьшение молекулярного объема, как показывают следующие примеры, в которых даны соответствующие молекулярные объемы:

оливин . . . Mg_2SiO_4	43,9	} дают гранат $CaMg_2Al_2Si_3O_{12}$	125,8 (если уд. вес 3,32)
анортит . . . $CaAl_2Si_2O_8$	101,1		121 (если уд. вес 3,45)
	145,0		
диопсид . . . $CaMgSi_2O_6$	68,0	} дают { гранат $Ca_2MgAl_2Si_3O_{12}$	123,0
анортит . . . $CaAl_2Si_2O_8$	101,1		кварц SiO_2
	169,1		145,8

Эти примеры доказательны, хотя формулы минералов и упрощены. Но во многих случаях мы не в состоянии учесть объемные соотношения, так как не имеем точных анализов минералов, не принимаем во внимание воду, углекислоту и т. п.¹

В главе об изверженных породах уже было указано значение правила фаз как регулятора минеральных ассоциаций, возможных или невозможных, устойчивых или неустойчивых для данной смеси компонентов при той или иной комбинации температуры и давления. Гетероморфизм метаморфических пород в разных глубинных зонах метаморфизации является непосредственным выражением

¹ Исключения из закона объемов и многие соображения о метаморфизации см. 152.

ной перекристаллизованной породе, т. е. когда порода уподобляется так называемому палимпсесту — и Зедергольм в таком случае называет ее структуру *палимпсестовой*, или *реликтовой*, — можно установить, из чего произошла данная глубоко метаморфизованная по бокометаморфизованная по из осадочного материала. Примерами реликтовых, или *остаточных*, структурных признаков являются слоистость или пloidчатость под псевдопорфировой структурой, остатки очертаний гальки и конгломератового сложения, остатки первоначальных вкрапленников, остатки гранофировых прорастаний и т. д. К числу остаточных структурных признаков можно отнести и форму кристаллов циркона в гнейсовых и т. п. породах, как это было указано еще Хрущовым, а затем Труменом: если кристаллы идиоморфны, это говорит об изверженном происхождении; если обтерты — об осадочном (Армстронг высказал некоторые возражения).

Ценные указания на материал, из которого образовался кристаллический сланец, могут также дать включения в кварцевых зернах, степень свежести полевого шпата и т. п. признаки.

Наиболее важными, наиболее типичными и наиболее распространенными представителями глубинных метаморфических пород являются *кристаллические сланцы*, т. е. полнокристаллические силикатные сланцеватые породы. В формации кристаллических сланцев принимают, однако, участие и несланцеватые, неслоистые, массивные породы, как, например, полевошпатовые амфиболиты и эк-

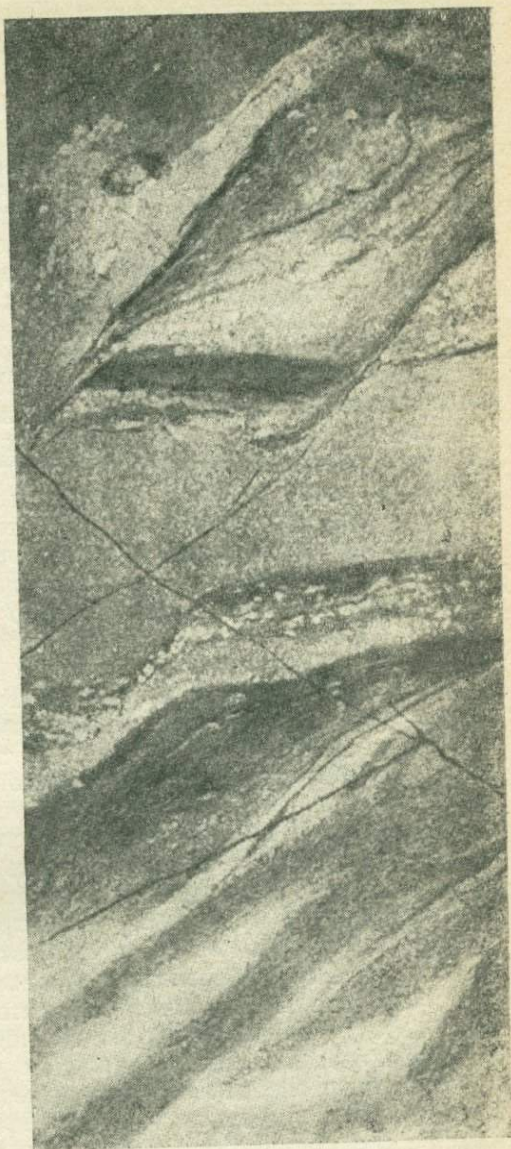


Рис. 222. Небулитовый мигматит (гранит с расплавленными включениями). Островок к северу от Гангэ (по Зедергольму). Уменьш. в 8 раз.

логиты, и эта ассоциация в некоторых случаях затрудняет толкование генетических соотношений такой формации. Кристаллические сланцы образовались как из изверженных пород, так и из осадочных; их различают как *ортосланцы* и *парасланцы* (лучше *метасланцы*). Однако парасланцы имеют гораздо более значительное распространение, чем ортосланцы. До известной степени промежуточное положение между ними занимают те породы, получившие от Зедергольма название *мигматитов* (рис. 227, 228), которые представляют смесь осадочного и изверженного материала, подобно тому как продукты инъекционного метаморфизма занимают промежуточное положение между породами, полученными путем перекристаллизации или путем переплавления. Частичное переплавление Зедергольм называет *анатексисом*; поскольку оно захватывает изверженные породы, снова превращая их в расплав, Зедергольм говорит о *палингенезе*, т. е. о возрождении.

Существенным вопросом при изучении условий возникновения метаморфических пород является вопрос о том, совершался ли метаморфизм в твердом состоянии или при этом имело место частичное плавление. Что в некоторых случаях происходило частичное расплавление и в результате получились те своеобразные смешанные породы, которые Зедергольм называет мигматитами, можно считать доказанным. Но вместе с тем надо признать, что структура и минералогический состав значительного числа кристаллических сланцев говорят о перекристаллизации в твердом состоянии и об отсутствии признаков не только анатексиса, но и того частичного плавления отдельных кристаллических зерен, хотя бы по краям, в глубинно-метаморфизируемой породе, к помощи которого взывают некоторые исследователи. Когда совершается плавление, порода попадает в термодинамические условия, соответствующие кристаллизации глубинной магмы, и тогда в сущности уже приходится говорить не о метаморфической породе, а о вторичной магматической породе. Многие кристаллические сланцы, заключающие окаменелости, кристаллические сланцы некоторых центральных горных массивов, а также и часть архейских кристаллических сланцев определенно лишены признаков плавления в какой бы то ни было форме и могут быть рассматриваемы только как продукты перекристаллизации в твердом состоянии. Спрашивается, правильно ли такое предположение и имеются ли какие-нибудь явления в природе или в нашей лабораторной или технической практике, которые оправдывали бы допущение возможности значительных перекристаллизаций в твердом состоянии? На этот вопрос можно вполне определенно дать утвердительный ответ. Во-первых, в контактных роговиках имеются очевидные примеры значительных перекристаллизаций в твердом состоянии и в большинстве случаев без всякого химического воздействия метаморфизирующей интрузивной породы. Во-вторых, механическая обработка металлов на холоду, а также и термическая их обработка сопровождаются значительными и определенными явлениями перекристаллизации, влекущими за собою изменение механических свойств этих металлов. Наконец, в-третьих, были произведены опыты перекристаллизации горных пород в твердом состоянии, увенчавшиеся

успехом: мною были перекристаллизованы дунит и пироксенит, помещенные в камеру, сделанную в стенке мартеновской печи (153). Точно так же, Рикке и Буке установили экспериментально процесс перекристаллизации известняков, в котором наблюдалось соединение мелких кристаллических зерен в более крупные и вместе с тем известное выравнивание крупности зерен. Это явление, которое Ринне называет *собирающей кристаллизацией*, давно известно для случая, когда кристаллы находятся в соприкосновении с насыщенным раствором, причем более крупные кристаллы постепенно пожирают более мелкие (как и должно быть согласно термодинамическим соотношениям: ср. постоянную капиллярности Кюри). Для осуществления искусственной перекристаллизации требуется тоже или нагревание [мои опыты перекристаллизации дунита и пироксенита; опыты Рикке и Буке над перекристаллизацией известняков; опыты Кобба (154) над спеканием и над взаимодействием осажденной CaCO_3 и измельченного кварца при высокой температуре под давлением], или механическая обработка (перекристаллизация металлов и сплавов при холодной обработке) (155).

В последнее время реакции в твердом состоянии ниже точки плавления были изучены Тороповым с сотрудниками для системы $\text{CaCO}_3 - \text{SiO}_2$, $\text{CaCO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{SiO}_2$, $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$, Федотьевым с Вогманом для $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, а также Гинзбергом и Дилакторским для системы $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (155 a).

Таким образом самый факт перекристаллизации в твердом состоянии может считаться установленным, но толкование его не столь ясно и просто. С одной стороны, здесь сказывается диффузия в твердой среде; но это явление совершается лишь в сравнительно малом масштабе и всей совокупности процесса не объясняет. Во вторых, для многих минералов (но далеко не для всех) имеет значение вызываемое дифференциальным давлением и прогреванием явление скольжения. Надо, однако, допустить, что согласно принципу Рикке некоторую роль играет также растворение в направлении давления и нарастание в плоскости к нему перпендикулярной, причем в этом растворении принимает участие проникающая по капиллярам вода. Это соображение и было приложено Бекке к объяснению так называемой *кристаллизационной сланцеватости* в кристаллических сланцах (рис. 223). Во всяком случае это процесс сложный и еще не вполне разъясненный. Перекристаллизация, которая наблюдается при холодной обработке металлов, по Тамману и др., сводится преимущественно к механическому процессу скольжения вдоль плоскостей скольжения с образованием механических двойников. Поскольку этот процесс проявляется в микроскопически-мелком масштабе, отдельные плоскости скольжения могут быть неясными, и масса производит впечатление пластической деформации, жидкостного истечения. Весьма вероятно, что и на некоторые случаи механических процессов при дислокационном метаморфизме, в частности на процессы перегруппировки, которые мы выделяем под названием *метатаксиса*, можно распространить эти наблюдения на металлах. Так, например, к этому разряду явлений, вероятно, надо отнести образование

вторичной сланцеватости, кливажа, а также до известной степени образование некоторых плоскопараллельных или линейных структур.

Перекристаллизация представляет широко распространенный процесс, обнимающий разнородные случаи. С одной стороны, может совершаться перекристаллизация в тесном смысле слова, т. е. кристаллизация аморфных или скрытокристаллических образований, изменение крупности зерна, замена одних минералов другими и т. п. без всяких химических изменений, как, например, образование контактных роговиков, перекристаллизация известняков в мрамор. С другой стороны, перекристаллизация может сопровождаться и более или менее значительными процессами изменения

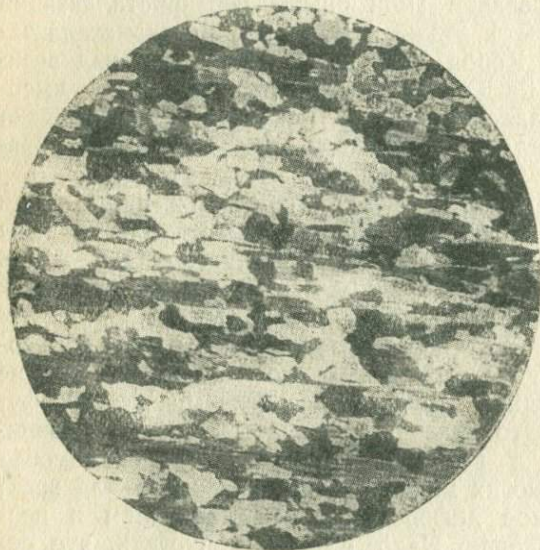


Рис. 223. Кристаллизационная сланцеватость в гнейсе. Николи скрещены.

не только минералогического, но и химического состава. К числу наиболее распространенных процессов этого рода относятся: серицитизация, хлоритизация, альбитизация, сосюритизация, амфиболитизация, талькизация, серпентинизация — в отдельности или в тех или иных комбинациях.

В дислокационных областях в процессе метаморфизации принимают участие и перекристаллизация вследствие прогревания, и различные деформации, как следствие дислокационных механических

воздействий. В конечном счете получаются вторичные метаморфические структуры и текстуры, представляющие при внимательном изучении известное разнообразие, зависящее от последовательности этих процессов. Зандер называет деформации докристаллическими, паракристаллическими или посткристаллическими (*präkristallin* — *vorkristallin*, *parakristallin*, *postkristallin*) в зависимости от того, произошла ли деформация до перекристаллизации, во время ее или после нее.

Особенно интересным и показательным примером перекристаллизации в твердом состоянии является опыт с дунитом, который в течение девяти месяцев подвергался действию высокой температуры в кладке мартеновской печи на Ижорском заводе. Кусок этот не подвергся плавлению, как можно судить по его внешней форме, на которой сохранились острые ребра, подшлифованная поверхность, остатки желтой коры выветривания, поверхность излома и торчащие кристаллы хромистого железняка. А между тем в по-

роде произошла глубокая перекристаллизация, очевидно в твердом состоянии: змеевик исчез, он распался на пироксен и оливин, который соединился с прежним оливином, и весь оливин перегруппировался, так что получилось кучное его расположение, т. е. гломеробластическая структура, образовался ромбический пироксен с полисинтетическим двойниковым строением. Кроме того, образовался моноклинический пироксен, вся закись железа перешла в окись, и окислы железа диффундировали в оливин и образовали в нем пегматитовые вкрапки.

Поскольку в процессах перекристаллизации и перегруппировки составных частей, ведущих к образованию плоскопараллельных структур, участвуют хотя бы в минимальном количестве вода и растворы, к этим процессам, совершающимся под дифференциальным давлением, применимо явление, известное под названием принципа Рикке (156), установленного на основании термодинамических соображений еще в 1877 г. Гиббсом. Оно заключается в том, что в кристаллах, находящихся в соприкосновении с насыщенным раствором, наблюдается растворение в направлении действующего давления и отложение вещества в плоскости, перпендикулярной этому давлению; таким путем кристаллы и превращаются постепенно в плоские или вытянутые в одном направлении кристаллические образования и дают начало так называемой кристаллизационной сланцеватости (рис. 223). Правило Рикке устанавливает также и понижение точки плавления у кристаллов, находящихся под действием одностороннего давления.

Некоторым освещением процессов, совершающихся при глубинной метаморфизации, может служить правило Вант-Гоффа, гласящее, что при низкой температуре господствуют ассоциации, совершающиеся с выделением тепла, а при высокой — диссоциации, сопровождающиеся поглощением тепла; примером может служить расщепление при высокой температуре углекислоты на окись углерода и кислород, и наоборот — соединение окиси углерода с кислородом на холоду. Поэтому, поскольку метаморфизирующим фактором является теплота, она должна сопровождаться стремлением к распаду сложных соединений на более простые, к выделению воды из гидратных соединений, к разным диссоциациям и т. п.

Но так как в глубинном метаморфизме процессы совершаются не только при повышенной температуре, но и при повышенном давлении и притом при давлении дифференциальном, придающем метаморфизму характер не статического, а динамического процесса, явления усложняются и даже в отдельных случаях видоизменяются: могут возникать гидроксильные минералы там, где при простом повышении температуры они распались бы, и т. п. Поэтому можно в более общей форме применить правило Лешателье: реакция на систему, находящуюся в химическом равновесии, сопровождается эффектом, противодействующим тому, который вызвал реакцию, например при нагревании реакция сопровождается поглощением тепла, при охлаждении — выделением его; точно так же повышенное давление содействует процессам, сопровождающимся сокращением объема, и, наоборот, противодействует тем, которые совершаются с увеличением объема.

Исходя из представления, что минералогический состав метаморфической породы представляет равновесную при данной комбинации температуры и давления систему и что всякое перемещение ее в зону с другими условиями должно вызвать соответствующее изменение состава, следует применять эти представления не только к постепенному переходу породы из верхних слоев в более глубокие, но и наоборот. Бекке называет этот *ретроградный*, или регрессивный, *метаморфизм*, когда порода из более глубокой зоны снова попадает в более высокую, *диафторезой* (157), а такие породы — *диафторитами*, относя сюда, например, серицитизацию полевого шпата, хлоритизацию слюды, серпентинизацию оливина и амфибола. Принимая во внимание, что эти превращения возможны и при прямом метаморфизме, и в особенности учитывая то обстоятельство, что глубинно-метаморфизованные породы при перемещении в более поверхностные зоны земной коры отнюдь не должны непременно подвергаться регрессивному, или ретроградному, метаморфизму, — в противном случае мы вообще никогда не видели

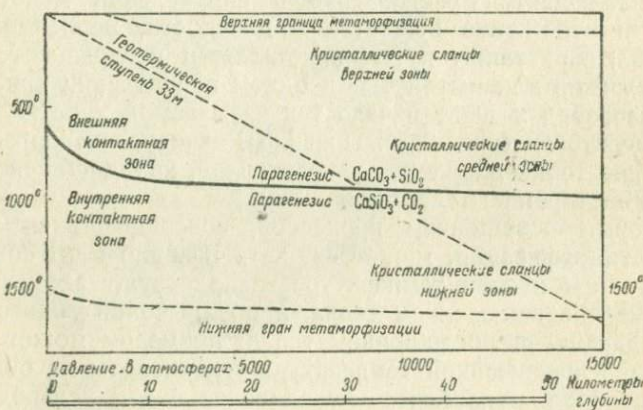


Рис. 224. Диаграмма равновесия системы $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ при глубинном метаморфизме (по Гольдшмидту).

бы глубинно-метаморфизованных пород, — можно думать, что представление о диафторезе является более теоретическим, чем реальным¹. Во всяком случае регрессивный метаморфизм — не проявление обратимости процессов метаморфизма, так как при метаморфизации часто кое-что из первоначальной породы теряется и не может быть восстановлено при ретрометаморфизме.

Конечно, не легко набросать общую картину тех метаморфических процессов, которые в разных зонах вытекают из только что указанных правил, но кое-что в этом направлении уже сделано; в частности, например, характерна с этой точки зрения граница областей существования кальцита и кварца — с одной стороны, волластонита и углекислоты — с другой, даваемая Гольдшмидтом.

¹ Критическое рассмотрение этого вопроса и критерии для распознавания диафтореза и милонитизации см. 158. В СССР случаи диафтореза были описаны Елисеевым на Алтае, Судовиковым — в Карело-Финской ССР.

Как показывает вышеприведенная диаграмма (рис. 224), эта «взаимная пара» может служить хорошей руководящей нитью для разграничения разных глубинных зон метаморфизации.

Так как выше 900° при нормальном давлении CaCO_3 не может существовать, то получается система $\text{CaO} - \text{SiO}_2$, к которой применима схема на рис. 89.

Рис. 225 дает схему тех минеральных ассоциаций, которые получают при региональном метаморфизме за счет трех компонентов: кремнезема, глинозема и магнезии; это разные эклогиты и близкие к ним породы.

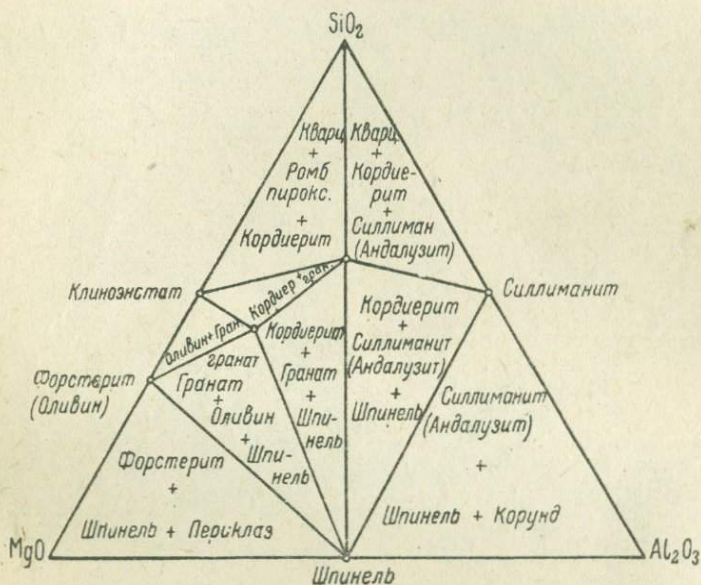


Рис. 225. Диаграмма тройной системы $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Минеральные комбинации катазоны (эклогиты, роговики, гранато-оливиновые породы), по Ниггли, в молекул. процентах.

Из сказанного явствует, что для понимания условий образования кристаллических сланцев чрезвычайно важны явления перекристаллизации в контактных метаморфических роговиках. Но в кристаллических сланцах к тому медленному и продолжительному прогреванию, которому приходится приписать явления перекристаллизации в роговиках, присоединяется направляющее и деформирующее действие дифференциального давления. Следовательно в глубинном метаморфизме, ведущем к образованию кристаллических сланцев, явления — сложнее, чем в превращении глинистых сланцев в роговики в контактах с изверженными породами. Поэтому при глубинном метаморфизме развивается и та диагональная сланцеватость (так называемый кливаж), которая представляет большую аналогию с явлениями скопления и действительно должна быть приписана одностороннему давлению, как об этом свидетельствуют некоторые опыты Шарпа и др., а также то

обстоятельство, что сланцеватость в центральных массивах гор проходит безразлично, иногда без изменения своего направления через осадочные и изверженные породы.

Путем частичного глубинного расплавления (по Зедергольму — *анатексиса*, или *палингенеза*) как осадочных, так и изверженных пород в области глубинного метаморфизма, а также путем инъекционного метаморфизма — получаются, как указано, те своеобразные породы, которые Зедергольм называет *мигматитами* (рис. 227 и 228), с подразделением их, в зависимости от их сложения, на *артериты* — с характерными инъекционными жилами, *дикцио-*



Рис. 226. Складчатость в слюдяных и амфиболовых сланцах. Западный берег Кольского фьорда близ Киеварака.

Фото А. А. Полканова.

ниты — с сетчатым расположением или инъекционных прожилков или остатков от переплавления, и *небулиты* (рис. 222), в которых остатки от первоначальных переплавленных пород имеют неправильные и неясные очертания. Такие породы широко распространены в Финляндии, на Кольском полуострове, на Урале и в других районах.

Инъекционный метаморфизм и в особенности тонкие инъекции (как французы говорят, *injection lit par lit*) свидетельствуют о значительной флюидности инъизируемой магмы. Эта флюидность и связанная с этим сравнительно низкая температура такой магмы обусловлены высоким содержанием в ней летучих компонентов. В этом отношении наблюдается большое сходство между магмой инъекционного метаморфизма и магмой пегматитовой.

Хольмквист допускает, что при опускании слоев земной коры в более глубокие зоны при 800—900° из любой породы, безраз-

лично осадочной или изверженной, будет выплавляться прежде всего гранитная эвтектика, если только имеются налицо щелочи,

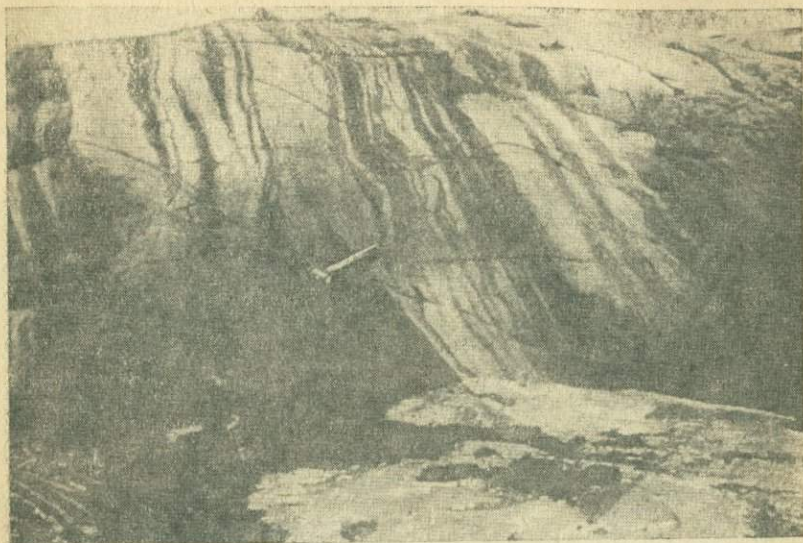


Рис. 227. Артериты (мигматиты) на восточном берегу фиорда Титовки (губа Котельная). Западный Мурман.

Фото А. А. Полканова.



Рис. 228. Мигматит (дикционит). По Зедергольму.

кремнезем и глинозем; таким путем могут получаться артериты. Эскола перенес это представление на образование гранитов. С этим

интересно сопоставить наблюдения Белянкина над сталактитами в стекольных печах: в них происходит, так сказать, выборочная плавка, вытекает состав приблизительно нефелинового сиенита.

Минералогический состав кристаллических сланцев представляет большое разнообразие. Кристаллические сланцы, подобно изверженным породам, являются породами по преимуществу силикатными. Многие силикатные минералы являются общими как для изверженных, так и для метаморфических пород. Но наряду

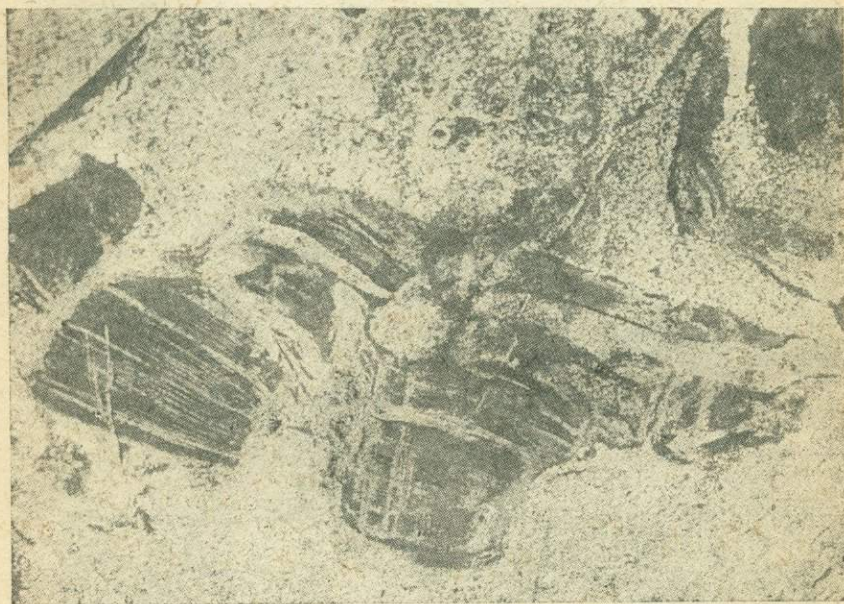


Рис. 229. Оплавленные обломки основной породы в граните (по Зедергольму).

с ними есть и такие, которые не встречаются в изверженных породах или, наоборот, в породах метаморфических; кроме того, есть некоторые ассоциации, которые присущи исключительно породам метаморфическим и не получаются в породах магматического происхождения. Так, в кристаллических сланцах отсутствуют лейцит, анортотлаз, санидин, группа содалита, канкринит, нефелин, базальтическая роговая обманка, мелилит, титан-авгит, очень редко встречаются рибекит и эгирин; с другой стороны, в них играют существенную роль лучистые и волокнистые роговые обманки, глаукофан и гастальдит, хрупкие слюды, гранаты, парагонит, ставролит, андалузит, кианит, силлиманит; в них встречаются рядом мусковит и роговая обманка, что не наблюдается в породах изверженных. В породах верхней зоны характерны хлорит, антигорит, роговая обманка, эпидот, цоизит, глаукофан, альбит, серицит; в породах средней зоны: дистен, ставролит, альмандин, антофиллит, роговая обманка, пироп, эпидот, альбит, мусковит, биотит; в породах ниж-

ней зоны: силлиманит, альмандин, бронзит, оливин, диопсид, омфациит, пироп, кордиерит, шпинель, анортит, альбит, жадеит, ортоклаз, биотит. Между многими из этих минералов существуют такие взаимоотношения, которые показывают, что при одном и том же химическом составе сланца в различных зонах образуются различные минералы, так что можно даже установить известную таблицу замещающих друг друга в разных зонах минералов, т. е., так сказать, петрографических эквивалентов для разных зон.

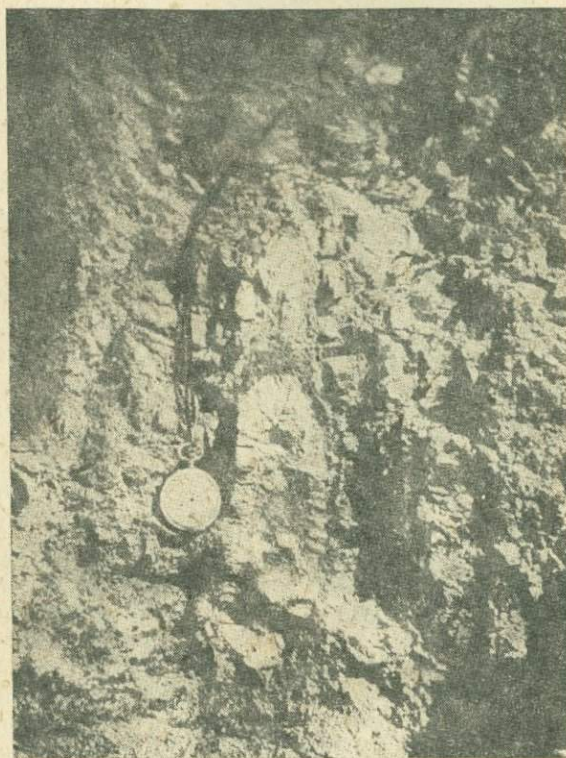


Рис. 230. Плагинклизито-аплитовая инъекция в змеевике Лысой сопки на Урале (с реакционными зонами).

Фото Д. С. Белякина.

Следовательно здесь гетероморфизм, т. е. различие минералогического состава при одинаковом химическом составе, встречается гораздо чаще, чем в породах изверженных; вернее сказать, там он представляет явление исключительное, а здесь обычное.

Кроме перечисленных минералов, в кристаллических сланцах большую роль играет кварц, встречается корунд, железный блеск, магнитный железняк, кальцит и другие карбонаты, апатит, графит, циркон, титанит, рутил и некоторые другие.

Метаморфические породы глубинных зон метаморфизации часто

в более или менее резкой степени сланцеваты — кристаллические сланцы в тесном смысле слова. Кроме кливажа, выражающегося в виде плоскостей раскола, эти породы часто обнаруживают сланцеватость и в расположении слагающих их кристаллов, особенно пластинчатых минералов, как, например, серицит и др.; это так на-

зываемая *кристаллизационная сланцеватость*, как ее назвал Бекке; она хорошо выступает под микроскопом и является результатом кристаллизации или перекристаллизации под односторонним ориентирующим давлением и под действием так называемого правила Рикке (стр. 461). Согласно Рикке, давление, растяжение, вообще механические деформации понижают точку плавления независимо от того, как изменяется объем данного тела при плавлении, то есть увеличивается ли он или уменьшается. Кристаллы, слагающие такую породу, вытянуты параллельно одному направлению, которое

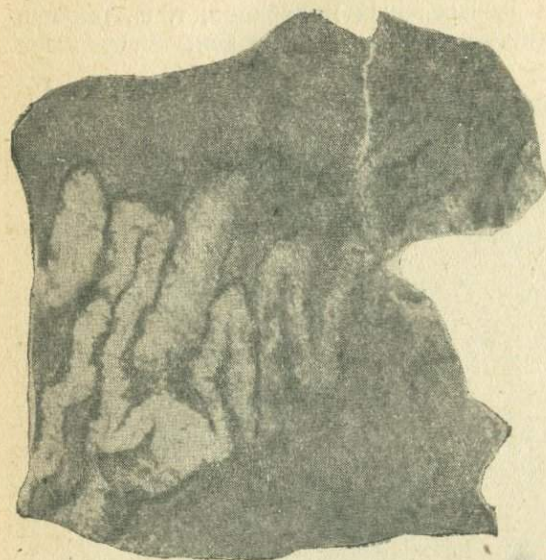


Рис. 230а. Птигматитовая складчатость олигоклазового пегматоида в слюдяном гнейсе. Обращает внимание слабая осланцованность гнейса. Кольский фиорд, д. Каменная.

Фото А. А. Полканова.

и есть направление, более или менее перпендикулярное направлению давления. Это направление сланцеватости, как показал Шмидт, может быть обнаружено при помощи статистического метода там, где оно неявно, например таким путем: длинные размеры кварца, т. е. направление его оптической оси, в таких породах

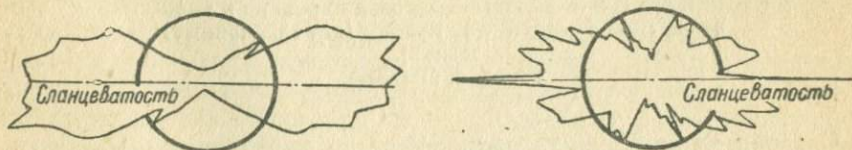


Рис. 231. Определение направления давления в тектонике по кварцевым зернам (метод Шмидта).

должны лежать по преимуществу в плоскости сланцеватости; поэтому при большом числе определений положения оптической оси в кварцевых кристаллах таких пород можно статистически определить направление, которому соответствует наибольшее число кристаллов кварца, расположенных своей оптической осью парал-

лельно данному направлению. На рис. 231 зубцы полигонального ее очертания соединяют линии, длина которых пропорциональна числу кристаллов кварца, оптическая ось которых совпадает с данным направлением, которое и есть направление сланцеватости, более или менее перпендикулярное направлению действовавшего давления. В последнее время Зандер применил рентгенографию (159) для анализа структуры горных пород, в частности для определения кристаллографической ориентировки зерен кварца в метаморфических кварцитах (кварцевых тектонитах).

По Тренеру и Зандеру, оптическая ось в зернах кварца обыкновенно расположена в тектонитах приблизительно перпендикулярно к сланцеватости, т. е. она совпадает с направлением максимального давления.

Листочки слюды, иголки и призмочки роговой обманки расположены параллельно плоскости сланцеватости.

Кристаллизационная сланцеватость свойственна более глубоким зонам метаморфизации, между тем как в верхних зонах господствуют катакластические явления.

Особенно характерны для кристаллических сланцев их структура и текстура, существенно отличные от изверженных пород. В текстуре особенно характерными являются слоистая, очковая, сланцеватая, волокнисто-стебельчатая и другие.

В структурном отношении особенно существенны следующие черты. Во-первых, кристаллические сланцы обладают полнокристаллическим сложением и никогда не заключают стекла, следовательно в этом отношении приближаются к породам глубинным. Во-вторых, здесь не наблюдается определенной последовательности кристаллизации; хотя по кристаллизационной способности и устанавливают некоторый ряд, но отсутствие определенной последовательности кристаллизации выражается в том, что все минералы могут быть включениями, все они прорастают друг друга; и эти прорастания и включения иногда настолько многочисленны, что отдельные минералы кажутся как бы изрешеченными, получается так называемая *ситовидная структура*. В ситовидной структуре и вообще в метаморфических породах включения имеют часто каплевидную форму. Это является, возможно, следствием физико-хи-

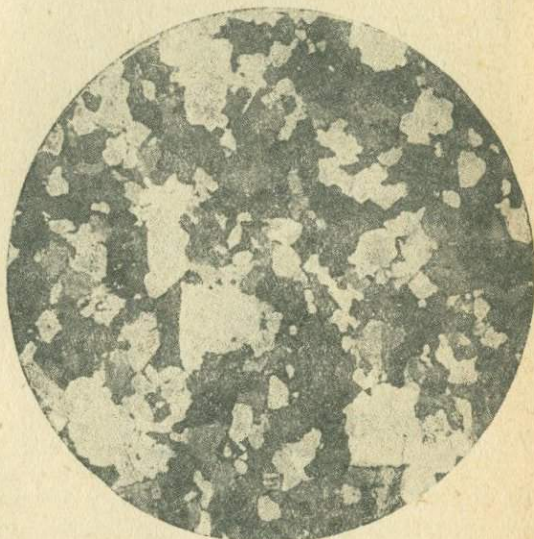


Рис. 232. Гранобластическая структура в гнейсе.

мического положения, высказанного Тамманом, а именно, что кристаллизующееся тело принимает округлую форму, если поверхностное натяжение превышает кристаллизационную способность. Возможно, что этим же, а не оплавленностью, следует объяснять округленную яйцевидную форму крупных вкрапленников ортоклаза в гранитовых порфирах (так называемых овоидофирах) из группы рапакиви (см. рис. 39). Далее характерно расположение отдельных составных частей породы кучками, а не отдельными неделимыми, как это наблюдается в магматических кристаллически-зернистых породах гранитовидного типа. Часто наблюдается зазубренность контуров кристаллических зерен; склонность к пластинчатой или волокнистой форме развития составных частей придает



Рис. 233. Лепидобластическая структура (хлоритовый сланец). Николи скрещены.

многим кристаллическим сланцам своеобразный облик и способствует развитию параллельных структур и текстур. В отличие от структур изверженных пород, структуры кристаллических сланцев называют *кристаллобластическими*, чтобы отметить их образование путем перекристаллизации в твердом состоянии, а не путем перехода в кристаллическое состояние из жидкого.

Идиоморфные кристаллы называются здесь по этой же причине *идиобластическими* (идиобласты), а ксеноморфные — *ксенобла-*

стическими (ксенобласты). Особенностью ксенобластического развития является одновременность кристаллизации и нарастание всех или нескольких составных частей породы. В зависимости от зернистого, пластинчатого или призматически-волокнистого развития кристаллов различают *гранобластические* (рис. 232), *лепидобластические* (рис. 233), *нематобластические* структуры. Подобно изверженным породам и в кристаллических сланцах существует сложение равномернoзернистое и порфировидное (рис. 234); это последнее обыкновенно является псевдопорфировым: вкрапленники, носящие здесь название *порфиробластов*, частью образовались после основной массы и содержат в виде включений те минералы, которые являются ксенобластическими.

К псевдопорфировому типу относится и *очковая структура*, в которой вкрапленниками являются уцелевшие от раздробления крупные кристаллические зерна, часто чечевицеобразно обволакиваемые окружающим их более мелким или пластинчатым материалом.

В процессе перекристаллизации в твердом состоянии получают структуры, до известной степени напоминающие те или иные структуры изверженных пород. С другой стороны, если кристаллизации подвергаются изверженные породы, могут сохраниться в виде остаточных признаков особенности той или иной первоначальной структуры. Для обозначения этих остаточных структур частица «бласто», применяемая вообще для структур метаморфических пород, ставится впереди. Так, например, термины бластогранитовая, бластопорфировая, бластофитовая означают перекристаллизованные породы с остатками первоначальной гранитовой, порфировой или офитовой структуры.

Среди разнообразных превращений, которые обнаруживают породы, подвергшиеся более или менее значительному метаморфизму, есть несколько таких, которые пользуются особенно значительным распространением. Сюда относятся: *амфиболизация, альбитизация, серицитизация, пелитизация.*

Амфиболизация (пироксенов и оливина) иногда является процессом параморфизации, но обыкновенно она сопровождается вы-

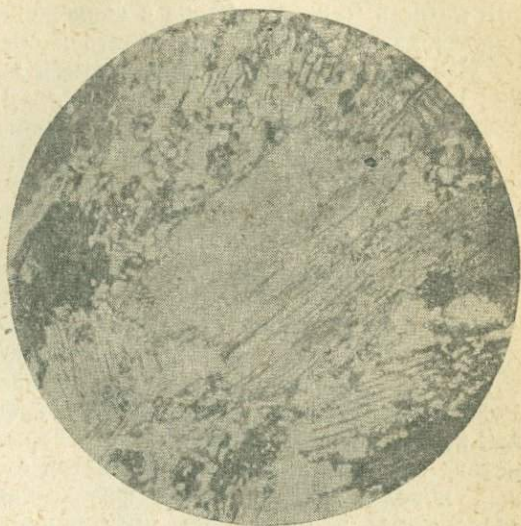


Рис. 234. Псевдопорфировая катакlastическая структура (парадиорит).



Рис. 235. Разорванный кристалл плагиоклаза в катакlastическом метадиорите. Кавказ, Хевсурская Арагва.

делением извести и образованием новых известковых минералов в пределах самой амфиболизированной породы или за ее пределами. Альбитизация широко распространена как в изверженных, так и в осадочных породах в условиях глубинной метаморфизации. Обогащение альбитом может быть или результатом большей устойчи-

ности альбита по сравнению с другими полевыми шпатами в верхней зоне метаморфизации, или, наоборот, подвижностью натриевого силиката или натриевого алюмината, благодаря которому, как это, например, показывают адинолы, происходит обогащение метаморфизируемой породы натрием и вместе с ним альбитом. Серицитизация ортоклаза является очень широко распространенным процессом и, быть может, связана с извлечением из полевых шпатов натрия. Сюда же надо присоединить и сосюритизацию плагиоклазов.

Наконец характерная для верхней зоны и для зоны выветривания пелитизация связана с извлечением щелочей и извести из полевых шпатов, причем этот процесс иногда идет до конца, и тогда получается каолин или вообще водный силикат глинозема, но чаще образуются промежуточные временные глиноподобные продукты или сложные, еще, быть может, недостаточно изученные силикаты переменного состава, которые под микроскопом дают картину каолинизации, но на самом деле не являются каолином.

Если принять во внимание, что кристаллические сланцы представляют очень разнообразные породы, образовавшиеся как из осадочного, так и из изверженного материала, естественно ожидать в них большого разнообразия *химического состава*. Вряд ли возможно положить в основу их классификации химический состав, как это вполне рационально для изверженных пород, так как здесь нельзя ожидать тех закономерностей состава, которые в изверженных породах регулируются физико-химическими условиями кристаллизации и явлениями дифференциации. Тем не менее можно указать некоторые характерные особенности химического состава, которые отличают *седиментогенные* (термин Баклунда, 160) кристаллические сланцы, т. е. образовавшиеся из осадочного материала, от *магматогенных*, т. е. тех, которые образовались из материала изверженного.

Эти признаки в общем сводятся к следующему: высокое содержание кремнекислоты, иногда превышающее 78% (кроме тех особых типов, как мраморы, железистые сланцы и наждаки, которые совершенно лишены кремнекислоты); содержание глинозема или очень незначительное, или, наоборот, превышающее сумму щелочей и извести; преобладание магнезии над известью; вообще говоря, незначительное содержание щелочей (кроме группы щелочных сланцев), но обыкновенно значительное преобладание кали над натром. Если в метаморфической породе не произошло заметных изменений в ее первоначальном химическом составе, то даже при глубокой метаморфизации можно по магматической формуле и коэффициенту кислотности всегда отличить породу, образовавшуюся из осадочного материала, от такой, которая получилась путем метаморфизации изверженного материала.

Опыт показывает, что для характеристики кристаллических сланцев и для отождествления их с изверженными породами вполне возможно пользоваться теми формулами и коэффициентами, которые были даны нами выше для изверженных пород, особенно, если, не довольствуясь средними величинами для различных типов изверженных пород, принимать во внимание также и пределы колебаний разных коэффициентов в том или ином семействе извержен-

ных пород. Если химический анализ или полученные путем пересчета его формулы коэффициенты обнаруживают такой химический облик, который неизвестен среди изверженных пород, мы имеем основание считать породу за седиментогенную.

Применение химического состава как критерия для решения вопроса о происхождении данной метаморфической породы из изверженной или осадочной возможно, конечно, лишь в тех случаях, когда глубинная метаморфизация совершилась в твердом состоянии путем перекристаллизации, но без сколько-нибудь заметного изменения валового химического состава.

Мы знаем, однако, что метаморфические процессы и в частности процессы контакт-метаморфизма во многих случаях совершаются либо с потерей, либо с присоединением некоторых составных частей, либо наконец в условиях обменного разложения (например, при образовании скарнов и известково-силикатных пород из известняков); в этих случаях химический критерий, конечно, уже не пригоден.

Другие авторы предлагали иные коэффициенты для химической характеристики кристаллических сланцев. Так, Бекке исходит из трех величин: S — атомные проценты кремния, L — атомные проценты K , Na и Ca (т. е. растворимые основания, $L = löslich$), U — атомные проценты Al , Mg , Fe (т. е. нерастворимые основания, $U = unlöslich$). Грубенман вводит целый ряд коэффициентов, получаемых из эквивалентов, перечисленных на 100, а именно:

S — кремнезем,

A — щелочи, связанные с глиноземом в отношении 1:1,

C — известь, связанная с глиноземом в отношении 1:1,

F — сумма FeO и MgO ; сюда же входит и избыток извести против количества, требуемого C ,

T — остаток глинозема после насыщения щелочей и извести в отношении 1:1

K — отношение количества кремнезема к окислам по формуле:

$$K = \frac{S}{6A + 2C + F}.$$

Критерием для распознавания седиментогенных и магматогенных кристаллических сланцев могут служить и полевые шпаты: Карлсон (161) указывает, что в парасланцах могут быть самые разнообразные комбинации полевых шпатов, между тем как в ортосланцах полевые шпаты более или менее однообразны.

Наконец для парасланцев, как уже указано, очень характерны некоторые остаточные структуры.

Классификация кристаллических сланцев основывается у одних на глубинных зонах метаморфизации и на минералогическом составе, у других — на химическом составе, у третьих — на факторах метаморфизации. При некотором разнообразии взглядов все-таки ясно обрисовываются следующие группы: контакт-метаморфические породы, дислокационно-метаморфические, глубинно-метаморфические (полиметаморфические, регионально-метаморфические) и мигматиты.

Формация метаморфических пород часто обнимает не только кристаллические сланцы в тесном смысле слова, но также и ряд

Классификационная таблица метаморфических пород (метаморфолиты)

I. Контактолиты

1. Роговики, пятнистые сланцы, мраморы
2. Известково-силикатные породы, скарны
3. Альбитизированные породы (адинолы, спилзиты, десмозиты)
4. Синтектиты, основные роговики
5. Пневматолиты

II. Абиссометаморфические породы (полиметаморфиты)

С и л и к а т н ы е											Несиликатные	
Полевошпатовые				Бесполевошпатовые								
С кварцем		Без кварца		Без кварца								
Ортоклаз. Плагиоклаз		Ортоклаз преобладает	Плагиокл. преобладает	С кварцем	Магнезиальные сланцы	Амфибол-пирокс. сланцы	Щелочные сланцы	Известков. сланцы	Гранатовые породы			
Сланцеватые	Гнейсы	Сиенитовые гнейсы Зеленые сланцы	Диоритовые гнейсы	Слюдяные сланцы	Тальковые сланцы	Амфиболитов. сланцы	Глаукофан. сланец	Эпидотов. сланцы	Кремнистые сланцы	Железослюдк. слан. (штабарит)	Наждаки	
	Грачулитогнейсы Геллефлинты			Филлиты	Хлорит. сл. Горчечный камень Змеевиков. сланцы	Авгитовые сланцы	Эпидотов. сланцы Филлиты	Кварцевые амфиболовые сланцы				Кварциты
Массивные	Лептиты	Парасиениты	Парадиориты Парагаббро (Метабазиты) Эклогиты	Кварцево-амфиболовые сланцы	Змеевики	Амфиболиты Пироксениты Эклогиты	Нефриты Жадсититы	Эпидозиты Известково-силикат. породы	Гранатиты	Мрамор	Магнетитовые породы	
	Порфиронды Порфиригонды Глинистые сланцы Филлиты			Кварцево-амфиболовые сланцы	Змеевики	Амфиболиты Пироксениты Эклогиты	Нефриты Жадсититы	Эпидозиты Известково-силикат. породы	Гранатиты	Мрамор	Магнетитовые породы	

III- Кластолиты, или тектониты

1. Милониты
2. Брекчии трения
3. Распыленные породы
4. Псевдосланцы

IV. Мигматиты

1. Инъекционные: артериты.
2. Анатектические, частично переплавленные дикциониты, небулиты

массивных пород, как полевोшпатовые амфиболиты, эклогиты, мраморы.

Наиболее значительным распространением пользуются гнейсы, слюдяные сланцы и филлиты, образующие часто порознь или вместе взятые мощные формации значительного протяжения.

Главной областью распространения кристаллических сланцев являются архейские и археозойские отложения. Но кристаллические сланцы встречаются и в более молодых отложениях, вплоть до мела и даже до нижнетретичных отложений, и иногда заключают окаменелости (силурийские окаменелости в южной Норвегии, мезозойские в Альпах и др.). В докембрийских системах кристаллические сланцы образуют более или менее мощные отложения пластового характера. В центральных массивах складчатых гор они залегают чечевицеобразными массами, часто в виде оболочек вокруг центральных кристаллических массивов.

Кристаллические сланцы докембрийского возраста или послекембрийского, иногда и неизвестного возраста, в пределах СССР известны на Севере (в Карело-Финской ССР, на Кольском полуострове, на Мурмане, по берегам Белого моря), в южной части СССР — в пределах Украинской кристаллической полосы, на Урале, на Кавказе, в Туркестане и Закаспийской области и во многих областях Сибири, каковы: Алтай, Енисейский район, Саяны, Прибайкалье и Забайкалье; Баргузинский, Ленинский, Таймырский, Чукотский и Анадырский районы,

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Гнейсы

Термин «гнейс» является, подобно граниту, одним из старейших терминов в петрографии. Это славянское слово, означающее гнилой и указывающее на известное состояние выветрелости тех пород, которые стали этим термином обозначать, первоначально имело несколько неопределенное значение. Впоследствии под этим названием стали понимать слюдяные гнейсы, т. е. гнейсовидные породы, по своему минералогическому составу соответствующие граниту в том смысле, как его первоначально понимали. Впоследствии понятие гнейс оказалось значительно расширенным и стало обнимать породы из группы кристаллических сланцев, соответствующие всей совокупности полевोшпатовых интрузивных пород. Первоначальное содержание термина «гнейс» слишком суживает его содержание, а последнее слишком его расширяет, так как, например, породы, известные под названием трапповых гранулитов, не должны быть относимы к гнейсам. Мы будем здесь понимать под термином «гнейс» совокупность тех пород из кристаллических сланцев, которые характеризуются комбинацией полевого шпата, кварца и цветного минерала. При таком понимании гнейсы представляют эквиваленты гранитовых, адамеллитовых, гранодиоритовых и кварцеводиоритовых пород, т. е. совокупности тех пород, которые мы согласились подразумевать под общим термином гранитоиды. Тогда гнейсы естественно распадаются на две группы: *ортоклазовые*

гнейсы¹ и *плаггиоклазовые* гнейсы, или *плаггиогнейсы*, с промежуточной группой *ортоклазо-плаггиоклазовых* гнейсов. В каждой из этих групп гнейсы различаются по цветной составной части. К гнейсам (рис. 236) относится и часть тех пород, которые объединяют под общим названием «гранулиты», но именно только часть, так как некоторые гранулиты бесспорно являются интрузивными породами, т. е. лейкократовыми гранитами, в частности многие саксонские гранулиты (Weisstein Вернера). Вопрос о том, имеем ли мы в гранулите гранит или гнейс, решается в каждом отдельном случае на основании его геологических соотношений и его химического состава.

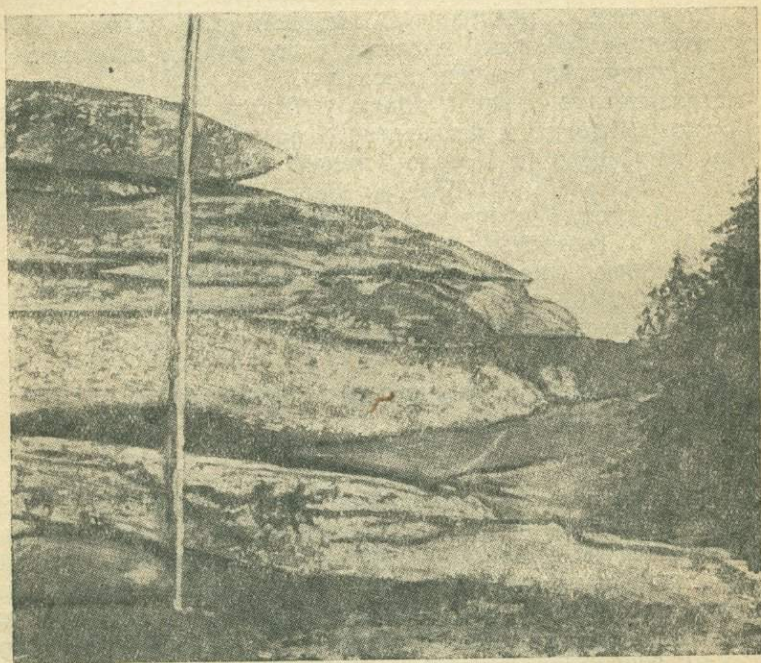


Рис. 236. Гнейсы на приiske Вознаграждение в Яблоновом хребте.
Фото Н. И. Прохорова.

Среди гнейсов существуют такие, которые бесспорно надо рассматривать как метаморфизованные осадочные породы: химический состав, остатки первоначальной слоистости и очертаний галек, некоторые особенности минералогического состава и т. п. признаки говорят об этом с определенностью. С другой стороны, есть гнейсы, для которых с такой же определенностью можно установить их изверженное происхождение, т. е. признать их за измененные граниты, адаметиты или кварцевые диориты. Розенбуш называет такие гнейсы в первом случае *парагнейсами* (правильнее на-

¹ Было бы желательно называть их ортогнейсами, но этот термин получил уже право гражданства в другом его значении.

зывать их *метагнейсами*), во втором — *ортогнейсами*. Ортогнейсы через прессованные граниты и через граниты, которые в силу своего



Рис. 237. Инъекционный гнейс из Шварцвальда (молоток служит масштабом) (по Ниггли).



Рис. 237а. Инъекционный гнейс. Лауфенбург в Шварцвальде.

формирования под ориентированным дислокационным давлением приобрели грубо-флюидальное, иначе сказать, как бы слои-

стое сложение, сливаются с гранитами. Такие промежуточные породы, называемые *гнейсо-гранитами* и *гранито-гнейсами*, в сущности говоря, должны быть рассматриваемы как граниты и не должны быть относимы к породам метаморфическим. Метагнейсы, образовавшиеся из конгломератов, могут быть названы *кластогнейсами*, т. е. обломочными гнейсами. Если же выделить из группы гнейсов гранито-гнейсы, а с ними вероятно и большую часть так называемых ортогнейсов, то термин гнейс окажется совпадающим с метагнейсами (парагнейсами), т. е. с гнейсами определенно осадочного происхождения, иначе сказать — гнейсами *седиментогенными* и гнейсами *инъекционными* (см. рис. 237), или, как их называет Лучицкий, *микстогнейсами*; эти последние являются полосатыми гнейсами, представляющими глинистые сланцы, инфицированные тонкими аплитовыми жилками.



Рис. 238. Гранулитовый гнейс с Кольского полуострова.

Фото А. А. Полканова.

С гнейсами тесно связаны как постепенными переходами, так и геологически слюдяные сланцы, которые от них отличаются отсутствием в нормальных случаях полевых шпатов; но через переходные типы со спорадическим содержанием полевого шпата слюдяные сланцы связаны с гнейсами.

Бесспорно седиментогенными являются такие гнейсы, как конгломератный, силлиманитовый, кордиеритовый, дистеновый, ставролитовый, скаполитовый, эпидотовый, а также многие гранатовые гнейсы. Что касается слюдяных гнейсов, то среди них имеются гнейсы самого различного происхождения, в том числе и такие, которые должны быть рассматриваемы как гранито-гнейсы. Слюдяные гнейсы могут быть ортоклазовыми или плагиоклазовыми, а по слюде — биотитовыми, мусковитовыми или двуслюдяными;

особый тип составляют серицито-альбитовые и эпидото-альбитовые гнейсы.

Биотитовые ортоклазовые гнейсы играют существенную роль в строении древнейших докембрийских отложений Финляндии, Скандинавии, Канады и некоторых областей Германии.

К гнейсам тесно примыкают лейкократовые светлые и обыкновенно более или менее мелкозернистые породы, которые называются гранулитами, лептитам и геллефлинтами.

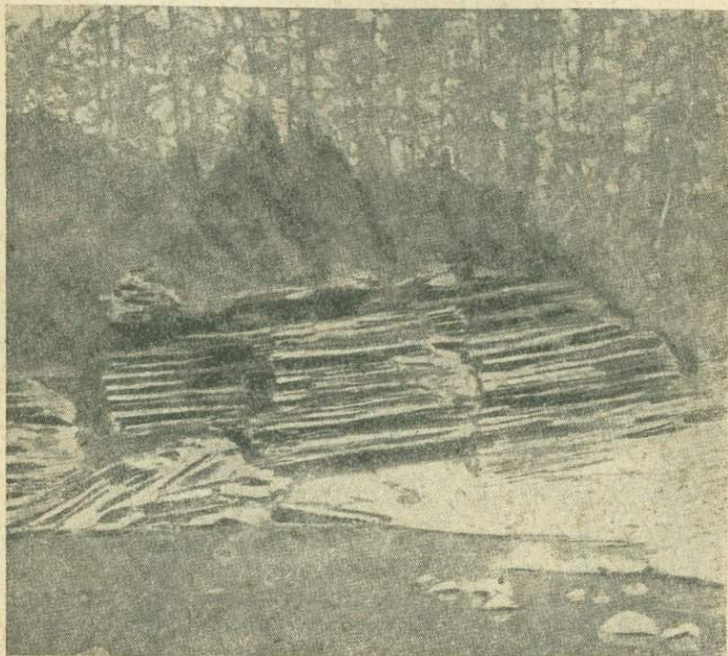


Рис. 239. Слюдяные сланцы на р. Итымже (Сибирь).

Фото Н. И. Прохорова.

Гранулиты (у французских авторов отчасти лептиниты) — это плотные или очень мелкозернистые, белые или светлые породы, состоящие из полевых шпатов (ортоклаза), кварца и граната, грубо- или тонкосланцевые. Настоящие гранулиты, как уже указано, относятся к гранитам, являясь мелкозернистой лейкократовой или даже амелановой их фацией. Похожие на них гнейсы следует называть *гранулитовыми*, или гранулитоподобными *гнейсами*.

Лептиты близки к гранулитам; это тоже очень мелкозернистые или плотные породы лейкократового характера, но отличающиеся от гранулитов содержанием слюды или амфибола; можно сказать, что это очень мелкозернистые лейкократовые гнейсы.

Шведскими геологами установлено, что лептиты не что иное, как глубокометаморфизованные, перекристаллизованные и превра-

щенные в кристаллические сланцы, древние кварцевые порфиры и их туфы. Интересно, что по химическому составу и по характеру полевого шпата лепиты распадаются на две группы: натровые (альбитовые) и калиевые (микродлиновые). Одни объясняют это ликвацией первоначальной гранитовой магмы, другие автотаморфической (т. е. протопневматолитической) альбитизацией части лепитов.

Геллефлинты (старое шведское название) отличаются от лепитов тем, что они обладают роговиковым обликом, фельзитовым микростроением и иногда наклоном к порфириковидному сложению. Структура многих геллефлинтов говорит за то, что это метаморфизованные кварцевые порфиры, витрокластические туфы или туффиты.

Сложение гнейсов бывает довольно разнообразно. Особенно распространены два типа: 1) Так называемый обыкновенный гнейс, в котором расположение слюды, параллельное некоторой плоскости, вызывает гнейсовый облик в отличие от гранитного, но в котором листочки слюды являются отдельными неделимыми или небольшими группами, разобщенными кварцем и ортоклазом; это в сущности — гранито-гнейсы; 2) пятнисто-волокнистыми, или чешуйчато-волокнистыми гнейсами («flaserig» по-немецки) являются те, в которых слюда образует более или менее сплошные грубо-волокнистые полосы; если они чечевицеобразно обволакивают кристаллы или порфиробласты кварца и полевого шпата, получается очковая структура.

Слюдяные сланцы, филлиты и глинистые сланцы

Наиболее распространенным членом формации древних кристаллических сланцев после гнейсов являются *сланцы* (рис. 239). Минералогически они отличаются от гнейсов отсутствием полевого шпата; но через такие слюдяные сланцы, в которых имеется более или менее случайная или существенная примесь полевого шпата, получают переходные звенья к гнейсам, конечно к метагнейсам. Слюдяные сланцы имеют более или менее резкослоистое сложение, особенно хорошо выраженное в разностях, богатых слюдой. Кроме таких равномернозернистых слоистых слюдяных сланцев, существует группа порфириковидных, чаще псевдопорфириковидных, а также не очень большая группа конгломератных слюдяных сланцев. По слюде различают *мусковитовые*, *биотитовые*, *мусковито-биотитовые* и *парагонитовые сланцы*, а по второстепенным составным частям — *полевошпатовые*, которые при большом содержании полевого шпата иногда называют гнейсовыми слюдя-

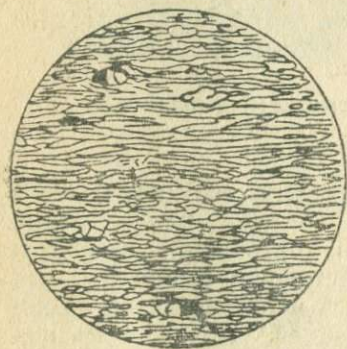


Рис. 240. Микроструктура кровельного сланца перпендикулярно к сланцеватости (по Howe).

ными сланцами, *гранатовые, ставролитовые, андалузитовые, дистеновые*; далее *роговообманковые, известковые, графитовые* и *магнезиальные*, обнимающие хлоритовые и тальковые, хлоритоидные, эпидотовые и некоторые другие.

При возрастании содержания кварца получаются породы, переходные к кварцитам, называемые *слюдяными* и *кварцитовыми сланцами*.

К слюдяным сланцам примыкают также до известной степени и некоторые *филлиты*, т. е. глинисто-слюдяные или слюдяные глинистые сланцы. Это очень тонкослоистые и тонкосланцеватые черные или темносерые породы, которые при большом содержании очень мелких листочков слюды обладают особым серебристым от-

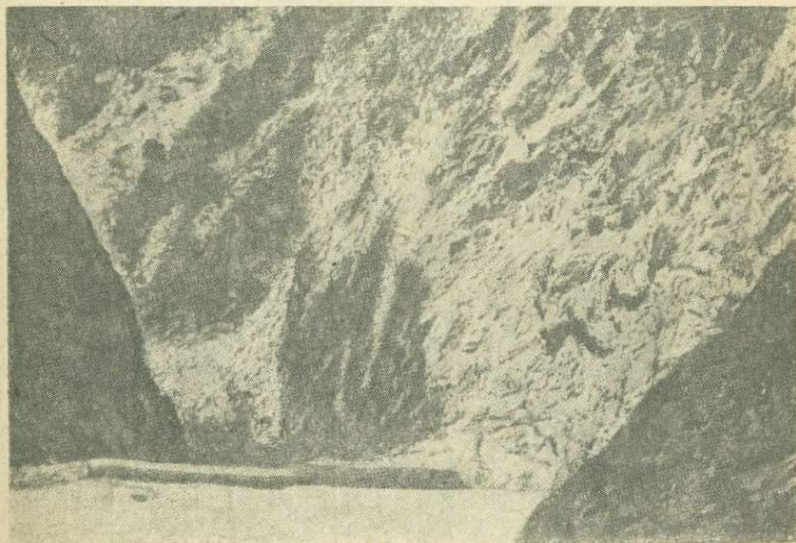


Рис. 241. Глинистые сланцы и филлиты в верховьях р. Ассы. Северный Кавказ.

Фото Н. И. Каракаша.

ливом. Они являются на вид совершенно афанитовыми, как обыкновенные глинистые сланцы, но содержат более или менее значительное количество слюды в мелких неделимых (рис. 241). Органическое вещество в виде мелкоизмельченного угля или в виде битуминозных веществ окрашивает их в темные цвета; битуминозные вещества обуславливают наклонность к легкому выветриванию так же, как и примесь пирита, особенно если он встречается не в виде отдельных более или менее крупных кристаллов, а в мелкоизмельченном состоянии. Хорошие филлиты имеют применение в качестве материала для крыш, почему и носят название *кровельного сланца* (рис. 240); большей прочностью отличаются те из них, в которых слюда образует более или менее сплошные извивающиеся полосы, обволакивающие другие составные части; поверхность излома у них не гладкая, а слегка бугор-

чатая. Ломки прекрасного кровельного сланца известны, например, в южном Валлисе во владениях Пенрин.

Филлиты постепенными переходами связаны с обыкновенными *глинистыми сланцами* (рис. 241), представляющими первую стадию метаморфизации сланцеватых глин. Глинистые сланцы — темносерые или черные породы, состоящие из глинистых частиц с мельчайшей кварцевой пылью и нередко с мелкими листочками слюды, но в гораздо меньшем количестве, чем в филлитах, и с иголочками рутила. Более или менее значительная примесь мелкорассеянной углекальциевой соли характеризует известково-глинистые сланцы (известковые филлиты); более или менее значительная примесь битуминозных веществ дает битуминозные и горючие сланцы, которые часто являются мягкими мергелистыми породами, примыкающими скорее к сланцевым глинам, т. е. к осадочным породам, а не к метаморфическим. Нередко наблюдается более или менее значительное содержание пирита, часто уже окисленного; такие сланцы называются квасцовыми.

Химический состав гнейсов, слюдяных и глинистых сланцев

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	72,28	74,18	66,65	63,41	69,94	75,24	77,59	66,80	55,35
TiO ₂	0,27	0,63	0,67	0,58	—	—	0,17	1,09	—
Al ₂ O ₃	13,54	8,44	14,64	17,45	10,06	12,58	11,61	16,64	20,05
Fe ₂ O ₃	1,67	5,98	3,42	0,92	—	0,84	0,92	0,53	8,75
FeO	1,18	2,14	1,98	2,62	4,66	1,72	0,24	2,72	—
MnO	—	—	сл.	—	—	сл.	0,01	—	—
MgO	0,81	сл.	2,44	2,42	1,60	0,42	0,50	2,91	2,41
CaO	1,63	1,75	1,25	5,80	2,41	1,22	0,10	1,00	сл.
Na ₂ O	3,74	1,46	2,74	3,58	3,30	4,84	0,27	1,16	0,92
K ₂ O	3,96	4,59	4,00	1,74	5,94	1,70	8,82	4,38	4,68
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O (пот. при прок.)	0,54	0,31	2,25	1,19	0,98	0,81	0,11	2,80	8,00
	99,62	99,48	100,04	99,71	98,89	99,37	100,34	100,03	100,16

1. Гранито-гнейс (биотитовый). Ванко, Финляндия.—2. Мусковитовый гнейс. Кьювиллог, Эквадор.—3. Двуслюдяной гнейс. Обергургль, Тироль.—4. Тоналитовый гнейс (биотито-роговообманковый). Энгельванд, Этцталь, Тироль.—5. Гранулитовый гнейс. Росвейн в Саксонии.—6. Геллефлинта. Эребро, Швеция.—7. Лептит. Лонгбад, Швеция.—8. Двуслюдяной сланец. Симплонский тоннель. 7600 м от южного портала.—9. Глинистый сланец силурийский, Осло (содержит углистое вещество).

Кровельный сланец (филлит). Темная окраска, серовато-черная или синевато-черная, не совершенно гладкие, а слегка узловатые поверхности излома по сланцеватости, серебристый отлив на плоскостях сланцеватости, значительная твердость и резкий звон при ударе свидетельствуют о благоприятных особенностях структуры

и состава, а эти последние выражаются в значительном содержании слюды, которая должна быть расположена связными, иногда волнообразно извивающимися полосами, в отсутствие пирита и иногда в высоком содержании кремнекислоты. Матовая черная окраска неблагоприятна, так как свидетельствует о значительном содержании битуминозных веществ.

Щелочные сланцы

Сюда относятся *глаукофановые* и *гастальдитовые* сланцы; первые глаукофановый сланец, соответствующий щелочной породе, был описан мною из Еловок в Южно-Заозерской даче на Урале; сюда же принадлежат и жадеитовые породы, так называемые *жадеититы*; разновидности этих последних, отличающиеся несколько большим содержанием извести и сравнительно незначительным содержанием глинозема, называют *хлоромеланитами*.

Что касается нефелино-эгириновых и рибеккитовых сланцев, которые описаны в Португалии, на Мадагаскаре и в некоторых других местностях, то их систематическое положение еще недостаточно ясно; возможно, что это лишь слабо видоизмененные, уже первоначально гнейсовидные изверженные породы; гнейсовидное сложение и полосатая структура, как известно, встречаются и даже иногда резко выражены среди нефелиновых сиенитов.

Магнезиальные сланцы и змеевики

Большим разнообразием отличаются кристаллические сланцы, состоящие целиком или существенным образом из магнезиальных силикатов. Эти породы широко распространены, встречаются часто, но не образуют таких значительных напластований, как гнейсы, слюдяные сланцы или филлиты. Часто эти сланцы приурочены к массивам габбро-пироксенито-перидотитовой формации, продуктами видоизменения которых они иногда и являются.

Сюда относятся *тальковые*, *хлоритовые сланцы*, *горшечный камень*, *лиственит*, *змеевиковые сланцы*, некоторые *змеевики*, *оливиновые*, *авгитовые*, *роговообманковые*, *актинолитовые сланцы*, *нефрит*.

Многие из этих сланцев, в особенности те, которые заведомо произошли из диабазовых пород, объединяют иногда под названием *зеленых сланцев* (или *празинитов*). Полевой шпат в них альбит, цветные минералы — хлорит, эпидот, амфибол, иногда слюда; они часто содержат гранаты. Сюда принадлежит и значительная часть тех метаморфических пород диабазового или габбрового состава, которые называют *метабазитами*.

Змеевиками (или серпентинами, серпентинитами) называются массивные или сланцеватые зеленые, иногда пятнистые, желтые или даже черные породы, состоящие главным образом из серпентина с более или менее значительными остатками первоначальных минералов: оливина, бронзита, диаллага, диопсида, роговой обманки. В виде второстепенных составных частей они содержат иногда в значительных количествах магнезит, брейнерит, гранат,

магнетит, бурый железняк, хлорит; серпентиновый минерал — или волокнистый (хризотил), или пластинчатый (антигорит). Текстура массивная или сланцеватая. Змеевики часто сопровождают формуацию габбро, и нередко по микроструктуре, минералогическому составу и геологическим взаимоотношениям можно установить, что змеевики произошли из перидотитов, дунитов или пироксенитов. Со змеевиками часто связаны месторождения хромитов (Урал, Закавказье, Малая Азия). У нас змеевики пользуются широким распространением на Урале.

Относительно генезиса змеевиков мнения еще расходятся, и этот вопрос не может считаться окончательно разрешенным. Сланцеватые змеевиковые породы, более или менее богатые хлоритом, а также содержащие гранит змеевики, вероятно, правильно относят к метаморфическим породам. Что касается массивных змеевиков, связанных с перидотитами и другими породами габбровой формации, то они, вероятно, скорее должны быть отнесены к категории первичных протопневматолитических изверженных пород, в особенности антигоритовые змеевики. В пользу такого взгляда, который был высказан Вейншенком, у нас — Б. П. Кротовым и В. Н. Лодчиковым (162), говорят как геологические соотношения, так и микроструктура.

Химический состав змеевиков можно иллюстрировать следующими анализами:

SiO ₂	39,21	Na ₂ O	0,54		
Al ₂ O ₃	1,58	K ₂ O	0,31		
Fe ₂ O ₃	5,91	Пот. при прок.	13,24	18,5 $\overline{R}O$	R ₂ O ₃ 12,6 SiO ₂
FeO	1,88	NiO + CoO	0,14		$\alpha = 1,17$
MnO	0,09	P ₂ O ₅	0,05		$\beta = 153,9$
MgO	36,32	SO ₃	0,01		
CaO	0,66	CuO	0,19		

Диалоговый серпентин (Урал, по р. Чусовой)

SiO ₂	36,70		
Al ₂ O ₃	1,21		
Fe ₂ O ₃	2,00	35,4 $\overline{R}O$	R ₂ O ₃ 20,4 SiO ₂
FeO	12,38		$\alpha = 1,06$
MgO	35,70		$\beta = 179,0$
CaO	0,20		
H ₂ O (110°)	11,02		
	<hr/>		
	99,21		

Несколько особняком стоят сланцы, известные под названием лиственитов.

Лиственит — метаморфическая порода, состоящая из карбонатов, слюды, кварца и некоторых рудных примесей в разных отношениях. Карбонат — преимущественно брейнерит, но также и магнетит, с которым иногда связаны листвениты.

Известковые сланцы

В тесном смысле слова сюда относятся *эпидозиты* и *известковые филлиты*, т. е. плотные глинистые или слюдяно-глинистые

сланцы, богатые углекальциевой солью. Иногда сюда причисляют также такие по большей части массивные породы метаморфической формации, как *гранатовые, скаполитовые, везувиановые, волластонитовые, малаколитовые* породы. Некоторые из них скорее относятся к типу контакт-метаморфических образований.

Кварциты и кремнистые сланцы

Кварциты в некоторых случаях так тесно связаны с песчаниками, а кремнистые сланцы настолько определенно носят на себе следы органогенного происхождения, что их иногда относят к осадочным породам. Но вместе с тем надо признать, что кварцитовые породы тесно связаны и с формацией кристаллических сланцев, в пределах которой они через слюдяные, серицитовые, альбитовые, хлоритовые разности примыкают к слюдяным сланцам и гнейсам. Точно так же и многие кварцитовые сланцы, особенно более или менее сильно железистые, входят в состав кристаллических сланцев как геологически, так и по структурным особенностям.

Чистые кварциты иногда состоят целиком из кварца. Вторичный кварц цемента отличается своей свежестью от первоначальных кварцевых песчинок, богатых включениями и путем нарастания нового кварцевого вещества сливающихся с кварцевым цементом. Наряду с нормальнозернистыми встречаются и прессованные разности с характерным линейным или плоскопараллельным строением. Путем статистического подсчета господствующего направления, по которому расположена в кристаллах кварца оптическая ось, можно определить направление, по которому вытянуто большинство кристаллов кварца, а следовательно и направление дислокационного давления, под которым они формировались (метод В. Шмидта, см. стр. 468).

В СССР особенно славятся кварциты западного побережья Онежского озера, как, например, темномалиновый шокшинский кварцит, известный под неправильным названием шокшинского порфира, а также серые кварциты других местностей этого района. Особый тип кварцитов и кремнистых сланцев составляют *железистые кварциты*, богатые магнитным и красным железняком; таковы породы Кривого Рога, курской магнитной аномалии (КМА) и Кольского полуострова и своеобразные красные и черные сложноточчатые железистые кремнистые сланцы Верхнего озера в Северной Америке, где они известны под названием *джаспилитов*.

Полевошпатовые амфиболиты и пироксенолиты

Массивные, иногда слоисто-сланцеватые амфиболо-плаггиоклазовые породы играют сравнительно большую роль в формации метаморфических пор. Залегая среди кристаллических сланцев, они производят впечатление интрузивных массивов. В самом деле, химический облик этих пород во многих случаях указывает на их принадлежность к семейству габбро; однако среди них имеются и такие, химический тип которых соответствует мелафирам, эссекситам, габбро-сиенитам, тефрито-базальтам, а также целый ряд особых типов, которые среди изверженных пород не встречаются (163).

Под названием *трапповых*, или *пироксеновых*, *гранулитов* были описаны слоисто-сланцевые породы из формации гранулитов Саксонии, которые состоят из основного плагиоклаза и авгита и по химическому своему типу тоже принадлежат к группе габбро и ультраосновных габбро. Их следует причислить к сланцеватым амфиболитам и пироксенолитам.

Плагиоклазовые амфиболиты представляют большое разнообразие и внешнего облика, и минералогического состава, и химического состава. И если господствующий среди них тип — это по-



Рис. 242. Полевошпатовый амфиболит (парадиорит). Кучное расположение полевого шпата. Каратау, Султан Уиз-Даг (по И. А. Преображенскому).

роды габброидной магмы или диоритовой магмы, то, как указано ниже, встречаются среди них и совершенно другие типы. Разнообразие этих пород обуславливается еще и тем, что существуют совершенно массивные типы и типы более или менее резко сланцеватые; точно так же такие примеси, как гранат, цоизит, хлорит, эпидот, обуславливают появление разновидностей. Существуют богатые гранатом амфиболиты, к которым примыкают и эклогиты.

Роговообманковые породы из формации кристаллических слан-

цев в сущности могут быть сведены к трем типам: 1) собственно роговообманковые породы, или амфиболиты (роговообманковая порода, актинолитовая порода), 2) полевошпатовые амфиболиты, выпадающие на плагиоклазовые и ортоклазовые породы, 3) эклогиты, состоящие из омфацита и граната с амфиболом или без него. К ним можно еще присоединить кварцевые плагиоклазо- и ортоклазо-амфиболовые массивные породы. В результате можно дать следующую группировку амфиболовых пород из метаморфической серии, не считая глаукофановых и т. п. сланцев, которые отнесены нами к щелочным сланцам (см. таблицу на стр. 487).

Смысл термина «парадиорит» (рис. 242) и т. п. уже указан в главе о диоритах.

Амфиболитам, т. е. роговообманковым породам, соответствуют среди пироксеновых такие известково-пироксеновые породы, как малаколитовые породы, так называемый эрлан и некоторые другие.

В генетическом отношении можно различать два типа полевошпатовых амфиболитов: 1) породы, образовавшиеся путем перекристаллизации в твердом состоянии изверженных, иногда осадочных

Классификация амфиболовых пород из формации кристаллических сланцев

Сложение	Существенные составные части						
	Амфибол	Амфибол и кварц	Амфибол и плагиоклаз	Амфибол и гранат	Амфибол, плагиоклаз и кварц	Амфибол и ортоклаз	Амфибол, ортоклаз и кварц
Массивное	Амфиболиты	Кварцевые амфиболиты	Парадиорит Амфиболовое парагаббро	Гранатовый амфиболит с пироксеном Эклогит	Парагранодиорит	Парасиенит	Амфиболовый парагранит
Сланцеватое и гнейсовое	Сланцеватые амфиболиты (амфиболовые сланцы)	Амфиболовые сланцы	Диоритовый гнейс	Гранатовый сланец	Амфиболовый плагиогнейс	Сиенитовый гнейс	Амфиболовый гнейс

пород, т. е. настоящие представители формации кристаллических сланцев, — это *параамфиболиты*; 2) амфиболиты, образовавшиеся из осадочных пород (по преимуществу известняков) путем гидрохимического метаморфизма — это *метаамфиболиты*.

Резкое гломмеробластическое строение, микрогранитовая,¹ роговиковая, роговиково-порфирировая структура и разные случаи аномальных пойкилитовых (рис. 243) порфирировидных структур характеризуют первый тип, т. е. настоящие полевошпатовые амфиболиты из формации метаморфических пород.

Амфиболиты и полевошпатовые амфиболиты нередко содержат гранат. Породы, в которых гранат значительно преобладает или которые состоят почти целиком из граната, называются *гранатитами* (рис. 244).



Рис. 243. Пойкилитовые вросстки кварца в амфиболе. Гранатовый амфиболит у дер. Прянишниковой на р. Тагиле.

¹ В двух модификациях: массивной и полосчатой, с чередованием полевошпатовых и амфиболовых слоев.

Химический состав полевошпатовых амфиболитов

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Пот. при прог.	Прочее	Сумма	Магматическая формула $\overline{RO} : SiO_2$	α	β	R ₂ O : RO	Какой породе соответствует
1	48,30	1,25	16,55	2,51	6,84	сл.	7,05	12,01	2,86	0,76	1,70	—	99,83	3,03 : 4,52	1,5	99	1 : 9	Габбро
2	52,06	0,61	17,76	2,81	5,77	—	7,32	9,46	2,24	1,51	0,21	—	99,75	2,5 : 4,51	1,64	77	1 : 8,3	"
3	51,33	1,02	17,83	1,64	7,67	—	4,17	8,01	4,69	1,26	1,02	$\left\{ \begin{array}{l} P_2O_5-0,74 \\ SO_3-0,27 \\ CO_2-0,40 \end{array} \right\}$	100,05	2,16 : 4,62	1,79	78	1 : 3,5	Мелафиры
4	48,77	0,88	18,74	7,21	3,43	—	6,00	9,47	3,24	1,13	1,04	—	99,91	1,9 : 3,55	1,45	81	1 : 5,7	Тефрито-базальты
5	50,00	0,82	18,80	2,57	5,51	0,08	4,63	10,65	4,46	1,18	1,00	$\left\{ \begin{array}{l} S-0,03 \\ CO_2-0,10 \\ Cl-0,10 \end{array} \right\}$	99,93	2,3 : 4,29	1,59	78	1 : 4	Диабаз
6	52,17	1,24	16,99	2,17	5,82	—	6,41	9,35	2,61	1,42	1,40	$\left\{ \begin{array}{l} SO_3-0,31 \\ CO_2-0,30 \end{array} \right\}$	100,19	1,79 : 3,34	1,39	85	1 : 6,8	Особый тип
7	56,73	—	25,53	0,13	4,15	—	1,78	4,81	4,46	1,02	0,77	—	99,38	1,29 : 4,07	1,87	57	1 : 2,7	" "
8	46,61	0,40	16,62	2,51	13,30	—	7,20	7,43	1,73	0,80	2,31	J—0,13	99,04	3,20 : 4,70	1,57	90	1 : 1,3	Габбро
9	47,62	1,42	14,59	2,33	10,89	0,29	8,53	7,07	2,77	1,17	2,50	CO ₂ —0,13	99,31	3,55 : 5,14	1,57	88	1 : 8,5	Диабазовая магма

1. Габброидный амфиболит из Оппенану в Шварцвальде.—2. Плотный пироксеновый амфиболит (Fehren bei Neustadt). Шварцвальд.—3. Сланцевый амфиболит (Kirschhäuser Tal).—4. Диоритоподобный амфиболит (Süldner).—5. Амфиболит с Сев. Урала, происшедший из известняка.—6. Сланцеватый амфиболит (Gorxheim bei Weinheim).—7. Парадиорит с Линевки по р. Тагилу.—8. Амфиболит из Саксонии (Mittweida).—9. Амфиболит из Енисейского округа; средний состав по Мейстеру.

Среди порфирированных типов метаморфических пород, в частности и среди полевошпатовых амфиболитов, встречаются такие, которые должны быть названы аномально порфирированными. Эти аномальные случаи характеризуются тем, что присутствуют вкрапленники там, где в нормальной изверженной породе их не должно быть, или, наоборот, вкрапленники отсутствуют там, где в изверженной породе они должны были бы быть налицо. Примерами могут служить амфиболит из Кифгейзера с крупными выделениями зеленой роговой обманки и основной массой анамезитового строения из свежих плагиоклазов, или амфиболит из Камека в Вальдфиртеле, кристаллически-зернистый с преобладанием амфибола над плагиоклазом (около 60%), но без вкрапленников, хотя эвтектика находится около 50% амфибола.

Химический состав и химический облик этих пород может быть иллюстрирован примерами, приведенными в таблице на стр. 488.

Эклогиты

Эклогиты представляют группу массивных (изредка сланцеватых) пород, характерных для глубинной зоны абиссометаморфических комплексов пород. Это полнокристаллические, нередко крупнокристаллические породы, существенными составными

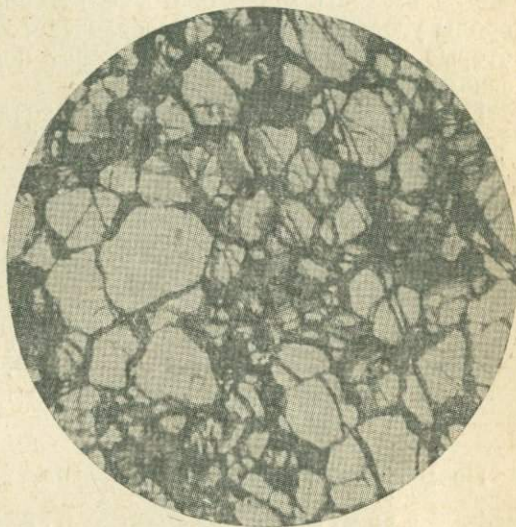


Рис. 244. Гранатовая порода (гранатит) с роговой обманкой и магнетитом на р. Тагиле на Урале (из серии амфиболито-эклогитовой)

частями которых являются красные гранаты и из пироксенов зеленый омфацил, а также зеленые амфиболы (смарagdит) и др.; поэтому иногда различают собственно эклогиты омфацитовые и амфиболовые эклогиты или эклогитовые амфиболиты (L. Hezner).

По химическому составу эклогиты соответствуют габбро, в некоторых случаях уклоняясь в сторону очень основных рудных габбро, или наоборот, в сторону габбро-сиенитов, но в большинстве случаев они отвечают нормальному габбро. Если произвести пересчет химического анализа на минералогический, то получается в значительном количестве плагиоклаз, очевидно потенциальный; в нижеприведенном анализе 56% потенциального полевого шпата. Эклогиты представляют более плотную фацию, чем габбро, следовательно при метаморфизации габбровых пород на глубине, на основании закона объемов, получаются эклогиты, в которых щелочная составная часть полевых шпатов входит в состав пироксенов, благодаря чему эклогиты и характеризуются сравнительно богатыми щелочами пироксенами — омфацитом.

Наиболее глубинная зона метаморфизации характеризуется эклогитами; поэтому можно говорить об *эклогитовой зоне* как глубинной зоне литосферы. Некоторые авторы считают, что эклогиты являются магматическими породами, т. е. образовались из габбровой (базальтовой) магмы на той глубине, где царит высокое гидростатическое давление — взгляды Фермора, а позднее Эсколы. В таком случае базальтовая магма должна быть рассматриваема как продукт плавления эклогитов при понижении давления. Этот взгляд встречает возражения со стороны Дэли и других на основании данных сейсмологии, гравитационных наблюдений и т. п.

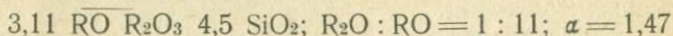
К такому толкованию эклогитов, быть может, следует присоединить взгляды Федорова и Стратановича на авгито-гранатовые породы угольного района Богословского округа на Северном Урале, которые другие петрографы считают породами контакт-метаморфическими.

Приведенный здесь химический анализ эклогита из Фихтельгербе (Unterpferd) очень характерен.

SiO ₂	50,42%
TiO ₂	0,46
Al ₂ O ₃	18,40
Fe ₂ O ₃	0,94
FeO	5,77
MnO	сл.
MgO	10,77
CaO	11,00
Na ₂ O	2,80
K ₂ O	0,13

100,69

По магматической характеристике:



отвечает габбро: содержит 56,2% потенциального полевого шпата.

Несиликатные члены формации кристаллических сланцев

Эта группа обнимает мраморы, железистые породы, наждаковую породу и отчасти кварциты.

Конечно, не все мраморы входят в состав формации кристаллических сланцев, и существуют такие *мраморы*, для которых может быть установлена перекристаллизация гидрохимическим путем, на небольшой глубине. Существуют также мраморы, которые приходится рассматривать как образования пирогенные. Но значительное число мраморов так тесно связано геологически с формацией кристаллических сланцев, что приходится допустить общность их происхождения. Мраморы как кальцитовые, так и доломитовые, содержат иногда в виде примеси такие минералы, которые тоже указывают на метаморфическое их происхождение, именно серицит, биотит, скаполит, лучистый камень, мусковит, гранат, волластонит, везувиан, не считая кварца, ортоклаза, плагиоклаза, которые образуются в мраморах и гидрохимическим путем.

Самые глубинные мраморы массивны и обладают равномерной зер-

нистой структурой; те из них, которые залегают в менее глубоких зонах метаморфизации, являются глубоководными и, иногда обнаруживают наклонность к сланцеватости; при заметном количестве пластинчатых минералов, например серицита, получается лепидобластическая структура. В мраморах с неравномернозернистой структурой имеются два типа — псевдопорфиновый и слоистый, в котором чередуются полосы или выклинивающиеся слои более крупнозернистые и более мелкозернистые.

Железистые породы обнимают три типа: магнетитовые породы и железослюдковые, так называемые *штабириты*. Первые состоят из магнетита, вторые — из железной слюдки. Третий тип — это кремнистые красные железняки и железистые кварциты, состоящие из красного железняка и кремнезема в разных пропорциях; особенно характерны *джаспилиты* Верхнего озера в Северной Америке и рудные кварцитовые породы Кривого Рога в южной части СССР; сложение или массивное, или слоисто-сланцеватое. Второстепенные составные части и примеси иногда довольно многочисленны, иногда почти отсутствуют. Можно назвать апатит, рутил, титанит, ильменит, затем гранат, амфиболы, пироксены, полевые шпаты, слюды.

Наждаковые породы, из которых особенно существенны мелкозернистые, частью массивные, частью грубосланцеватые породы Малой Азии, островов Наксоса и Самоса, состоят из корунда с магнетитом и содержат довольно многочисленные примеси: пирит, рутил, слюду, ставролит, дистен, шпинели, гематит и другие.

Наждак состоит приблизительно на $\frac{2}{3}$ из корунда и на $\frac{1}{3}$ из магнетита и других примесей; окрашен с серый, синеватый или черный цвет, залегают в виде залежей и жил среди мраморов, слюдяных и хлоритовых сланцев.

Химический состав (в процентах) может быть иллюстрирован следующим примером:

SiO ₂	3,23
Al ₂ O ₃	66,16
Fe ₂ O ₃	24,27
FeO	3,48
MnO	0,25
CaO	1,62
MgO	0,38
H ₂ O	0,37

ДИАГРАММА В. Н. ЛОДОЧНИКОВА¹

Для изображения химических типов изверженных пород на диаграмме мы воспользуемся следующим способом. Возьмем квадрат, разделенный диагонально на две половины, со стороны, равной 400 мм = 100%. Тогда всякая точка внутри этой половины сможет представить любой трехкомпонентный состав типа $a + b + c = 100\%$. В самом деле, возьмем, например, точку № 2 диаграммы. Проведя через нее мысленно прямую перпендикулярно основанию квадрата, мы увидим, что она во взятой точке 2 разделилась на три отрезка: 1-й отрезок от левой стороны квадрата до взятой точки равен 60,5 мм, 2-й от взятой точки до диагонали равен 212 мм и 3-й от диагонали до правой стороны квадрата равен 127,5 мм. Этот же последний отрезок равен ординате взятой точки. Так как $100\% = 400$ мм, то первый отрезок выразит $\frac{60,5}{4} = 15,125\%$, второй — $\frac{212}{4} = 53\%$ и третий — $\frac{127,5}{4} = 31,875\%$. Если магматическую формулу привести к виду $m \overline{RO} \ n \overline{R_2O_3} \ p \overline{SiO_2}$, где $m + n + p = 100\%$, то легко каждую породу представить в виде точки на диаграмме, условившись раз навсегда откладывать на месте 1-го отрезка величину m , на месте второго n и на месте третьего p .

Пусть нам надо изобразить состав габбро 2,6 $\overline{RO} : \overline{R_2O_3} : 4,12 \overline{SiO_2}$. Приведем формулу к необходимому нам виду, т. е. пересчитываем сумму коэффициентов 2,6, 1 и 4,12 в формуле габбро на 100. Получим:

$$2,6 \overline{RO} : \overline{R_2O_3} : 4,12 \overline{SiO_2} = \frac{2,6}{2,6+1+4,12} \times 100 \overline{RO} : \frac{1}{2,6+1+4,12} \times \\ \times 100 \overline{R_2O_3} : \frac{4,12}{2,6+1+4,12} \times 100 \overline{SiO_2} = 33,68 \overline{RO} : 12,95 \overline{R_2O_3} : 53,57 \overline{SiO_2}$$

На нашей диаграмме мы можем брать отсчеты с точностью до 0,5 мм, т. е. $\frac{100}{400} \times 0,5 = 0,125\%$, и потому представляем полученную формулу в виде 33,625% $\overline{RO} : 13,00 \overline{R_2O_3} : 53,375 \overline{SiO_2}$. Берем ординату, равную коэффициенту при $\overline{SiO_2}$, т. е. $53,375\% = 214,5$ мм, и абсциссу, равную коэффициенту $33,625\% = 134,5$ мм по \overline{RO} ; полученная точка № 14 диаграммы и выразит формулу габбро.

¹ Нижеследующее пояснение к диаграмме В. Н. Лодочникова написано им самим. Приношу В. Н. Лодочникову сердечную благодарность как за самую диаграмму, так и за пояснение к ней.

Еще один пример. Пусть нам необходимо изобразить чистую магнетитовую породу. Формула ее $\overline{RO} : R_2O_3$, т. е. 50% $\overline{RO} : 50 R_2O_3 : 0\% SiO_2$. Взяв опять сначала ординату 0%, мы остаемся на основании квадрата; отложив на нем абсциссу, равную коэффициенту 50% при \overline{RO} , т. е. половину стороны квадрата, получим искомую точку № 1.

Таким путем и нанесены на диаграмму все типы магм классификационной таблицы из книги «Петрографические таблицы» (см. список литературы).

Из способа отложения и принятого порядка расположения (он указан на правой половине квадрата выражением $m\overline{RO} : nR_2O_3 : pSiO_2$, т. е. откладываем всегда в определенной последовательности сначала m , затем n и наконец p) видно, что чем меньше в породе SiO_2 , тем ниже располагается точка; чем больше \overline{RO} , тем она должна быть правее, и точкам, ближе всего расположенным к диагонали, отвечают породы с наименьшим содержанием R_2O_3 . Точки на правой половине квадрата ничего не выражают, и здесь мы отмечаем все относящиеся к изображенным на левой половине точкам. Кроме того, оставляя правую половину, мы видим нагляднее как соотношение между m , n и p , так и между суммой $(m + n)$ и p .

На диаграмме проведено несколько лучей из левой верхней вершины квадрата. Каждый такой луч дает геометрическое место точек — магматических типов, в которых отношение $\overline{RO} : R_2O_3$ есть величина постоянная. Для построения какого-либо из этих лучей, например такого, в котором $\overline{RO} : R_2O_3 = 1,5 : 1$, выбираем на основании квадрата точку с абсциссой, равной $400 \times \frac{1,5}{1,5+1} = 120$ мм, и соединяем ее прямою с левой вершиной квадрата. На проведенном луче, как видно из диаграммы, точно располагаются типы магм 8, 25, 28 и 32, в которых, стало быть, отношение $\overline{RO} : R_2O_3$ равно $1,5 : 1$.¹ Проведенными на диаграмме лучами мы разделили таким образом все поле диаграммы на отдельные участки, соответствующие вертикальным столбцам таблицы-ключа (см. Ф. Левинсон-Лессинг и Д. Белянкин. Петрографические таблицы, 1915, между стр. 116 и 117) с небольшим видоизменением (вместо столбца $1,5 : 1$ до $1,9 : 1$ проведен участок $1,5 : 1$ до $2 : 1$ и т. д.). Соединив вершины левого треугольника квадрата с серединами противоположных сторон этого треугольника, мы разобьем все поле диаграммы на участки, в каждом из которых существует определенное (обозначенное на диаграмме) соотношение между \overline{RO} , R_2O_3 и SiO_2 . Из диаграммы сразу же усматривается, что почти во всех породах $SiO_2 > \overline{RO} > R_2O_3$ и только в небольшой группе гипер-основных пород соотношение меняется на $\overline{RO} > SiO_2 > R_2O_3$. Порода № 2 (кыштымит) представляет собою, как видим, уникум. Кроме того, из диаграммы легко усматривается, что все почти типы укладываются на проведенных из левой вершины квадрата лучах, в особенности если провести несколько промежуточных.

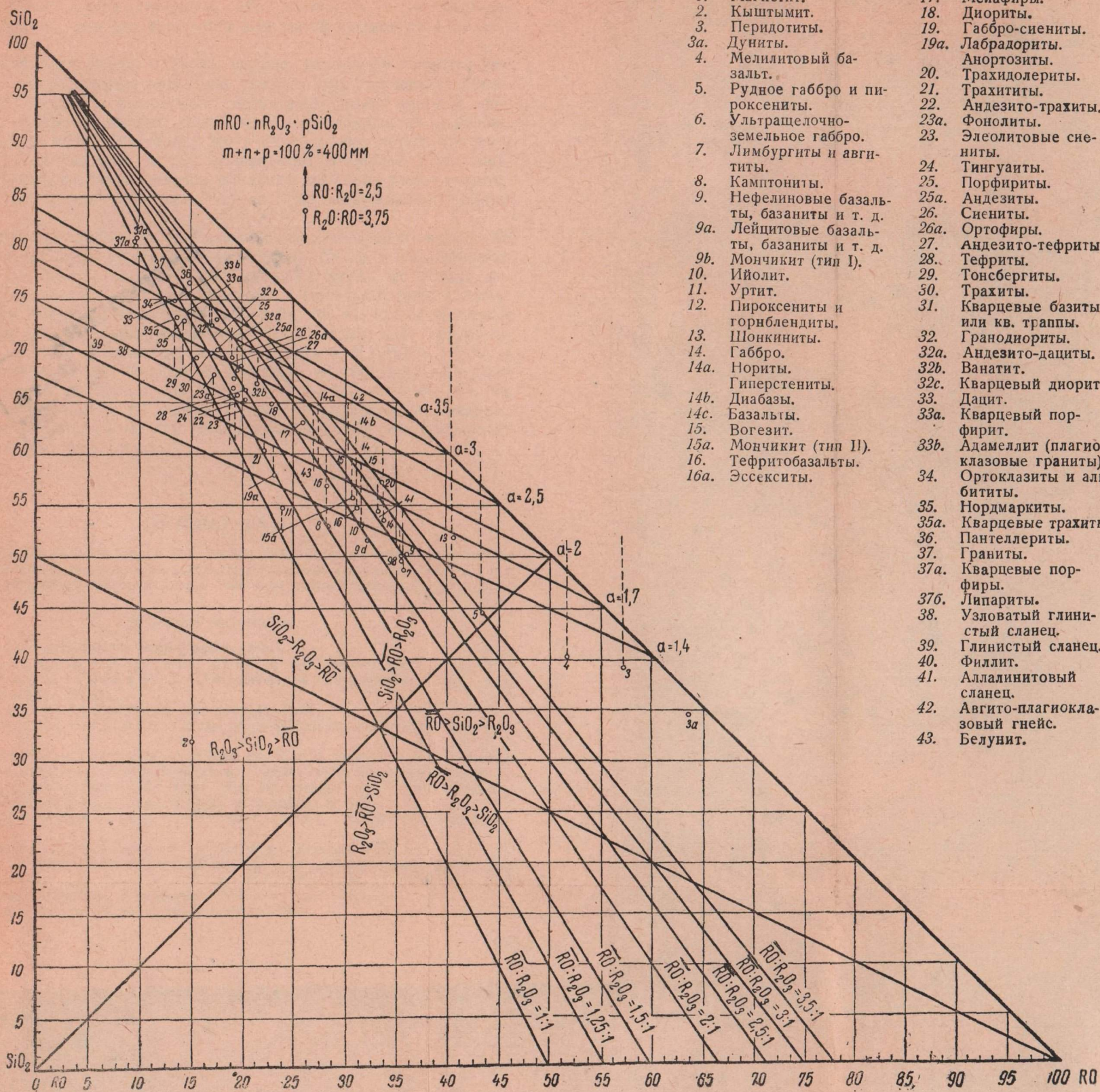
¹ А если пожертвовать точностью до $\frac{1}{3}\%$, то сюда же попадут и породы 22, 27, 32а, 25, 32в и 36.

На диаграмме, кроме того, проведены линии равной кислотности. Последняя выражается коэффициентом $a = \frac{2p}{m+3n}$. Положим $a = 3,5$ и найдем соответствующую прямую диаграммы. Отыскиваем крайние точки этой прямой; одна из них будет та, где $m = 0$, другая крайняя точка будет отвечать $n = 0$, т. е. будем иметь для первой точки $3,5 = \frac{2p}{0+3n}$, откуда $n = \frac{2p}{3,5 \times 3} = \frac{2p}{10,5}$; но $m+n+p = 0 + \frac{2p}{10,5} + p = 100\%$, откуда $p = 84\%$ и $n = 16\%$; для второй крайней точки, т. е. положив $n = 0$, получим $3,5 = \frac{2p}{m+3 \times 0}$; $m = \frac{2p}{3,5}$; $m+n+p = \frac{2p}{3,5} + 0 + p = 100\%$, откуда $p = 63,63\%$ и $m = 36,37\%$. Остается теперь нанести обе точки $0 + 16 + 84$ и $36,37 + 0 + 63,63$ на диаграмму и соединить их прямой (верхняя прямая диаграммы). На диаграмме проведены шесть таких прямых. Любая точка на каждой из них в отдельности, начиная сверху вниз, имеет коэффициент кислотности соответственно 3,5; 3; 2,5; 2; 1,7 и 1,4. Все поле диаграммы разделилось таким образом на участки, соответствующие (опять-таки с небольшим изменением) отдельным строчкам таблицы-ключа.

Для полной характеристики породы, кроме магматической формулы, необходимо еще знать отношение $R_2O : RO$. Это отношение мы приводили к такому виду, где предыдущий или последующий его члены равны единице. На диаграмме эти отношения выражены в виде вертикальных отрезков, направленных вверх (если $RO > R_2O$) или вниз (если $RO < R_2O$) от точки, выражающей породу. Масштаб отрезков выбран так, что каждой единице отношения соответствует 4 мм. Возьмем, например, камптонит — точка № 8, в котором это отношение равно $R_2O : RO = 1 : 4,1$. Так как $R_2O < RO$, то пунктирный отрезок направлен вверх на длину $4,1 \times 4 = 16,4 \cong 16,5$ мм. Для гранита № 37 имеем $R_2O : RO = 1,4 : 1$, и отрезок следовательно должен быть направлен вниз на $1,4 \times 4 = 5,6 \cong 5,5$ мм. Если отношение равно 1 : 1, то отрезок не проводится (№ 22), и наконец указывается только направление, если отношение $R_2O : RO$ равно нулю (№ 1, № 3а) или бесконечности (№ 34).

Диаграмму очень удобно пользоваться для определения пород и сравнения их между собою. Возьмем, например, породы 18 (диорит), 16 а (эссексит) и 14 (габбро). Все эти три точки располагаются почти на одной прямой (по неисправленным данным таблиц они точно приходятся на одну прямую). Это указывает на то, что № 16 а может быть составлен из № 18 и 14 и притом в равной почти пропорции, так как № 16 а почти делит пополам прямую 18—14. Если бы на диаграмме не было вертикальных прямых, дающих отношение $R_2O : RO$, то породу с полным правом можно было бы назвать габбро-диоритом. Приняв, однако, во внимание вертикальные отрезки, мы заметим, что концы их у 18, 16 а и 14 не укладываются на одну прямую даже с очень грубым приближением. Если соединить верхние концы отрезков у № 14 и 18, то конец № 16 окажется далеко ниже этой прямой, т. е. эссексит со-

ДИАГРАММА В. Н. ЛОДОЧНИКОВА



держит гораздо больше щелочей R_2O , чем это требуется для породы, промежуточной между габбро и диоритом. Исходя из тех же соображений, можно сказать, что норит № 14а также не может быть назван габбро-диоритом, ибо, наоборот, в нем больше щелочных земель, чем это требуется для такой промежуточной породы.

Если обратиться теперь к № 43, породе, названной Спёрром белугитом, то из диаграммы сразу же увидим, что она вполне отвечает габбро-диориту: помещаясь несколько ниже прямой, соединяющей габбро и диорит, она имеет и вертикальный отрезок, промежуточный между таковыми же у двух первых пород (по данным таблиц совпадение почти совершенно точное — 2 ч. диорита + 1 ч. габбро). Не отличаясь никакими ни минералогическими, ни структурными особенностями, порода и не заслуживает особого названия.

На диаграмме, кроме № 43, отмечено еще несколько пород, не входящих в таблицу магматических типов; № 38 и 39 отвечают глинистым сланцам, и на диаграмме сразу же видно их особое положение в отношении пород изверженных. Наоборот, кристаллические сланцы изверженного происхождения № 41 (аллаинитовый сланец) и № 42 (авгитоплагноклазовый гнейс) сразу же обнаруживают свою истинную природу, находясь рядом с габбро № 14 и габбро-сиенитом № 19. Филлит № 40 почти в точности совпадает с гранодиоритом № 32, но это получилось только потому, что на диаграмме окись калия не находит себе отдельного выражения, а как раз в филлите № 40 его гораздо больше, чем это допустимо для гранодиоритовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

(Этот перечень не преследует цели дать полный список сочинений по петрографии; его задачей является лишь указать некоторые сочинения для тех, кто пожелал бы подробнее ознакомиться с тем или иным отделом петрографии.)

1. Общие сочинения

- F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie, 1894.
H. Rosenbusch — A. Osann. Elemente der Gesteinslehre. 1923. (На русском языке: Г. Розенбуш. — Описательная петрография, под ред. В. Н. Лодочникова. 1934.)
J. de Lapparent. Leçons de pétrographie. 1924.
Ф. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России. Изд. Геол. ком. 1923.
Lexique Pétrographique, préparé par M. F. Loewinson-Lessing. Изд. Парижск. междунар. геолог. конгресса (Compte rendu de la VIII session du Congrès Géologique International. Paris. 1900. На немецк. яз. F. Loewinson-Lessing. Petrographisches Lexikon. 1893 и Supplément. 1898.)
Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Э. А. Струве. Петрографический словарь. 1932.
A. Holmes. The Nomenclature of Petrology. London. 1920.
A. Fay. A Glossary of the mining and mineral industry. Washington. 1920.
H. Washington. Chemical analyses of igneous rocks. U. S. Geolog. Survey, Professional Paper 99. Washington. 1917.
И. Лукашевич, Жизнь горных пород. 1909.

- H. Boeke-Eitel. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. Berlin. 1923.
- A. Holmes. Petrographic methods and calculations. 1921.
- Ф. Левинсон-Лессинг и Д. Белянкин. Петрографические таблицы. 5-е изд. 1933.
- З. Немова. Сборник химических анализов русских горных пород под ред. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Труды Геол. ком. 1930.
- F. Behrend und G. Berg. Chemische Geologie. 1927.
- R. Marc—H. Jung. Die physikalische Chemie in ihrer Anwendung auf Probleme der Mineralogie, Petrographie u. Geologie. 1930.
- A. Гинзберг. Лекции по экспериментальной петрографии. 1938.
- В. Эйтель. Физическая химия силикатов. 1936.
- A. Osann. Beiträge zur chemischen Petrographie. I. Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. 1903.
- H. v. Ecker mann. Molekularquotienten. 1925.
- H. v. Philipsborn. Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. 1933.
- А. Заварицкий. Описательная петрография, ч. 1—2 1926 (литогр.).
- А. Заварицкий. Пересчет химических анализов. 1933.

2. Изверженные породы.

- C. W. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets. I—IV. 1894—1924.
- H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der massiven Gesteine; 4-е изд. 1907.
- J. Iddings. Igneous Rocks. T. I. 1909; T. II. 1913.
- R. Daly. Igneous Rocks and their origin. 1914.
- (Одна часть имеется на русск. яз. в переводе А. П. Герасимова. Магматические породы).
- P. Niggli. Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. 1920.
- Ф. Левинсон-Лессинг. Исследования по теоретической петрографии (Труды Спб. общ. ест. 1898)
- S. Shand. Eruptive rocks. 1927.
- Г. В. Тиррель. Основы петрологии. Пер. С. П. Соловьева. 1932.
- Э. Струве, под редакцией Ф. Левинсон-Лессинга. Сборник химических анализов. Петрография СССР, сер. моногр., 1938.
- В. Лучицкий. Петрография. 3-е изд. 1932.
- J. Vogt. Die Silicatschmelzlösungen. I—1903; II—1904.
- J. Vogt. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. 1908—1931.
- A. Harker. The natural history of igneous rocks. 1909.
- А. Заварицкий. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. 1926.
- N. Bowen. The evolution of the igneous rocks. 1928.
- R. Daly. Igneous rocks and the depths of the earth. 1933.
- J. Stansfield. Assimilation and Petrogenesis. 1928.
- М. Усов. Фазы эффузивов. 1924. Фации и фазы интрузивов. 1932.
- П. Чирвинский. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. 1911.
- F. Groul. Petrography and Petrology. 1933.
- М. Усов, Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. Сов. Геол., № 9, 1935, 795—810.

3. Осадочные породы.

- В. П. Батурин. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. 1932.
- В. Батурин и П. Авдусин. Опыт методики исследования механических осадков. 1930.
- Boswell. Mineralogy of the sedimentary rocks.
- А. Заварицкий. Введение в петрографию осадочных пород. 1932.
- C. Correns. Die petrographisch wichtigen Methoden der Kolloidchemie. Fortschr. d. Miner. 10, 1925. 691—728.

В. А. Зильберманц и М. В. Самойло. Разделение осадочных пород посредством центрифугирования в тяжелых жидкостях. 1932.

F. Tickel. The examination of fragmental rocks. 1931.

L. Cayeux. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris. 1916.

L. Cayeux. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 1929.

F. van Tuyl. The Lithogenesis of the Sediments. Iowa Academy Scientific Press. T. 43. 1916.

E. Philippi. Die Sedimente der Gegenwart. Jena. 1912.

J. Walther. Lithogenesis der Gegenwart. 1894.

W. Wetzel. Sedimentpetrographie. Fortschritte der Mineralogie, Krystallographie und Petrographie. T. VIII. 1923.

F. Hatch and R. Rastall. Textbook of petrology. II. The petrology of sedimentary rocks. London. 1923.

W. Kunitz. Die volumetrische Phasenanalyse mittels der Zentrifuge. Eine neue Methode zur mechanischen Analyse.

W. Twenhofel. Treatise on sedimentation. 1926. 2-е изд. 1932.

В. Х. Твенхофель. Процессы образования отложения осадков, перев. И. А. Преображенского. (Литогр. 1932).

Г. Мильнер. Петрография осадочных пород. 1934.

М. С. Швецов. Петрография осадочных пород. 1934.

P. Urbain. Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses. I. Méthodes chimiques. II. Méthodes microscopiques. — Actualités scientifiques et industrielles. 1937, No. 500. Edit. Hermann et Co. (18 fr.) No. 499. Ibidem, No. 500. III. Méthodes thermiques. IV. Méthodes roentgenographiques. V. Méthodes mécaniques. (18 fr.)

4. Метаморфические породы

U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 2-е изд. 1910.

U. Grubenmann and P. Niggli. Die Gesteinsmetamorphose. 1924.

C. R. Van Hise. A treatise on metamorphism. U. S. Geol. Survey. Monograph. 47. Washington. 1904.

C. Leith and W. Mead. Metamorphic Geology. 1915.

B. Sander. Gefügekunde der Gesteine. 1930.

А. Полканов. Метаморфизм горных пород. 1931. (Литогр.).

А. Харкер. Метаморфизм, 1937.

У. Грубенман и П. Ниггли. Метаморфизм горных пород. Перев.

С. П. Соловьева. Под редакцией А. П. Герасимова. 1933.

W. Schmidt. Tektonik und Verformungslehre. 1932.

5. Техническая петрография

П. М. Татаринов, С. Ф. Малявкин и А. Н. Гейслер. Курс нерудных месторождений. Ч. II. Месторождения минеральных строительных материалов. 1935.

H. Burchartz, G. Saenger und K. Stocke. Technische Gesteinprüfung. 1933.

J. Hirschwald. Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. 1912.

K. Grengg. Ueber die Bewertung von natürlichen Gesteinen für bautechnische Zwecke. 1928.

А. Вискель. Исследование естественных каменных строительных материалов на сопротивление выветриванию по методам проф. Гиршвальда. СПб. 1910. (Минералого-петрографической частью этой книги пользоваться нельзя.)

6. Цитированная литература

1. М. Реакрок. Classification of igneous rocks. Journ. of Geol., 1931, 54.

2. А. Штайнманн. Ueber Gesteinsverknüetungen. N. J., юбилейный том.

3. J. Hirschwald. Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit. 1908.

4. H. Cloos. Die Batholithen des Bayrischen Waldes. Geol. Rundschau, 1923, XIV, 12. См. также его работу „Das Batholithenproblem“. 1923.
5. F. Loewinson-Lessing. A contribution to the mechanics of intrusion. Compte rendu XVI Congrès Géologique International. Washington, 1933.
6. R. Sosman. Types of prismatic structure in igneous rocks. J. of Geol., 1916. XXIV, 215.
7. J. C. Leith. Rock cleavage. Bull. U. S. Geol. Survey, 1905, 359.
8. В. И. Лучицкий и Е. А. Кузнецов. Петрографические провинции СССР. „Петрография СССР“, издание Петрографического института Академии наук СССР. (Эта полезная книга, являющаяся первой попыткой синтеза петрографии нашей страны, к сожалению, не свободна от некоторых ошибок.)
- 8a. Б. Полюнов. Кора выветривания. 1934.
9. Д. В. Соколов. О микроорганизмах в подпочвенных слоях и о биохимических факторах выветривания. Изв. Акад. наук, 1932, 693.
10. М. А. Усов. Фации и фазы интрузивов. 1932.
11. Ф. Левинсон-Лессинг. Руководство для оптического исследования кристаллов под микроскопом. 1909.
12. А. А. Глаголев. О геометрических методах количественного минералогического анализа горных пород. Тр. Инст. прикл. мин., 1933, 59.
См. также: М. Тунгаи. Bemerkungen zur geometrischen Methode der Gesteinsanalyse. Bull. Acad. Polon. d. Sc. (1932) 1933, 396.
В. А. Николаев. Некоторые замечания о линейном методе геометрического анализа горных пород. Зап. Росс. мин. общ., 1926, 1, 96.
13. W. Goodchild. Mining Magazine, 1917, XVII, 243.
14. L. Saucy. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. 1916. A. Holmes. Petrographic methods and calculations. 1926.
15. F. Loewinson-Lessing. Sur l'autocatalyse magmatique et les minéraux protopneumatolythiques. Bull. Soc. Franç. de Minér., 1923, 34.
16. A. Lacroix. Nouv. Arch. du Mus. d'Hist. Natur., 1907, IX (4).
17. Kozu. Scientif. Rep. Tohōku Univers. III, 1927, 107, 143.
18. A. G. Mc. Gregor. Clouded feldspars and thermal metamorphism. Min. Mag., 1931, XXII, 153, 524.
19. Ф. Левинсон-Лессинг. Андезит-базальты Армении в сборнике „Басейны оз. Севан“.
См. также: Cloos в N. J. 1931, Bd. 66, T. XIII. 683.
20. И. Морозевич. Опыты образования минералов в магме. 1897.
21. Д. С. Белякин. Кварцевый диабаз с р. Тунг.
В. Соболев. Кварцевофаялитовый диабаз-пегматит с р. Н. Тунгуски. Зап. Мин. общ., 1933, LXII, 2, 493.
22. L. Hawkes. Olivine dacites in the tertiary volcanic series of eastern Iceland. Q. J. Geol. Soc., 1924, LXXX, 4, 549. В этой статье дана и литература о совместном нахождении оливина и кварца в изверженных породах.
23. J. Roth. Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischen Erläuterungen. Breslau, 1861, XXI.
24. Lacroix. Compte rendu du VIII Congrès Géologique International. 1901, 806.
25. Hawkes. Mineral. Magas., 1929, XXI, 163.
26. L. Grengg. Ueber Ziffermässiges Erfassen von Gefügeigenschaften der Gesteine. T. M. P. M., 1925, 38, 479—493. E. Teuscher. Methodisches zur Quantitation und Strukturgliederung körniger Gesteine. T. M. P. M., 1933, 44, 410—421.
27. H. Rosenbusch. Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur. N. J. 1882, II, 1.
28. F. Loewinson-Lessing. Note sur la structure des roches éruptives. Bull. de la Soc. Belge de Géol., III, 393, 1890. F. Loewinson-Lessing. Deuxième note sur la structure des roches éruptives. Там же, 1891, V. A. Michel-Lévy et F. Fouqué. Note sur la structure des roches éruptives. Там же, 1890, IV, 144.
29. Ф. Левинсон-Лессинг и С. Жемчужный. Порфиroidная структура и эвтектика. Изв. Петрогр. полит. инст., 1911, XV.
30. H. Miers and Miss Isak. Philos. Trans. of the Royal Soc., 1905, 209, 337. Geol. Mag., 1905, 495—497.

- 30a. А. А. Бочвар. Исследование механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа. 1935.
31. K. v. Chrústschoff. Ueber holokrystalline makrovariolithische Gesteine. Mém. Acad. de St. Pétersbourg, 1894, XLVI, 3.
32. J. Sederholm. On orbicular granites, spotted and nodular granites, etc. and on the rapakivi structure. Bull. Com. de Finlande, 1928, 83.
- F. Loewinson-Lessing and O. Vorobjeva. Contribution to the knowledge of orbicular structures in igneous rocks. Доклады Акад. наук, 1929, 351.
33. Б. Попов. Новый метод исследования сферолитовых образований. Труды СПб. Общ. ест., 1903, XXXIII, 19.
- 33a. Е. В. Рожкова и Н. В. Соловьев. К вопросу образования сфероидитовых и оолитовых структур. Бюлл. Моск. Общ. испыт. прир., XLV, 1937, 343.
34. Ф. Левинсон-Лессинг. О своеобразном типе дифференциации в вариолитах Яглубы. Тр. Петрограф. инст. Акад. наук. 1935, т. 5.
35. J. Spragg. Ore magmas.
36. F. Loewinson-Lessing. Ueber magmatische und nichtmagmatische Silikatssysteme. Min. u. Petr. Mitteil. 43, 1932, 45.
37. Ф. Левинсон-Лессинг. Основные проблемы петрогенезиса. Изв. СПб. полт. инст. XIV, 1910, 111.
38. R. Daly. Igneous rocks and their origin. 1914.
39. B. Cotta. Geologische Fragen. 1858, 76.
40. L. Green. Vestiges of the molten globe. 1887, 11.
- 40a. A. Holmes. The origin of igneous rocks. Geol. Mag., 1932, 543.
41. W. Richardson. The frequency-distribution of igneous rocks. Miner. Magaz., 1923 (March).
42. Compte rendu du VIII Congrès Géologique. Paris. 1900. (Studien über die Eruptivgesteine).
43. Ф. Левинсон-Лессинг. О главнейших химических типах изверженных пород. Вестн. естествозн., 1890, 1.
44. Ф. Левинсон-Лессинг. Труды VII Международ. геол. конгр., а также „Исследования по теоретической петрографии“. Тр. СПб. общ. естеств. 1898. (Отд. геол. и минералогии) (Studien über die Eruptivgesteine).
45. R. Daly. Igneous rocks and the depths of the earth, 1933.
46. L. Fermor. Preliminary note on garnet as a geological barometer and on an infraplutonic zone in the earth's crust. Records of the Geolog. Survey of India, 1913. XLIII, 41.
47. Е. Федоров. Наглядное изображение химического состава пород из области Христиании и лав Кавказа. Записки Горн. инст. 1914, V, 210.
48. F. Clark. Data of Geochemistry. 4-е изд., 1922.
49. F. Grout. Petrography and petrology. 1932, 128.
50. H. Washington. The chemistry of the earth's crust. (Geoph. Labor. 1920). См. также Clarke and Washington. The average chemical composition of igneous rocks. Proc. Ac. Sci. Wash., 1922, 8, 108—116.
51. V. M. Goldschmidt. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. 1922.
52. H. Boeke—W. Eitel. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie 1923.
А. Заварицкий. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. 1926.
А. Гинзберг. Лекции по экспериментальной петрографии. 1938.
53. R. Krickmeyer. Beiträge zum Isomorphismus der Alkalisalze. Zeitschr. f. physik. Chemie, 1896, 53.
54. С. Жемчужный и Н. Курнаков. Изоморфизм соединений К и Na. Изв. СПб. Политехн. инст. 1905, IV, 277. А. Гинзберг. Об изоморфизме бисиликатов кальция и марганца. Изв. СПб. Полт. инст., 1908, IX, 485.
55. D. Kopowalov. Wiedeman's Annalen der Physik, 1881, 14, 48.
56. F. Küster. Ueber die Erstarrungspunkte isomorpher Gemische. Zeitschr. f. phys. Chemie, 1891, VIII, 576. Он говорит не о плавкости, а об удельном весе.
57. F. Becke. Ueber Zonenstruktur der Krystalle in Ergussgesteinen. Min. Petrogr. Mitt., 1897, 17, 97.
58. L. Koch. Neues Jahrb. für Mineral. Beil. Bd. 61, 1930.
59. W. Lüdke. Methodisches zur Synthese von Silikaten mit leichtflüchtigen Substanzen unter stationären Bedingungen. A. Hornblendesynthesen. Fortschr. d. Miner. u. Petrogr., 1933, 18, 29.

- Д. Григорьев. Искусственное получение амфиболов. Зап. Мин. Общ., 1939.
- 59a. H. V. Wartenberg. Z. f. an. Ch. 79, 1912, (71—87) 142, 1925 (335...)
- 59b. B. Niggli. Ueber magmatische Destillationsvorgänge Z. V. 1919. V, 61
60. J. Greig, H. Merwin and E. Shepherd. Notes on the volatile transport of silica. Americ. Journ. of Sci., 1933, 61.
61. C. E. Tilley. Paragenesis of the minerals of the three component system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ in thermal metamorphism. Geol. Mag., 1923, 101.
62. Ф. Левинсон-Лессинг. Проблема генезиса изверженных пород и пути к ее разрешению. 1934.
63. А. Полканов. Асимметричная дайка диабаз. Тр. Ленингр. общ. ест., 1928.
64. S. Powers and A. Lane. Trans. of the Amer. Inst. of Mining Engineers, 1916, 535.
- 64a. Ф. Левинсон-Лессинг. Дифференциация, эвтектика и энтропия. Изв. СПб. Политехн. инст., 1906, т. 5.
65. J. Iddings. U. S. G. S. Monograph, 1899, 32, 430.
66. J. Vogt. Studier över slagger. Meddelanden fran. Stockholms Högskola, № 8. Bihangill. svenska Akad. Handlingar, 1884, IX, 1.
J. Vogt. Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergussgesteinen. Arch. för mathem. og videnskap. Kristiania, 1890, 14, 1.
A. Lagorio. Ueber die Natur der Glasbasis sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Min. u. Petr. Mitteil., 1887, VIII, 421.
67. L. V. Pirsson. Highwood Mountains, Montana. Bull. of the U. S. Geol. Survey, 1905, 337.
68. F. Grout. The Use of Calculations in Petrology. A study for students. Journ. of Geol., 1926, XXXIV, 6, 512.
69. R. A. Daly and A. F. Molengraaf. Structural relations of the Bushveld igneous complex. Transvaal. Journ. of Geol., 1926, XXXII, 1.
70. A. Rogers, A. Hall, P. Wagner, S. Haughton. The Union of South Africa. 1929, 98. Handbuch der regionalen Geologie, VII.
71. C. N. Fenner. Journ. Geology, 34, 1926.
72. C. Sandberg. On the probable origin of the component members of the Bushveld igneous complex, Geol. Mag., 1926, № 710.
73. H. Cloos. Das Batholitenproblem. 1923, 710.
74. E. Shannon. The mineralogy and petrology of intrusive triassic diabase at Goose Creek, Loudon County, Virginia. Proc. U. S. Nat. Museum, 1924, LXVI, 1.
75. A. Holmes. The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. Geol. Mag., 1931 68. 241. См. также H. Backlund. On the mode of intrusion of deep seated alkaline bodies. Bull. Geol. Inst., Upsala, 1932, XXIV.
76. O. Erdmannsdörfer. Geologische Rundschau, 1917.
77. H. Cloos. Das Batholitenproblem. 1923, 70.
78. S. V. Bubnoff. Der Werdegang einer Eruptivmasse. Fortschr. der Geol., 1920, VII.
79. J. W. Greig. Immiscibility in silicate melts. Am. Journ. of Sci., 1927, 1—45 a. 133—155. J. W. Greig. Liquid silicate immiscibility. Ibid., 1928, 375.
80. F. Loewinson-Lessing. Einige Betrachtungen über magmatische und nichtmagmatische Silikatsysteme. Т. М. Р. М. 1932, 43, 45.
81. Ф. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России. 1923.
А. Брно. Химико-минералогические исследования некоторых из представителей днепровских кристаллических пород. Труды Харьковск. общ. естеств., 1871, V.
82. A. Holmes and Harwood. Miner. Mag., 1929, XXII, 52.
83. J. Greig, E. Shepard and H. Merwin. Melting granite and basalt in the laboratory. Bull. Geol. Soc. Amer., 1929, XI, 94.
84. M. Storz. Die neue Periode des Vesuvus. Geol. Rundschau, 1914, V, 88.
85. М. П. Волярович. Исследование вязкости расплавленных горных пород. Доклады Акад. наук. 1934, 1, № 9, 561.
86. G. Tyrrell. Geol. Mag., 1916, 193.
87. C. Fenner. The stability relations of the silica minerals. Amer. Journ. of Sci., 1913, XXXVI, 331.

88. F. Loewinson-Lessing. Note sur la structure et la classification des roches éruptives. Compte rendu du VII Congrès Géologique International, 1897.
89. Б. Поленов. К вопросу об ортоклазо-плагиоклазовых горных породах. Тр. СПб. ест. 1900, проок. XXXI, 2, 107 и 123.
90. П. Чирвинский. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов, 1911.
91. P. Escola. On the origin of granitic magmas. Tscherm. Min. Petr. Mitteil., 1932, 42, 455.
92. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. 1934.
93. W. Lindgren. The copper deposits of Clifton-Morenci, Arizona. Prof. Pap. U. S. G. S. 43, 153—155, 160—164.
94. J. Kemp. On deposits at contacts of intrusive rocks and limestone. Econ. Geol., 1907, 2, 5—11.
95. F. Groul. Contact metamorphism of the slates of Minnesota by granite and by gabbro magma. Bull. Geol. Soc. of America, 1933, 44, 989.
96. Б. П. Беликов. О составе некоторых горных пород Кузбасса. Труды Петрогр. инст. Акад. наук. 1935, 4.
В. И. Яворский и Л. К. Радугина. Каменноугольные пожары в Кузнецком бассейне и связанные с ними явления, Горн. журн., 1932, 10; эта же статья помещена в Geologische Rundschau, XXIV, 1933.
97. Д. Белянкин. Докл. Акад. наук. 1929.
98. F. Adams. The transfusion of matter from one solid to another and the influence of heat, a new factor in the process of metamorphism. Canad. Journ. of Research. Nation. Research Council of Canada. 1930.
99. V. M. Goldschmidt. Die Kontaktmetamorphose im Kristianijagebiet, 1911; см. также „Основные идеи геохимии“, 1933, I, 7.
100. А. Ферсман. Пегматиты. 1932.
Гаврусевич. Вестн. Акад. наук (Экспедиции), 1932, 83.
101. J. Vogt. On the average composition of the earth's crust, with particular reference to the contents of phosphoric and titanic acid. Skr. ungift. av det Norske Vidensk. Ak. Oslo, 1931, 7.
V. M. Goldschmidt. Grundlagen der quantitativen Geochemie. Fortschr. d. Miner., 1933, XVII, 112.
102. J. Sederholm. T. M. P. M. 1891, XV, 6.
- 102a. Б. М. Куплетский. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. Акад. Наук, 1936, 329.
103. J. Hilsch. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1892, 12, 405.
104. A. Lacroix. Comptes rendus de l'Acad. d. Sc. Paris, 1920, 20.
- 104a. Д. С. Белянкин и Б. М. Куплетский. Труды Инст. по изуч. Севера. 1924, вып. 18.
105. H. Washington. Petrology of the Hawaiian Islands. IV. The formation of Aa and Pahoehoe. Americ. Journ. of Sci., 1923, 6, 409.
T. Jaggard. On the terms Aphrolith and Dermatolith. Journ. of the Washington Acad. of Sci., 1917, 7, 277.
См также издание Вулканологической обсерватории Килауэа „Volcano Letter“ и Н. Горностаев. Дифференцированный экструзивный лакколит Кыз-Емчик в горах Семей-тау близ г. Семипалатинска. (Сборник по геологии Сибири, 1933, 212).
106. E. Reyer. Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine. 1877, 208.
107. Ф. Левинсон-Лессинг. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Урале. Труды СПб. общ. ест. 1900.
108. Ф. Левинсон-Лессинг, А. Гинзберг и Н. Дилакторский. Траппы Нижнеудинского и Братского районов. 1932. См. также работы Соболева, Унксова и др.
109. G. Tyrrell. Classification and age of analcite bearing igneous rocks of Scotland. Geol. Mag. 1923, 249.
F. Walker. Notes on classification of Scottish and Moravian Teschenites, 242. См. также А. П. Герасимов. Тешениты с р. Иоры. Тр. Главн. геол. разв. управл., 1931, 29.
- 109a. Б. М. Куплетский. Количественно-минералогический состав основных интрузивных горных пород. Труды Петрогр. инст. им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, 9, 1936, 53—85.

110. N. Bowen. The problem of the anorthosites. *Journ. Geol.*, 1919, 209.
111. F. Loewinson-Lessing. The problem of the anorthosites and other monomineral igneous rocks. *Journ. of Geol.*, 1923, XXXI, 89.
См также W. L. Miller. Intrusive power of anorthosite. *Bull. Geol. Soc. of America*, 1931 (доклады).
W. Lodochnikow. A discussion of N. L. Bowen's paper „The problem of the anorthosites“. *Journ. of Geol.*, 1925, XXXIII, 153.
112. F. Zirkel. Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltsteine.
113. H. Holler. Zeolithe in Eruptivgesteinen. *Zeit. f. pr. Geol.*, 1930, 2, 17.
114. Ф. Левинсон-Лессинг. О разграничении базальтов и андезитов. *Изв. Геол. ком.*, 1925, XLIV, 411.
115. C. Benedicks. Le fer d'Ovifak un acier au carbone natif. *Compte rendu du XI Congrès Géologique International, Stockholm, 1910*, 703, 865.
116. F. Loewinson-Lessing. Quelques considérations génétiques sur les diabases, les gabbros et les diorites. *Bull. d. l. Soc. Belge de Géol.*, 1887, Ф. Левинсон-Лессинг. Олонецкая диабазовая формация. *Труды СПб. общ. ест.*, 1888.
117. V. Sabatini. Lave che sembrano tufi e tufi che sembrano lave.
- 117a. Ф. Левинсон-Лессинг. О несиликатных магмах. Сборн., посвященный акад. В. И. Вернадскому, 1936, 989.
118. *Compte rendu du XIV Congrès Géologique International, Madrid, 1926.*
119. J. Sederholm. *Bull. de la Com. Géol. de Finlande, 1925*, 70.
120. R. Brinkmann. Ueber die Schichtung und ihre Bedingungen. (Детальная классификация и много терминов). *Fortschr. d. Geol.*, 1932, 11, 33, 188—219.
121. K. Hummel. *Geol. Rundschau*, 1922, XIII.
122. Б. В. Перфильев. Микробы и жизнь озер. Озера Карелии. 1930.
123. W. Rubey. Lithologic studies of fine-grained upper cretaceous rocks of the Black Hill Region. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 165, A, 1930. Здесь разбирается и методика исследования осалочных пород.
- P. Eskola. Conditions during the earliest geological times as indicated by the archæan rocks. *Ann. Ac. Scient. Fennicæ*, 1932, XXXVI, 4.
124. W. Tarr. Cone in cone. *Amer Journ. of Sci.*, 1929, CCIV, 199.
- К. Матвеев. Структура „cone in cone“ с р. Чусовой. *Тр. СПб. общ. ест.*, 1911.
125. P. Raymond. The significance of red colors in sediments. *Amer. Journ.*, 1927, 234.
126. В. Вернадский. История минералов земной коры. II. История природных вод. 1933.
127. N. Dobrowolski. Несколько работ а польском и французском языках.
128. J. Pila. Die rezenten Kalksteine. *Ergänzungsband zu Mineral. u. Petrograph. Mitteil.* 1933.
129. Arn. Heim. Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geol. Rundschau*, 1924, 15.
130. П. Православлев. Немые аморфные органогенные известняки. *Труды Ленингр. общ. естеств. Отд. геол. и минер.* Недавно в докладах Америк. геол. общ. (Papers to be offered to the 44-th Ann. Meeting of the Geological Society of America, 1931) появилось резюме работы Фильда (K. M. Field, Microbiology and the marine limestones), в которой он отрицает существование особого *Bacterium calcis* и сводит образование органогенных морских тонких известняков и роли нитрифицирующих и других бактерий, разлагающих сульфаты.
131. А. А. Садовский. О влиянии органических обрастаний на морские гидротехнические сооружения из бетона. В сборнике „Бетон в море“. *Тр. Закавказ. института сооруж.*, 1932, 4.
132. В. А. Кинд и С. Д. Окороков. Строительные материалы. Их получение, свойства и применение. 1934.
133. O. Vög. Beitrag zum Thema Dolomitenstehung. *Centrbl. für Mineral.* 1932, A, 46. Ср. H. Undunft. Ein neuer Beitrag zum Dolomitproblem. *Z. d. g. G.*, 1931, I, 33.
134. F. Adams. An experimental investigation into the flow of rocks. *Comptes rendus du XI Congrès Géolog. Internat., Stockholm, 1910*, 911.
135. X. Stainier. Matériaux pour l'étude de la formation des gisements houillers. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 1934, XLIV.

136. Ю. А. Жемчужников. Введение в петрографию углей. 2-е изд. 1934. См. также: Ю. А. Жемчужников. Проблемы изучения углей и реконструкция угольного дела (Пробл. советск. геол.). М. Д. Залесский. Естественная история одного угля (Тр. Геол. ком., 1915, 139). Г. Л. Стадников. Происхождение углей и нефти. 1939. H. Potonié. Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt. 1910 и 1920.
137. Я. Самойлов и Рожкова. Отложения кремнезема органогенного происхождения. Тр. Инст. прикл. минер., 1925, 18.
138. М. В. Кленова. Отчет о работе Комиссии по механическому анализу при Государственном океанографическом институте. Бюлл. Госуд. океан. инст. 1931. 1.
J. Melon. Contribution à l'étude des concentrés de rivières. Ann. Soc. Géol. de Belgique, 54, Bull. 10, 1931, 385.
139. В. П. Батурич. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи. Физикс-географические условия продуктивной толщи. Тр. Азерб. нефтян. инст., 1931. 1.
140. J. Calloway. Value of the Physical characters of sand grains in the interpretation of the origine of sandstones. Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, 33.
141. В. Тимофеев. К вопросу классификации кварцевых осадочных пород. Изв. Всес. геол.-развед. Объед., 1932, LI, 78, 1147.
142. J. de Lapparent. Classification des argiles sédimentaires. C. R., 1932, 195, 257.
143. Б. Гаврусевич. Проблема генезиса пеликанитов Украины. Тр. Минер. инст. Акад. наук, 1931, 1.
144. H. Nagassovitz. Laterit. Fortschr. d. Geol., 1926, IV, A, 14.
- 144a. З. Н. Немова. Микроскопическое исследование бокситов Северного Урала. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук, вып. 6, 1934, 485.
Более детальную классификацию дает И. О. Пуаре (Стрбение и состав некоторых образцов Тихвинских бокситов. Ленингр. Геол.-разв. трест, вып. 2, 1936.)
145. Ч. Ляйель. Основные начала геологии. Перев. Мина, 1866.
146. К. Мейстер. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского горного округа. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, 1910, IX, 537.
147. C. K. Van Hise. Metamorphism of rocks and rock flowage. Am. Journ. of Sci., 1898, 75.
- 147a. Д. С. Коржинский. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Мин. общ., 66, 1937, 369—384.
- 147b. P. Eskola. The mineral facies of rocks. Norsk geol. tidskrift, 1920, VI.
148. F. Becke. Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschriften der Wiener Akad. d. Wissensch. 1903, 75.
R. Daly. Metamorphism and its phases. Bull. of the Geolog. Soc. of America, 1917, 28, 375.
J. Johnston and P. Niggli. The general principles underlying metamorphic processes. Journ. of Geol., 1913, 481 and 588.
P. Escola. The mineral facies of rocks geol. tidskrift, 1920, VI, 750.
- 148a. Д. С. Коржинский. Архейские мраморы Алданской плиты и проблемы фаций глубинности гор. ЦНИГРИ, в. 71, 1936.
149. Sugi. Japon. Journ. of Geol. IX, 1—2, 134.
- 149a. G. Molengraaf and A. Hall. The Vredeport Mountain Land in Southern Transvaal and the Northern Orange Free State. Verhandl. Akad. van Wetenschaphen. 24, No. 3, 1925, 52. Amsterdam.
150. J. Walter. Versuch einer Classification der Gesteine auf Grund der vergleichenden Lithogenia. Tr. VII Междунар. геол. конф., 1897.
151. L. Fermor. Preliminary note on garnet as a geological barometer and on an infraplutonic zone in the earth's crust. Records of the Geological Survey of India, 1913, XLIII, 41.
152. P. Escola. On the rôle of pressure in rock crystallisation. C. R. Soc. Géol. de Finlande, 1929, 1, 5—16.
153. Ф. Левинсон-Лессинг. Опыты над перекристаллизацией горных пород в твердом состоянии. Изв. Политехн. инст., 1911, XV.
154. J. W. Cobb. Journ. of the Soc. of Chem. Ind., 1910, 29, 69, 250, 335, 399, 608, 799.

155. E. Kordes. Reaktionen im festen Gemenge. Mitteil. № 20 aus dem Inst. für Silicatsforsch. 1928.
О спекании в металлических сплавах см. E. Heun. Die Umwandlung des Klingefüges bei Eisen und Kupfer durch Formveränderung im kalten Zustande und darauf folgendes Ausglühen. Z. V. d. I., 1900, 44, 433, 503.
См. также Ewing and Rosenhain. Phil. Trans. Roy. Soc., A, 193, 350.
- 155a. Н. А. Торопов, Г. Н. Дмитриев и Л. Д. Мерков. Микроскопическое исследование продуктов реакций, идущих между Na_2CO_3 , CaCO_3 , Al_2O_3 и SiO_2 при изотермическом нагревании. Тр. Петрограф. инст., 10, 1937, 169.
А. С. Гинзберг и Н. Л. Дилакторский. Реакции в твердом состоянии, Ученые записки ЛГУ, 1940.
156. Riecke. Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitigen Druck. Nachrichten der Ges. d. Wiss. zu Göttingen. 1894, 4, 278—284.
См. также E. Riecke. Zur Erniedrigung des Schmelzpunktes durch einseitigen Zug oder Druck. Centralbl. für Mineral., 1912, p. 97.
157. F. Becke. Ueber Diaphthorite. T. M. P. M. 28, 1909, 369.
158. A. Knopf. Retrogressive metamorphism and phyllonitisation. Am. Journ. of Sci. 1931, 1.
159. B. Sander u. G. Sacks. Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. Zeitschrift für krist. Ablager., 1930, 75, 550.
160. О. Баклунд. Зап. Акад. наук, 1912, XXVIII, 3, 142.
161. Ch. Carlson. A test of the feldsparsmethod for the determination of the origin of metamorphic rocks. J. of Geol., 1920, 632.
162. В. Н. Лодочников. Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы. Проблемы советской геологии. 1933, № 5, стр. 119.
Серпентины и серпентиниты. Тр. ЦНИГРИ, в. 38, 1936.
163. Ф. Левинсон-Лессинг. О химической природе полевошпатовых амфиболитов. Изв. Петр. политехн. инст., 1911, XV.
164. Н. Яхонтов. Инструкция для испытания каменных строительных материалов и вяжущих веществ. Матер. для изуч. ест. произв. сил России, № 48. Каменноугольные строительные материалы. Сборн. II, стр. 97. Изд. Акад. наук, 1924.
165. Humphrey. The fire resistive properties of various building materials. Bull. U. S. Geolog. Survey, 1909, 376. (Краткое изложение: Ф. Левинсон-Лессинг. Об организации испытания на огнестойкость. Там же, где статья Яхонтова, но сборник I, 1923).
166. В. И. Лучинский и П. И. Лебедев. Петрография Украины. Петрография СССР. Сер. 1, вып. 3, 1934.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- А** 47, 281
- Абиссальные отложения 388
- Абсарокит 284, 338
- Авгитовые андезиты 355, 357, 358
- базальты 333
- габбро 309, 315
- граниты 221, 235
- диориты 324
- кварцевые диориты 261
- перидотиты 317
- пироксениты 219, 317
- порфириты 108, 185, 217, 338, 339, 340, 342, 347, 348, 349, 350, 354, 357, 358, 359, 361, 452
- сиениты 317
- сланцы 483
- Автокатализ 68, 126, 129
- Аутометаморфизм 69
- Аутоморфизм 94, 228
- Аутопневматозис 68, 180
- Аутохтонные глины 443
- угли 427
- Агломератная структура 90, 129
- Алпайтовые сиениты 272
- Амфиболо-пироксеновые сланцы 474
- Амфигениты 80
- Анальцимовые базаниты 362
- габбро 314, 315
- Анальцимовый базальт 148, 219, 362
- диабаз 219, 345
- сиенит 272
- Анамесит 329, 338
- Анатексис 208, 458, 464
- Анатектиты 188
- Андалузитовые слюдяные сланцы 481
- Андезиниты 323
- Андезиниты 80
- Андезито-базальт 70, 217, 284, 299, 300, 333, 338, 348, 354, 355, 357
- Адамеллиты 151, 216, 225, 226, 231, 232, 233, 237, 245, 261, 290, 325, 381, 476
- Адиолиты 25, 245, 318, 472, 479
- Адиохтонные глины 443
- угли 247
- Альбитит 80, 217, 264
- Альбитовые габбро-диабазы 310
- граниты 236
- диабазы 310, 344, 345, 348, 349, 350
- диориты 345
- лава 283, 300
- метадиориты 346
- Альбитофиты (альбитовые порфиры) 216, 266, 297
- Алькалилитовое габбро 148, 306
- Алькалилитовые порфириты 148
- Альцит 148, 219, 326, 327
- Аляскит 82, 151, 217, 226
- Амелановые аплитовые граниты 265
- сиенитовые аплиты 265
- Американская классификация углей (Кэмбел) 428
- Амфиболитовые роговики 452
- сланцы 474
- Амфиболиты 322, 352, 452, 454, 455, 457, 474, 485, 486, 487, 488, 489
- полевошпатовые 480—485
- Амфиболовые габбро 322
- граниты 235
- нефелиновые сиениты 271, 272
- перидотиты 317
- сиениты 264, 271, 272, 299
- сланцы 487
- трахиты 299
- эфлогиты 489
- Амфиболовый гнейс 487
- Андезито-базальтовые породы 108
- Андезито-дациты 150, 215, 217, 284, 291, 292, 295, 296, 299, 357, 358, 359, 382, 383
- Андезитовые 284, 358
- Андезито-тефрит 150, 284, 358, 359
- Андезито-трахиты 150, 216, 284, 292, 299, 500, 301, 302, 358, 359
- Андезито-фолонит 284, 358, 359
- Андезиты 13, 15, 185, 195, 214, 215, 217, 257, 278, 284, 292, 294, 297, 298, 299, 329, 330, 332, 333, 337, 338, 352, 353, 354, 357, 358, 359
- Анортититы 80
- Анортитовый форелленштейн 315
- Анортозиты 62, 68, 80, 126, 129, 149, 215, 217, 307, 308, 311, 312, 313, 315, 316, 317
- Анортоклаз 71, 216, 264, 278, 297
- Анортоклазиты 18
- Анортоклазовый гранит 236
- Апанейт 277
- Апатитовиты 370, 372
- Аплитовые граниты 151, 237
- Аплитовые жильные породы 275
- порфиры 286
- сиениты 265
- Аплиты (лейкократовая фация) 217, 237, 252, 259, 260
- Апофизы 31, 259
- Аркозы 24, 436
- Арфведсонитовый гранит 235
- Арьжикиты 87, 198, 307
- Асканит 445
- Ассимиляция 3, 8, 23, 33, 35, 36, 42, 56, 114, 186, 199, 200, 202, 203, 295, 238, 244, 268, 304, 318, 320
- Атакситы 25, 90, 122
- Атлантит 83, 338
- Атмосферные известняки 409
- Афанитовое сложение 88, 90, 97, 357
- Афирровая структура (сингиты) 347
- Афрозит 281
- Ацидиты (см. Кислые породы) 137, 150, 151

- Б** авалит 116
 Базальты 214
 Базальт интерсерпальный 91
 Базальтовая вака 336
 Базальто-тефриты 284, 338, 360, 366
 Базальты 6, 13, 14, 70, 91, 108, 132, 138, 140, 148, 149, 185, 195, 210, 212, 217, 244, 282, 284, 297, 299, 303, 304, 329—338, 348, 352, 353, 354, 358, 361, 362, 363, 365, 366, 377
 Базанито-базальты 284, 338, 348, 363
 Базанитовая формация: I — нефелиновые, лейцитовые, меланитовые и анальцимовые базальты; II — нефелиниты, лейцититы, нозеанит 361—365
 Базаниты 148, 215, 218, 219, 284, 301, 302, ниты, лейцититы, нозеанит 361—365
 Банацит 284, 358
 Банатиты 150, 216, 226, 233, 261, 262, 382
 Батолиты 30, 31, 32, 33, 34, 35, 38, 199, 214, 236
 Безоливиновые базальты 108, 352, 354
 — габбро 309
 Беккингит 218, 269, 272, 278, 280, 361
 Белониты 109
 Бентогенные известняки 385, 411
 Бербахит 217
 Бергалит 327
 Берейит 237, 238
 Беринит 357
 Берондрит 83
 Бескварцевые порфиры 297
 Биотитовые андезиты 354, 357
 — гнейсы 454, 478, 479
 — граниты 232, 235
 — дациты 294
 — породы 297
 — сиениты 269
 — слюдяные сланцы 242, 480
 — трахиты 299, 300
 Биотито-пироксеновые сиениты 269
 Биотито-роговообманковые граниты 236
 — сиениты 269
 Биотито-роговообманковый грейсен 253
 Биркремит 238
 Бисманиты 31
 Битовинтовый форелленштейн 315
 Богхеды 427
 Вокиты 24, 336, 387, 391, 442, 443, 445, 446, 447
 Волотные отложения 389
 — руды 387
 Вонинит 357
 Вороланит 272
 Востонитовый порфир 265
 Востониты 217, 264, 265
 Врейнерит 463, 484
 Брекчиевидная структура 130
 Брекчи: моногенные (мономиктные) и полигенные (полимиктные); 1) брекчи гидратогенные, 2) брекчи трения, 3) брекчи вулканические: I — брекчи расщепления, II — брекчи апломаратные (накопления) 24, 25, 47, 56, 120, 243, 244, 281, 368, 370, 391, 433, 441, 442, 474
 Бронзититы 219
 Бронзитовые андезиты 354
 — габбро 309
 — пироксениты 317
 Бухит 41, 336
- В**антгофит 406
 Варколитовое строение (варколитовая структура) 48, 116, 347, 350
 Варколиты 115, 117, 346, 347, 349
 Вебстерит 219
 Вейзельберит 357
 Верлик 219, 317
 Веррукано 441
 Витреол 428
 Витрит 428
- Витробазальты 91, 334, 335
 Витродацинты 292
 Витрокластические туфы 480
 Витрофировая структура 89, 107, 347, 355
 Витрофиты 297
 Викитит 335, 357
 Вогевиты 149, 216, 265, 266, 323
 Волнистая лава (пахуху) 47, 281
 Вторичная порфириновая структур. 124
 — структура: 1) диагнетическая, 2) катактастическая, 3) катактастическая, 4) катактастическая 89, 90, 122, 123, 124, 129
 Вулканические бомбы 25
 — брекчи 25, 281, 368, 370, 393, 442
 — туфы 20, 21, 129, 214, 366—368
 Вулканический пепел 25
 — песок 25
 Вулканит 216, 284, 358
 Выветривание 52—54, 57—62, 67, 69, 74, 180, 181, 254, 255, 336, 390, 441
 Выкрашивание 51
- Г**аббро 73, 80, 99, 118, 135, 140, 149, 185, 198, 199, 200, 201, 217, 242, 244, 245, 303, 304, 305, 306—321, 322, 323—327, 339, 342, 343, 344, 348, 353, 370, 371, 375, 376, 455, 486, 489
 Габбро-граниты 13, 159, 193, 197
 Габбро-диабазы 12, 13, 159, 193, 197, 217, 259, 310, 318—320, 322, 323, 324, 339, 342, 343, 348, 351, 381
 Габбро-диориты 217—315, 317, 322, 323, 325
 Габброидный амфиболит 488
 Габбро-нориты 200, 214, 216, 304—322
 Габбро-перидотит 307, 308, 383, 483
 Габбро-пироксениты 307
 Габбро-порфириты 217, 308, 310
 Габбро-сиениты см. Мондониты
 Газовый перенос 179
 Галлозитовые глины 442
 Галоидные породы 395
 — соли 65, 393, 396—406
 Гарцбургиты 219, 317
 Гастальдитовые сланцы 483
 Гаутент 216, 284, 358
 Геденберит 84
 Гейзерит 24, 51, 407
 Геллефлиты 474, 479, 480
 Генезис паверженных пород 21, 23, 71, 74, 132, 142, 202—210
 Генетическая классиф. горных пород 23
 — — метаморфических процессов 61
 Генетические группы горных пород 19
 — типы осадочных пород 21
 Герпидоциты 31
 Гетероморфизм 82, 83, 404, 450, 452, 455, 467
 Гетероморфные породы 76
 Гиаломелая 334, 335
 Гиалопитовая структура 107, 347, 354
 Гиалопитовая структура 107, 293
 Гиббитовые латериты 447
 Гибридные породы 318, 319
 Гипантопазматическая структура 97, 229, 248
 Гидатогенные брекчи 442
 — породы 24
 — псевдодиориты 323
 Гидатоморфизм 61
 Гидатошироморфизм 61
 Гидрокристаллическая структура 89
 Гидрометаморфизм 61
 Гизекитовые порфиры 274
 Гипабиссальные породы 213, 214
 Гипераидиты 137, 151
 Гиперстениты 149, 219, 317
 Гиперстенитовые андезиты 354, 357
 — габбро 309, 314, 315
 — граниты 221, 235
 — кварцевые диориты 261
 — пироксениты 317
 — породы 296

Гиперстеновые порфириты 354
Гипидиоморфная структура 96
Гипидиоморфо-зернистая структура 93
Гипидиоморфы — см. Ультрасосновые поро-
роды
Гладкаит 261
Глауконитовые известняки 416
— пески 435
Глаукофановые сланцы 474, 483, 486
Глинистые известняки 416
— латериты 447
— отложения 433
— породы 393, 396, 442—447
— сланцы 24, 207, 214, 240, 242, 318, 443,
455, 474, 483
Глинисто-известковые породы 415
Глины (пелиты) 24, 130, 155, 390, 392,
— сланцы 24, 207, 214, 240, 242, 318, 443,
447, 455
Глобигеритовый ил 24
Глобулитовое растреклование 109
Глобулиты 109
Гломеробластическое сложение 127
— строение (гломеробластическая струк-
тура) 92, 97, 487
Гломеро-зернистая структура 92
Гломеро-порфировая структура 299
Глубинная дифференциация (статиче-
ская) 204
— актогитовая зона 139
Глубинно-метаморфические (полимета-
морфические, регионально-метамор-
фические) породы 473
Глубинно-метаморфизованные кристал-
лические сланцы 62—63
— породы 21, 25, 462
Глубинные зоны 76
— метаморфизация 61, 449, 452, 454, 469
— породы (интрузивные) 20, 26, 29, 40,
69, 186, 213, 214, 324, 423
Глубинный метаморфизм 64, 320, 406, 461,
463, 464
Глибовая лава 281
— отдельность 48
Гнейсовидная полосатая структура 119,
120
— текстура 120
Гнейсовидное сложение 110, 118, 229, 265
— породы 475, 483
Гнейсовые слюдяные сланцы 480
Гнейсо-граниты см. — Гранито-гнейсы
Гнейсы 13, 14, 25, 199, 226, 454, 474,
475—480, 485
Гниде камни — см. Сапролиты.
Гомеогенные включения 57, 113
Гомеоэтрауматический тип шаровых по-
род 114
Гомогенное сложение 97
Горные породы 243
Горная мука — см. Трепел
Горблендиты 122, 149, 311, 315, 317
Гороховый камень 116, 419
Горноолит 309, 312
Горноолитовые габбро-диабазы 324, 367
— дуниты 312
Горшечный камень 25, 321, 454, 474, 483
Горячие сланцы (кукерсит, кластерит,
чоремхит) 430
Гранитационная дифференциация 191, 192,
198, 207, 316
Гранатиты 474, 487
Гранатовые гнейсы 478
— породы 454, 474, 485
— слюдяные сланцы 481, 487
Гранеллитовое растреклование 109
Гранеллиты 109
Гранитизация 200
Гранитит 151, 232, 233
Гранитовая группа; 1) граниты, 2) гра-
нитоиды и гранитоидная формация
185, 221—233
— интрузии 188, 200, 202
— магма 33, 132, 134, 135, 136, 138, 153,
185—187, 195, 202, 207, 212, 215, 238, 242,
245, 250, 334

Гранитовая тектоника 44
— формация 3, 4, 6, 221—260, 306
— эвтектика 239, 318
Гранитоидная структура (гипидиоморфо-
позернистая) 90, 93, 96, 216, 218, 265
Гранитоидные лейкотефриты 218
Гранитовые пегматиты 350
— порфиры 112, 216, 229
Гранито-гнейсы 5, 119, 229, 236, 238, 258,
260, 476, 478
Гранитоиды 185, 226, 233, 236, 259, 263
Гранито-порфировая структура 89, 91,
100, 101, 102, 104, 105, 112, 216, 218, 266
Гранито-порфировые сенинты 265
Граниты: а) составные части, б) усло-
вия залегания, в) структура, г) хи-
мич. состав, д) минералогич. состав,
е) русские граниты 6, 13, 14, 15, 72,
73, 99, 132, 138, 140, 151, 155, 185, 188,
198, 199, 200, 201, 210, 212, 214, 216, 221,
222, 225, 226, 228, 231, 244, 245, 247, 254,
258, 259, 260, 265, 282, 305, 318, 325, 374,
375, 379, 380, 382, 383, 423, 444, 476
Гранобластическая структура 128, 454,
470
Гранодациты 292
Гранодиоритовые магмы 252
— порфириты 216
Гранодиориты 188, 198, 215, 216, 225, 226,
232, 233, 237, 245, 260, 261, 262
Граносенинты 138, 151, 216, 226, 232, 262,
265
Гранофировая структура 109—112
Гранофиты 198, 199, 200, 289
Гранулитовые гнейсы 479, 482
Гранулиты 236, 475, 476, 479
Графитовые слюдяные сланцы 481
Грейзен 151, 219, 226, 237
Грорудиты 275, 283
Грюнштейн, или зеленокаменная поро-
да 331, 339
Гумусовые угли 427

Дайки 27, 30, 31, 33, 214

Дацито-липарит (плагиолипарит) 285,
288, 297
Дацинты 151, 195, 215, 216, 284, 288, 290—
296, 297, 298, 299, 383
Двуслюдяной гнейс 478, 482
— гранит 235
Дестерические процессы 69
Дезинтеграция горной породы 54
Дейтерогенная структура 122
Дейтерогенные породы (обломочные,
вторичные) 24
Дейтеродюриты 322
Дейтероморфные, или метасоматические
формы: 1) литоморфные, 2) текто-
морфные, 3) кластоморфные, 4) ге-
оморфные: а) гидроморфные, б) ге-
отоморфные 122
Дейтеросоматические породы — см. Ре-
генерированные породы
Делленит 284, 285, 288, 297, 379
Дельтовые отложения 389
Денудационные процессы 456
Дерматолит 281
Десмоиты 25, 318, 474
Деформация (докристаллическая, пара-
кристаллическая или посткристалли-
ческая) 460
Джеспиты 25, 474, 485, 491
Диабазовые подводные извержения 39
— породы 6, 340, 350
— порфириты 217, 308
Диабазы 6, 138, 149, 159, 185, 201, 211, 214,
217, 284, 303, 304, 308, 310, 323, 324,
329, 330, 338—352, 375, 376, 452, 455
Диагenez 57, 59, 62, 69, 385, 386, 390
— изверженных пород 62, 68—69
Диагенетические породы 24
— процессы 69, 385, 440
Диаллазитовые перидотиты 317

Диаллазиты 219, 317
 Диаллаговые породы 317
 Диалектическая структура 89, 128, 129
 Диатомит 432
 Диатомовая земля 430
 Диатомовый ил 24
 Диафорез 462
 Диафориты 462
 Диакциониты 464, 474
 Динамометаморфизм (динамический метаморфизм) 10, 61, 62, 123, 229, 254, 256, 320
 Дворитовые гнейсы 474, 487
 — пегматиты 249
 — породы 304, 381
 — порфириты 217, 308, 322—323
 Дворитоподобный амфиболит 488
 Двориты 14, 99, 149, 199, 217, 243, 261, 265, 308, 310, 315, 317, 322—326, 331, 338, 339, 353, 383
 Дислокационно-метаморфические породы 449, 473
 Дислокационный метаморфизм (Лоссен), или динамометаморфизм (Розенбуш): 1) катакlastические явления, 2) метатектонические явления и 3) метатропические явления 10, 41, 62, 453, 459
 — процесс 122, 227, 377, 402, 405, 449
 Диспергентное расположение кварца 256
 Диссоциационные минералы 86
 Диссоциация 70, 228, 461
 — порфировидных вкрапленников 76
 Дистектика 85, 86, 111, 157, 177, 187, 189
 Дистеновые гнейсы 478
 — слюдяные сланцы 481
 Дитроит 269—272
 Дифференциальное давление 87
 Дифференциация 5, 8, 9, 56, 78, 117, 131, 132, 135, 136, 139, 142, 156, 157, 172, 179, 180, 183, 186, 189—198, 209, 215, 270, 273, 304, 420, 444, 472
 Диффузия 320
 Долерит 90, 197, 307, 325, 329—332, 339, 348, 376
 Долеритовая структура 93, 96, 335, 340, 347
 Долеритовые породы 331
 Доломитизированные известняки 412, 416, 422, 426
 Доломиты 24, 300, 393, 395, 416, 421—423, 424, 425
 Домит 284
 Дресва 24
 Думалит 284
 Дунит 62, 219, 258, 308, 311—313, 315, 459, 484
 Дуриит 428
 Дюрен (мастовый уголь) 428

Еврейский камень 229

Жадеит 74, 78, 451, 467

Жадеитит 474—483
 Железистые кварциты 474, 485, 491
 Железо-слюдяные сланцы см. Итоба-риты
 Жемчужная накипь 407
 Жерновой камень 407
 Жилы 27, 29, 30, 31, 39, 40, 49, 93, 179, 226, 236, 237, 238, 253, 259, 264, 266, 352, 370, 372, 464
 Жильные габбро 308
 — образования 133
 Жильный грейзен 219
 — уртит 279

Закон двойных соединений Валт-Гоффа 252

Закон объемов 83, 453
 Законы кристаллизации 155
 Зальбанд 204
 Зеленокопые жилы 308
 — породы 308, 331, 340, 380
 — сланцы 452
 Зеленые сланцы 367, 450, 474, 483
 Землистые известняки 413
 Земляной град (Granizo di tierra) 25, 366
 Змевики 67, 317, 383, 393, 451, 483, 484
 Змевиновые сланцы 474, 483
 Знак щелочности: (-) для $R_2O > RO$;
 (-) для $R_2O < RO$; (+) для $R_2O = RO$ 146
 Зональное строение (зональная структура) 96, 103, 109, 164
 Зональные вкрапленники 96
 Зоны метаморфизации 449, 455
 Зоогенные образования 21
 — отложения 24

Игольчатые микрониты 108

Идиобласти 470
 Идиоморфизм 83, 94, 95, 96, 101, 108, 112, 127, 229, 286, 309
 Идиоморфная структура 96
 Идентиты 261
 Изверженные породы 6, 15, 19, 21, 26, 27, 28, 29, 39, 63, 69, 70, 72, 74, 76, 77, 78, 92, 109, 111, 128, 131, 136, 180, 185, 186, 187, 188, 189, 195, 202, 207, 208, 220, 221, 228, 322, 370, 372, 373, 374, 383, 386, 387, 393, 394, 466
 Известково-глинистые сланцы 24
 Известково-силикатные контактные породы (скарн) 240, 474
 Известково-щелочной пегматит 249
 — сиецит 269
 Известковые оолиты 116
 — отложения 24
 — пески 435
 — шлакоклазы 158
 — породы 4, 24
 — сланцы 474, 481, 484—485
 — слюдяные сланцы 481
 — туфы 421
 — филлиты 484
 Известняки 24
 — доломитизированные, глинистые, глауконитовые, фосфоритные 13, 15, 24, 155, 240, 372, 388, 390, 391, 394, 395, 396, 408—426

Известняковая структура: 1) кристаллические (мрамор), 2) обломочные (брекчиевидные), 3) плотные, 4) афанитовые или пелитоморфные и оолитовые 413, 414
 Известниково-силикатные породы 474
 Известниевые горные породы (эффузивные и вулканические горные породы) 29, 26, 87, 186, 190, 191—192, 209, 210—211, 213—214, 281—283
 Излияние лавы 281

Изоморфизм в магматических системах 162—169
 — и изоморфные смеси (5 типов кристаллизации изоморфных молей по Розенбуму) 162—167
 Изоморфные ряды 65
 — смеси 156, 166, 172—173, 355
 — соотношения 156
 Изополиморфные ряды 160
 Изотектические породы 138
 Ийолит 80, 149, 219, 271, 272, 276, 278, 279—280, 361, 381
 Икряной камень 419
 Ил 389, 434
 Иммерсионный метод 66, 390
 Импликационные структуры (симплектическое прорастание) 111
 Импрегнация 133, 179

Инконгруэнтное плавление 156, 157, 184
 Интегратор Глаголева 80
 Интерсрещальная структура 107, 347
 Интрателурическая фаза кристаллиза-
 ции 70, 75, 101, 106, 127
 Интрателурические включения 57
 — выделения 57, 113, 228, 335
 Интрузивная магма 49, 180, 182, 203, 205,
 206, 210, 211, 338
 — основная порода 308
 — щелочно-земельная формация 269,
 306
 — тектоника 49
 — фация 139, 214, 304—328
 Интрузивные базальты 278, 326—328
 — граниты, или ортограниты 239
 — дациты 292
 — диабазовые породы 347
 — долериты 187
 — зины 214
 — кислые породы 238
 — массивы 189, 214
 — породы 20, 25, 26, 27—40, 76, 102, 185,
 186, 190, 205, 211, 258, 282, 292, 303, 305,
 327, 342, 361, 362, 368, 375
 — тела 31, 32, 40, 105, 199, 209
 — ультраосновные породы 278—279
 — формы залегания глубинных пород
 29—40
 Интрузия 29, 34, 35, 36, 38, 39, 200, 204, 324
 Инфрантрузионическая эколгитовая зона
 304
 Инфузорная земля 430
 Инфузионные гнейсы 478
 — породы (мигматиты) 474
 Инъекционный метаморфизм 41, 42, 188,
 280, 243, 244, 335, 458, 464
 Инъекция 31, 133, 240, 243, 449
 Инъцированные породы 21, 25
 Ископаемые угли: 1) автохтонные
 2) аллохтонные, 3) гумусовые, 4) сап-
 ропеловые, 5) томитовые 24, 427—430
 Ископаемые сплавы 208
 Источение 50
 Итабриты (железо-слюдяные породы)
 25, 474, 491
 Итеидриты 274

К
 Казанскит 306
 Казанская зона 402
 — порода 406
 Кайнозойские грапто-дациты 262
 — породы 25, 282, 350
 — структуры 216
 Калевые магмы 220
 — пегматиты 249
 — трахиты 297
 Калиевый гранит 232
 Кали-натровые породы 220
 Кальцифир 416
 Каменная соль (морская, озерная, кля-
 чевая) 24, 63, 65, 387, 389, 391, 393, 396,
 397, 398, 399, 401, 404
 Камеиные моря 227
 — строительные материалы 11, 15
 — угли 63, 427, 428, 429
 Камптогениты 327
 Камптониты 148, 326—327, 364, 376
 Камдациты (натриевые нефелиновые сне-
 ниты) 218, 272
 Канкриновый сиенит 271, 272
 Каолин 60, 63, 65, 67, 74, 287, 442, 445, 447
 Каолинизация 76, 181, 254, 260, 322
 Каолиниты 60, 442, 444, 445
 Каолиновая глина (каолинит) 441
 Карбиты 85
 Карбонатизация 181
 Карбонатиты 148, 370, 372, 420
 Карбонатные породообразующие орга-
 низмы 408
 — породы 372, 395, 407, 409
 Карбонатный (кальцитовый) цемент 437
 Карбоновые граниты 383

Кармелонит 357
 Карналлит 24, 396
 Катабластическая структура 80, 123, 125
 127, 128, 129
 Катазола 454
 Катакlastическая структура 80, 123, 124,
 125, 229, 254, 256
 Катакlastические тектониты 225
 Каталитическая структура 89, 123, 129
 Катаметаморфизм 61, 62, 450
 Катаморфизма зона 61, 62, 77, 454, 469,
 472
 Катаплейт 270
 Катаплейтовый сиенит 272
 Катапетгические структуры 129
 Катафорит 71
 Кварцево-диоритовые породы 475
 Кварцево-порфиоровые лавы 214
 Кварцевые альбитофиты 285
 — амфиболитовые сланцы 474
 — амфиболиты 474, 487
 — базиты 150, 383
 — бостониты 252
 — габбро 150, 217, 348
 — габбро-диабазы 217, 319
 — грорудиты (ультракислые липариты)
 151, 284, 285
 — дациты 285, 292—293
 — диабазы 318, 324
 — диоритовые порфириты 217, 261
 — диориты 140, 150, 153, 198, 215, 217, 226,
 233, 297, 261—262, 282, 291, 323, 324, 325,
 381, 382, 383, 384, 476
 — кератофиты 151, 185, 216, 283, 285, 289
 — монзониты 199, 216
 — нориты 217
 — пески 435
 — песчанники 436, 441
 — плагиоклазы и плагиоклазо- и орто-
 клазо-амфиболитовые массивные поро-
 ды 486
 — породы 80
 — порфириты 150, 151, 216, 217, 289, 290,
 292, 294—295
 — порфириты 151, 185, 216, 227, 245, 282,
 283, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 382, 455,
 480
 — сиениты 216, 226, 233, 262, 265, 268
 — тектониты 469
 — трахиты, натриевые (таймырит) и ка-
 лиевые (тосканит) 217, 263, 284, 285,
 288, 294, 297, 298, 299, 301
 Кварцит 13, 24, 25, 195, 199, 241, 318, 381,
 435, 436, 439, 440, 454, 474, 480, 490
 Кварцитовые сланцы 481
 Кварциты 80, 151, 370
 Кельфиновая структура 177, 312
 Кельфилениты 216
 Кератосиениты 300, 334, 346, 349
 Кератофировые лавы 283
 Кератофиты 150, 216, 246, 283, 285, 297,
 299, 300, 301, 334, 346
 Керсанит 201, 323
 Кизельгур 430
 Кислая магма 23, 99, 132, 134, 135, 138,
 139, 140, 141, 153, 154, 155, 185—187,
 195, 198, 201, 209, 210, 212, 214, 221—303,
 304, 323, 383
 Кислое выветривание 446
 Кислые аплиты 286
 — кератофиты 283, 285
 — лавы 210
 — плагиоклазы 225, 261, 291, 292
 — породы (аидиты) 73, 101, 137, 138,
 144, 145, 150, 151, 185, 198, 393
 — порфириты 290, 295
 — порфириты 283, 286
 Кларит 428
 Классификация амфиболитовых пород 487
 — горных пород 18—27
 — изверженных пород по минерало-
 гическому составу 87, 216—219, 220
 — — по химическому составу — см.
 Химическая классификация извер-
 женных пород

- Классификация кристаллических сланцев 473—474
 — метаморфических пород 21, 474
 — — процессов 61
 — процессов выветривания 59
 — рудных месторождений 373
 — рыхлых обломочных отложений 434
 Класогенные отложения 433
 — породы 433
 Класогнейсы 476
 Класолиты (тектониты) 474
 Класоморфные формы 122
 Клерен 428
 Кливаж 43, 50, 463, 468
 Климатическая стойкость строительных камней 17, 255, 257, 438, 439
 Клостерит 430
 Кокколитоиды базальты 332
 Кокколитофориды 414
 Кокколиты 414
 Коллоидальное сложение 390
 Комагматические изверженные породы 195, 221
 Комендит 216, 284, 285, 288
 Комковал структура 414
 Комплексные интрузивные массивы 200
 Конгломерат 24, 129, 391, 441, 442
 Конгломератный гнейс 478
 Конгломератовая структура 130
 Конгруэнтное плавление 157
 Конкреции 392, 426
 Конкреционная структура 392
 Конкреционное нарастание 115
 Конкреционные образования 112
 Конституционные такситы 122
 Контакт-метаморфические воздействия 453
 — изменения 28
 — образования 485
 Контакт-метаморфические породы 21, 25, 448, 452, 473, 490
 — процессы 181
 — рудные месторождения 179, 240, 241, 374
 Контактное поле 239, 242, 448
 Контактные зоны 181, 242
 — известково-силикатные породы 64
 — образования 177
 — роговики 64, 74, 76, 77, 78, 96, 206, 207, 208, 242, 245, 246, 414, 456, 458
 — рудные месторождения 242
 Контактный метаморфизм — см. Эндоморфизм, Экзоморфизм. 40, 42, 61, 181, 183, 239—244, 245, 247, 320, 449, 452, 473
 Контактный термальный метаморфизм 64
 — демонт 439, 441
 Контактные пегматиты 250
 Контактолиты 474
 Контакты габбро 318—319
 — гранитов и контактные действия гранитов 239, 319
 — и контактные действия 9, 40, 42, 179, 205, 317, 318, 319
 Контаминация 188
 Контаминиты 188
 Континентальная провинция 378
 — фация 378, 388
 Концентрически-скорлуповатое сложение 229
 — строение 113, 115, 116, 117
 Кора выветривания 53, 57, 59, 64
 Коралловый известняк 24, 412, 413, 418
 Коренные породы 186
 Кордиерит 78, 243, 451, 456, 467
 Кордиеритовый гнейс 478
 Коррозионные каемки 69, 76, 113, 126, 129, 177, 196, 211, 312
 — минералы 86, 87
 Коррозия 157
 Корсит 113, 310
 Кортландит 317
 Корундово-полевощпатовые породы 148
 Косциты 317
 Коссирит 287
 Коэффициент кислотности 144, 145, 332, 357, 381
 — кристаллических сланцев по Бекке и Грубенману 473
 Краевая фация 113—114, 324
 Красная глубоководная глина 24
 — порода (Red Rock) 198—199, 238
 Красноземы 381, 387, 408, 432, 463
 Красный гранит 259, 459
 Кремнистая накипь 407
 Кремнистые железнаны 474
 — известняки 415
 — красные железнаны 491
 — опоки 431
 — организмы 408
 — осадки 24
 — отложения 24
 — породообразующие организмы 408
 — породы 407
 — сланцы 431, 474, 485
 Креногенная каменная соль 397
 Креногенные известняки 409, 420, 421
 Кристаллизационная дифференциация 117, 190—198, 199, 203, 207
 — сланцеватость 128, 409, 454, 461, 468
 — структура 89, 90
 Кристаллизация магмы 8, 66, 69, 74—75, 83, 157, 159, 160, 161, 162, 173, 178, 179, 304, 458
 — пегматитов 250
 Кристаллиты 109
 Кристаллические известняки 14, 391
 — породы 260
 — сланцы 25, 41, 50, 76, 77, 78, 206, 207, 246, 258, 322, 387, 441, 448, 453, 457, 458, 463, 466, 467, 468, 470, 472, 475, 480, 485, 490
 — туфы 366
 Кристаллически-зернистая структура — монобластическая и гномероластическая, первичная и вторичная, 89, 92, 101, 102, 391
 Кристаллический известняк 413
 Кристаллическое сложение 390
 Кристобластические структуры 127, 128, 470
 Кровельный сланец 481, 482
 Крупнозернистая структура 97, 229
 Ксенобласты 470
 Ксенолиты 9, 41, 54—57, 84, 87, 114, 194, 195, 200, 204, 205, 211, 228, 244, 335, 368, 393
 Ксеноморфизм 94
 Ктинеит 116
 Куверсит 430
 Кулант 284, 308, 338
 Кшштымит 148, 208
 Лабрадорит 15, 80, 108, 149, 217, 313, 315, 316, 333
 Лава 19, 20, 37, 46, 281, 367, 368, 369
 Лакколиты 9, 30, 31, 38, 105, 198, 199, 226, 236, 238, 245, 259, 289, 292, 296, 379, 382
 Лампрофилитовый сиенит 272
 Лампрофиты 253, 266, 323
 Лангбейнит 406
 Ланпрофиты-кератофиты 301
 Ланиты (земляной град) 25
 Ларвикит 216, 264, 265, 267
 Лардалит 269, 272
 Латеритизация 54, 254, 322
 Латериты: 1) глинистые, 2) латеритные каолины 24, 60, 442, 443, 445—447
 Латит-фаноцит 284, 338
 Латиты 284, 296, 338
 Лёвент 406
 Ледниковые отложения 24, 389
 Лейкогранит (лейкоократовый гранит) 226, 236, 238, 476
 Лейкоократовое габбро 80, 92, 307, 315
 Лейкоократовые гнейсы 479
 — липариты 283

Лейкократовые породы 80, 479
 Лейкократовый биотитовый микросени-
 то-диорит 253
 — гранит 226
 — тип 78, 79, 309
 Лейкократолиты 79, 80
 Лейкоксен 344
 Лейкоциты 78, 79, 80
 Лейцитит 80, 218, 362
 Лейцитовые базальты 148, 219, 362, 363, 364
 — базаниты 362
 — лавы 179
 — порфиры 218, 275
 — сиениты 218, 271, 272
 — феоциты 300
 Лейцитиферы 302
 Леночные глины 392
 Лендолоагическая структура 128, 470,
 490
 Лепидомелан 71, 280
 Лептиниты 479
 Лептиты 471, 479, 480
 Лерцолит 219, 317
 Лерцолит 219, 317
 Лёсс 24, 51, 444
 Лестиварит 252, 265, 272
 Легучие составные части (компоненты)
 магмы 69, 91, 114, 177—184
 Либенерит 274
 Либенеритовые порфиры 274
 Лигниты 428
 Лидит 431
 Лизигенные образования 396
 Ликвация 187, 205
 Лимбургит 137, 148, 330, 363, 364, 365
 Лимногенная каменная соль (озерная)
 397
 Лимногенные известняки 421
 Лимнокальцит 407, 420
 Лимнокварцит 407
 Лимонит 394
 Линдеит 217, 264, 265
 Липарито-андезит 285, 288, 379
 Липаритовая ветвь дацитов 296
 Липаритовые (кварцево-порфировые) ла-
 вы 214
 — породы 289
 Липарито-дацит 151, 216, 284, 285, 288,
 292, 295, 296, 299
 Липариты 151, 182, 185, 195, 216, 283—289,
 292, 296, 297, 298, 299
 Липтобиолитовые угли 427
 Листвинит 483, 484
 Литионит 71
 Литионитовый гранит 235
 Литогенез осадочных пород 386, 390
 Литондит 91, 286
 Литондитовый структурный тип 286
 Литоклааз 48
 Литологическая фация 388
 Литомарг 331
 Литоморфная форма 122
 Литоральные отложения 408
 Литотамниевые отложения 24
 Литотамниевый известняк 412, 413, 418
 Литофизы 51, 283
 Литофильные элементы 154
 Литторальная фация осадочных пород
 388
 Личфильдит 269, 272
 Ловенит 72
 Лополиты 31
 Луковичное строение 351
 Лучистый камень 490
 Луаврит 269, 272
 Лумашель 417
 Лупецит 65

Магма 19, 20, 23, 32, 34, 35, 36, 37, 38, 51,
 73, 87, 114, 148, 149, 150, 151, 156, 171,
 188, 194, 195, 196, 204, 206, 208, 209, 210,
 212, 214, 220, 252, 282, 328, 340, 368, 370,
 372, 373, 379, 381

Магмабазальт 365
 Магма как силикатный расплав 150—
 151, 156
 Магматиты 210, 473
 Магматическая дестилляция 182
 — диссоциация 355
 — коррозия 286
 — дифференциация 186, 190, 194, 202, 203,
 206, 209, 371, 372
 — серпенинизация 129
 — структура 89, 92
 — тектоника 49
 — фаза 76, 250, 251
 Магматически-гидротермальный процесс
 248
 Магматические бассейны 204, 381, 383
 — известняки 420
 — горные породы — см. Изверженные
 породы
 — месторождения 135, 141, 303, 321,
 372—374
 — минералы 86, 87
 — образования 179, 181
 — породы 63, 127, 180, 187, 188, 205, 215,
 490
 — псевдоморфозы диссоциации 127
 — расплавы 156, 187
 — сегрегация 141
 — сульфиды Fe, Cu, Ni 148
 — формации 4, 133, 179
 — формулы и коэффициенты среднего-
 валового состава изверженных пород
 141—147
 Магматический автокатализ (автомета-
 морфизм) 62, 68, 85
 — магнетит 148
 — метасоматоз 56, 76, 180, 215
 — раствор 194
 Магматогенные известняки 420
 — кристаллические сланцы 472, 473
 Магнезиальные габбро 313
 — сланцы 474, 481, 483
 Магневит: 1) плотный, 2) кристалличе-
 ский 24, 65, 393, 426, 483
 Магнетитовая магма 371
 Магнетитовые пески 435
 — породы 474
 Магнетиты 65, 72, 73, 127, 135, 157, 159,
 197, 243, 264, 333, 335, 344, 365, 370, 371,
 484, 491
 Македонит 284, 358
 Макродиагнетическое сложение 128
 Макроскопический облик минералов 75
 Макроструктура 90
 Макрофлюидальное сложение (строение)
 119
 Малаколитовые породы 485, 486
 Мальхит 217, 303, 340
 Мандельштейны 51, 347, 349, 350
 Мариуполит 218, 269, 272
 Марскоит 319
 Массивное сложение 127
 Массивные горные породы (магматиче-
 ского происхождения) 25
 — метаморфические породы 25
 — породы 21, 25
 Массивы 27, 29
 Матрацевидная отдельность 59
 Мафические минералы 75
 Мафрит 83
 Междупластовые интрузивные массивы
 28
 Мезиты — см. Средние породы
 Мезозона 454
 Мезолимбургит 382
 Мезолитовые липариты 283
 Мезолитовый или нормальный средний
 тип 78, 79, 309, 316
 Мезолиты 79, 80
 Мезостаазис 105
 Мелано-габбро 315
 Мелано-гранит 226
 Меланократовая ветвь 264
 — фация 78, 118, 190, 226
 Меланократовое габбро 80, 317

- Меланоократовое оливиновое габбро 307
Меланоократовое выделения гранитов 253—254, 259
— зоны 114
— липариты 283
— породы 80, 216, 217, 266, 280, 331, 323
Меланоократовый гранит 226
— сиенит 272
— характер 311
— базальтов 333
Меланоократовиты 79, 80
Меланоократитин 79
Меланолиты 78, 79, 80
Меланопохожая фация 78
Мелафир 185, 217, 218, 325, 348, 359, 360, 378, 485
Меллитит 78
Меллититовые базальты 362
Меллититовый базальт 200, 219, 362, 363, 364
Мелкозернистая структура 97, 229
Мелкокристаллические контактные ро-
говини 92
Мелкокристаллическое сложение гор-
ных пород 88
Мельтейт 272, 280
Мерзистые глины 443
Мергель 389, 392, 415, 443, 444, 455
Мерзельно-меловые отложения 414
Месиво (Knetstruktur) 41
Местная фация 252
Метаамфиболиты 487
Метабазиты 347, 483
Метагенезис 386
Метагенетические отложения 387, 390, 393
Метагнейсы 477, 478, 480
Метадориты 322, 346, 347
Метакристаллическая структура 89
Металлоносная 133
Металлогенетическая зона 136
Метаморфизация 321, 441, 460
— габбровых пород 489
Метаморфизм и зоны метаморфизма 20,
57, 62, 69, 74, 76, 80, 120, 320, 387, 441,
447, 448, 453, 458, 461, 462
Метаморфизованная порода 457
Метаморфизованные осадочные породы 476
Метаморфизирующее действие глубинных
массивов — см. Контакты
Метаморфические породы: 1) контак-
метаморфические, 2) регионально-ме-
таморфические, или кристаллические
сланцы 5, 6, 19, 20, 21, 27, 40, 74, 87,
111, 128, 206, 387, 393, 395, 448, 450, 452,
453, 466, 469, 472, 473, 474—491
— — — — — глубинных зон метаморфизации 467
— — — — — процессы 58, 440
— — — — — роковини 463
Метасланцы 21, 458
Метасоматиты 63
Метасоматическая структура: 1) диатек-
тическая (катаклетическая), 2) ката-
бластическая, 3) каталитическая,
4) катабластическая 89
Метасоматические видоизменения 340
— породы 51
Метасоматический метаморфизм 62, 424
Метасоматоз 58, 59, 424
Метасруктура (вторичная) 90
Метатакисс 459
Метатакиссные явления 62
Метивектина 157, 177
Метатектические образования 20, 21, 387
Метатропические процессы 62
Метафлюидальная и миграционная
структура 112, 123
Меланж интрузии 29, 35
— кристаллизации магмы 83, 155—184
Механическая прочность строительных
каменной 14, 257, 438, 439
Механические деформации 260, 468
— или вторичные известники 420
— отложения — см. Обломочные породы
- Механический метаморфизм 10, 41, 129,
449
Миваситы 118, 218, 269, 272, 274, 276, 277,
375, 376, 383
Мифматизация 188
Мигматитовые пегматиты 250
Мигматиты 21, 25, 41, 128, 141, 188, 212,
243, 449, 458, 464, 474
Миграционная структура 123
Микригты 109
Микробрекчи, или туфобрекчи 366
Микрократеленины 289
Микрогаббро 217, 306
Микрогранит 289
Микрогранитовая структура 487
Микрогранулитовое сложение 127
Микродориты 217, 306
Микрозоны 392
Микроклинит 80, 150
Микроклиновые граниты 236, 260
— пегматиты 249
Микрокриты 109
Микроконгломераты 442
Микрокристаллическая структура 337
Микрокристаллы 109
Микролитовая структура 105, 107, 283, 354
Микролитовый липарит 289
Микролиты 101, 105, 109, 213, 297, 333,
353, 354, 356
Микромоноклит жильный, или микро-
габбро-сиенит 308
Микронолиты 198
Микропегматит 259, 318, 381
Микропегматитовая структура 110
Микропертитовые граниты 269
— сиениты 268, 269
Микропертиты 177, 264, 278
Микроплавиты 109
Микропиккулиты 109
Микроструктура 90, 300
Микрофельзит 107, 289
Микрофириная структура 102, 283
Микстогнейсы 478
Милониты 25, 124, 449, 474
Мицдалиты 51, 345
Мицдалитный камень — см. Мандель-
штейны
Минерализаторы 9, 91, 177, 178, 179, 243,
270
Минералогическая классификация из-
верженных пород 362
Минералогический состав андезитов
352—354
— — — — — базальтов 333
— — — — — базальтов 332—333
— — — — — габбро 308
— — — — — гнейсов, слюдяных сланцев и фид-
литов 475, 480
— — — — — горных пород 63—88
— — — — — гранитов 229—236, 250, 260
— — — — — дацитов 292—294
— — — — — диабазов 344
— — — — — диоритов 322—323
— — — — — изверженных пород 66—87
— — — — — кристаллических сланцев 453, 458,
466
— — — — — металлических сплавов 157
— — — — — метаморфических пород 87—88, 447,
452, 462
— — — — — мicasитов 269, 470
— — — — — нефелиновых сиенитов 270—271
— — — — — осадочных пород 65—66, 393
— — — — — пород габбровой формации 307
— — — — — трахидоритов 360
Минералогическое правило фаз В. М.
Гольдшмидта 252
Минеральные ассоциации 451, 452, 463
— новообразования 51
— составные части скелетов животных,
растений 22
— фации Эскола 450, 452
Минералы бластофильные, тектофиль-
ные, кренофильные, галофильные 63
— пегматитовых жил, содержание: 1)
бор, 2) фтор, 3) хлор 249

Минералы постмагматические 87
 — содалитовой группы 325, 327
 — терригенного происхождения 414
 Минетты 116, 216, 265, 266, 323
 Мирменит 85
 Миссуриты 149, 218, 271, 272, 278, 279, 314
 Миякит 357
 Мозаичная структура 414
 Моноандрит 264, 270
 Моноклирный объем породообразующих минералов 83, 84, 197
 Монобластическая структура 92, 97
 Мондгальдит 284, 326, 358, 359
 Монмориллонит 442
 Монмутит 272, 280
 Моногенные брекчи 441
 Моногидралит 446, 447
 Мономиктные брекчи и конгломераты 441
 Мономинеральные породы 72, 75, 78, 96, 186, 311, 316
 Моносоматические породы 25, 90
 Монофилитические вкрапленники 101
 Монофилитическое происхождение изверженных пород 132
 Монцитовые породы 308, 325, 326
 — порфириты 216
 Монциты (габбро-сиениты) 138, 140, 149, 216, 219, 265, 266, 308, 309, 313, 315, 317, 360, 485, 489
 Монциты 148, 219, 364, 376
 Моренные отложения 24
 Морские отложения 392, 394, 398, 399
 Морской ил 24
 Мрамор 24, 25, 92, 240, 291, 386, 388, 413, 414, 416, 423—426, 454, 474, 490
 Муллит 162, 243
 Мусковито-биотитовые сланцы 480
 Мусковитовые гнейсы 454, 478
 — сланцы 480
 Мусковитовый гранит 235
 Мшанковский известняк 235, 412, 413, 418
 — ил 24

Наблюдение горных пород в поле 7

Навиты 357
 Нагельфлю 441
 Надкритическая фаза 251
 Наждаки 25, 474, 491
 Наждаковые породы 490, 491
 Накрит 445
 Наносные породы 24
 Напластование 40
 Натриевые пилариты 283
 — магмы (натро-железистые) 220
 — минетты 216
 — нефелиновые сиениты 271
 — трахиты 297
 Натриевый гранит 232
 Натро-литиевые пегматиты 249
 Натяжения 62
 Неапант 277
 Небулиты 464, 474
 Невадиты 286
 Нейтральная магма 23
 Некки 31, 39
 Некролит 296
 Нематобластическая структура 128, 470
 Неовдамелиты 292
 Неовулканические породы 282
 Неогранит 222
 Неоморфная форма: 1) гидронеоморфная, 2) тектонеоморфная 123
 Неорганические механические отложения 433—447
 Неполнокристаллические породы 137, 345
 Неправильно-полиэдрическая отделимость 256
 Нептунические горные породы — см. Осадочные породы
 Неритическая фаза 388
 Несиликатные магмы 370—372
 — члены формации кристаллических сланцев 490—491

Нефелинитоидные фокониты 301
 Нефелиниты 218, 362
 Нефелиновые базальты 219, 362, 363, 364
 — базаниты 362
 — габбро-сиениты 271
 — и лейцитовые базальты (базаниты) 361—365
 — монциты 218, 270, 275
 — порфиры 218, 271
 — сиениты 73, 75, 118, 140, 150, 159, 193, 197, 205, 218, 247, 253, 265, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 281, 301, 304, 361, 374, 375, 376, 379, 380
 — фокониты 301
 Нефелинолиты 80
 Нефелино-порфиры 271
 Нефелино-сиенитовая формация 5, 6, 269
 Нефелино-эпидиоровые сланцы 483
 Нефрит 454, 474, 483
 Нижняя зона метаморфических процессов 62, 77, 454
 Нодреватиты 50, 51
 Позеаниты 80, 362
 Нордмаркиты 151, 216, 226, 232, 233, 243, 265, 266
 Норито-сиениты 317
 Нориты 149, 185, 188, 198, 200, 201, 307, 309, 315, 348
 Нормально-проксеновая магма (по Бузену) 134, 187
 Нормально-трахитовая магма (по Бузену) 134, 187
 Нормальные диабазы 318
 — микролиты 103
 Норфилдит 80
 Нуммулитовый известняк 418

Обжигание 42

Обломочное сложение 390, 391
 Обломочные известняки 413
 — породы (пирокластические): 1) глинистые или пелитовые отложения, 2) песчаные (псаммитовые), 3) грубообломочные, или псефитовые (щель, конгломерат, брекчи) 21, 22, 24, 90, 390, 433—447
 — известняки 413
 Образование синтетического гранита 200
 Обрушение кровли 35
 Обсидиан 51, 155, 287
 Овоидифирующая гранитовая порода 260
 Овоиды 286
 Огнестойкость каменных пород 17, 257
 Огнеупорные глины 445
 Одицит 217, 323
 Оаерные отложения 389, 392
 — руды 387
 Оамеевизование 321
 Окаит 218
 Окаменелости 66
 Океанит 338
 Океаническая провинция 378
 — фаза 378
 Ожерит 265
 Окислительные процессы (окисление) 58, 59
 Окисные магмы 215
 Окраска осадочных пород 393—394
 Оксидератофиры 285, 289, 300
 Оксипорфириты 282, 290
 Оксипорфиры 282, 283, 285, 286
 Окситрахиты 151
 Окуляр Гиршвальда 65, 80
 — Шанд 80
 Оливинит 308
 Оливиновое габбро 217, 307, 309, 312
 Оливиновые базальты 352
 — габбро-сиениты 216
 — диабазы 351, 352
 — монциты 216
 — сланцы 483
 Оливиновый норит 217

Оливиновый пироксенит 308
 Олигоклазиты 80
 Олигофиновая структура 103
 Омфациит 451, 467, 486
 Омфациитовые акцелиты 489
 Ооситовая структура 418
 Ооситовое сложение (центрированное)
 89, 116, 391
 Ооситовый известняк 413
 Ооситы, или пивозиты 115, 116, 117, 419
 Опацитовая каемка 70, 127, 356
 Опоки 13, 24, 431—432
 Органические известковые отложения
 426
 — известняки (биогенные) 411, 419, 420
 — кремнистые отложения 431
 — осадочные породы 21, 24, 395
 — отложения 21, 408—432
 Органофильные минералы 63
 Ориентит 266
 Ориентированные структуры 98
 Ортогнейсы 477
 Ортограниты 239
 Ортодиориты 322
 Ортоклазит 80, 150, 217
 Ортоклазовая фация 306
 Ортоклазовые базальты 216, 284, 338
 — габбро 325
 — гнейсы 475—476
 — пегматиты 249
 — порфиры 297
 Ортоклазовый гранит 236
 Ортоклазо-плагноклазовые гнейсы 476
 — граниты 260
 — кислые породы 290
 — фельдшпатовые породы 278
 Ортоклазо-пироксеновые глубинные по-
 роды 264
 Ортоклазо-роговообманковые глубинные
 породы 264
 Ортоклазо-слюдяные глубинные породы
 264
 Ортоклазо-фельдшпатовые породы (се-
 ментные нефелиновых сиенитов) 278
 Ортомагматиты 188
 Ортосиликаты 74
 Ортосланцы 21, 458, 473
 Ортофиновый тип 299
 Ортофиры 216, 266, 297, 300
 Осадочные горные породы (пластовые):
 1) химические осадки, 2) механиче-
 ские отложения, 3) органические об-
 равования, 4) остаточные (метатети-
 ческие образования), 5) смешанные
 типы 19, 21, 22, 24, 40, 64, 155, 180, 207,
 284—447, 482, 285
 Осколочные сланцы 25
 Осмотическая теория дифференциации
 Джонстона — Лейса 194
 Основная магма 23, 99, 132, 134, 135, 138,
 139, 153, 154, 155, 185—187, 195, 198, 202,
 209, 212, 303—370
 — масса 99, 108, 286
 Основное стекло 138
 Основные контактные роговики 318
 — лавы 210
 — породы, или бавиты 72, 73, 101, 137,
 138, 144, 145, 149, 150, 185, 198
 — рудные габбро 489
 Остаточные глины 444
 — образования 20, 21
 — породы 24
 — структурные признаки 457
 Остеклование 41
 Осыпи 24
 Отдельность горных пород 44
 Отложения пустынь 388
 — астуариев или дельт 408
 Отмучивание 66
 Отторженцы 55
 Отщепление 201
 Офикальцит 416
 Офиолитовая формация 432
 Офитовая структура 93, 96, 310, 224, 325,
 340, 245, 347

Офитовое габро — см. Габро-диабаз.
 193, 197, 310, 318, 320, 321, 338
 Охлаждение магмы 69, 99
 Очковая структура 470

Палагониты и палагонитовые туфы 332,
 366
 Палеоандезиты 354, 357
 Палеобазальты 330
 Палеовулканические породы 282
 Палеотипная фация 283
 Палеотипные липариты 285
 — породы 25, 282
 — структуры 216
 Палимнесовая структура 457
 Палингеноз 458, 464
 Паналлотриоморфная структура 96, 252
 Паналлотриоморфное развитие 95
 Панидиоморфная структура 96, 252
 Панидиоморфное развитие 95
 Пантеллерито-андезит 285
 Пантеллерито-граниты 151
 Пантеллерито-дацит 284, 285, 292, 295, 296
 Пантеллерито-липарит 284, 285
 Пантеллерито-трахит 284
 Пантеллериты 151, 216, 284, 285, 288, 292,
 297, 299, 302
 Параамфиболиты 487
 Парагенезис и парагенетические соот-
 ношения минералов в известковых и
 осадочных породах 63, 64, 65, 258, 387,
 404
 Парагенетические ассоциации солей 387,
 404
 Парамагнитические породы 188
 Парагнейсы (метagneйсы) 207, 476, 478
 Парагонитовые сланцы 480
 Парагониты 74, 78, 452, 466
 Параграниты (вторичные граниты) 200,
 239, 474
 Парагранодиориты 474, 487
 Парадиориты и роговообманковые пара-
 габбро 25, 322, 486, 487, 488
 Паракристаллические породы 89
 Параллелепипедальная, или грубопла-
 стовая отдельность 46, 49, 59, 227, 255,
 290
 Параллельная текстура 98
 Парамагматиты 188
 Параморфизация 471
 Парасиениты 474, 487
 Парасиликаты 74
 Парасланцы (метасланцы) 458, 472
 Пассатная пыль 24
 Пахуху — см. Волнистая лава
 Пегматитовая магма 464
 — структура 91, 109, 110, 329
 — фаза 250, 251
 — фация 188
 Пегматитовое сложение 89
 Пегматитовые выделения 201
 — жилы 3, 42, 247—249, 277, 370
 — образования 133, 177, 248
 — расплавы 251
 Пегматиты (группировка Лакруа, Форс-
 мана) 178, 179, 211, 212, 244, 249—252,
 259, 260, 372
 — гранитовые 249
 — нефелиновых пород 252
 — щелочных гранитов и сиенитов 252
 Пегматоидная фаза 251
 Пегматофитовая структура 94, 97, 310
 Пеликанит 255, 445
 Пеликанитовые граниты 255
 Пелитизация 67, 76, 181, 471, 472
 Пелитовые породы 24, 390, 395, 433,
 442—447
 — сланцы 24
 — структуры 130
 Пелитоморфные известняки 412
 Пелиты 434, 435, 442, 443
 Пемза 287
 Пеперито 296, 368

Первичная структура (синсоматическая): 1) тектическая (магматическая), 2) гидрокристаллическая 90, 112, 121, 122, 125

Пепел 281

Пепловые структуры 129
— туфы 347, 356

Первичное сложение 98

Первичные минералы 65, 66, 74, 405

— составные части изверженных пород:
1) тектические, а) прототектические, 2) дистектические, 3) протопневматолитические, 4) коррозионные, или дейтеротектические келифитовые, 5) экзогенные минералы 71, 85—86, 87, 88

— структурные признаки 89
— трещины 43

Первоначальные породы 22

Перекристаллизация 42, 51, 59, 63, 76, 87, 89, 92, 96, 111, 116, 117, 239, 240, 245, 247, 322, 405, 410, 412, 418, 423, 424, 449, 450, 458, 459, 460, 461, 463, 468, 470, 471

Перекристаллизованные, диагнетические породы 24

Переходы 62

Переносимые материалы 52

Перераспределение веществ при выветривании 22

Пересыщенные породы 137

Перидотитовая магна 134, 365

Перидотиты 140, 185, 198, 215, 219, 270, 306, 307, 308, 313, 315, 317, 321, 327, 365, 484

Перимагматические образования 179

Перитектика 157, 177

Перитектическая структура 126

Перитектические минералы 87

Перлит 287

Пертлитовые полевые шпаты 85

Пертлитовый гранит 236

Пески 24, 51, 387, 389, 394, 407, 433—436

Пестрые мергели 394

Песчаники 13, 14, 15, 24, 129, 130, 155, 241, 318, 386, 387, 391, 392, 394, 396, 435—436, 438, 439, 442

Песчаные отложения (псаммитовые) 433

Петрогенезис 63

Петрографические провинции 3—6, 209, 374, 384
— формации 3, 5, 22, 133, 179, 209

Пещерные отложения 389

Пиалитовое строение (оолитовое) 116

Пиалитовые туфы 347, 366

Пиалиты 115, 419

Пикрито-базальт 338

Пикритовые порфириты 219, 338, 365—366

Пикриты 148, 219, 317, 365—366

Пиперит 368

Пирогенетическое происхождение 87

Пирогенные известняки 409, 420
— кварцевые жилы 286

Пирокластические породы (обломочные) 21, 25, 433

Пироксениты 80, 122, 140, 148, 149, 215, 219, 270, 306, 307, 308, 311, 313, 315, 317, 327, 459, 484, 486

Пироксеновые гнейсы 454
— граниты 235
— гранулиты 486
— дациты 294
— нефелиновые сиениты 272
— сиениты 268, 269, 271, 272
— трахиты 299

Пироксеновый амфиболит 488
— апортант 80
— ряд 287, 294

Пироксенолиты 485

Пироксено-оливиновые породы габбро-вой формации 308

Пиромерид 287

Пироморфизм 61

Письменный гранит (еврейский камень) 51, 98, 111, 229

Плавление силикатных систем 184

Плагногнейсы, или плагноклазовые гнейсы 476

Плагноклазо-ангитовая порода 78

Плагноклазо-оливиновая порода 315

Плагноклазо-фельдшпатовые породы 278

Плагноклазовые амфиболиты 486
— микролиты 335
— породы 291
— фельдшпатовые глубинные породы (тералиты, фергуситы, миссуриты и т. п.) 278—279

Плагноклазовый гранит 225, 261

Плагноклавы габбровых пород 444

Плагнолитариты 285, 292

Пластические деформации 449

Пластовая форма залегания (пласты) 27, 28, 30

Пластовые горные породы, см. Осадочные и неглубинные

Плевиофровая структура 102

Плитняковая отдельность 332

Плющатая структура 129

Плоскопараллельные структуры 98, 118

Плоскости напластования 43, 409
— наклония 66
— сланцеватости 43

Плотная структура 283

Плотное, или афанитовое сложение 88, 290

Плотные известняки 413

Плутониты 21

Плутонитометаморфизм 61

Плюмазит 148

Пневматолиты 42, 240, 248

Пневматолитические минералы 87
— (пегматитовые) образования 177, 205
— процессы 63, 135, 181, 241, 445

Пневматолитический перенос и обмен 220

Пневматолитическое действие газообразной фазы 180

Пневматолитовые контактные рудные зоны 42

Пневматолиты 474

Пневматолитовые минералы 63

Подводная фаза габбровой магне 324

Подушечная лава 281, 345, 350

Позднемагматические процессы 68

Пойкилитовое прорастание 111

Пойкилофитовая структура 93, 310, 487

Покровы 24, 38, 352

Полевошпатово-фельдшпатовые породы 218

Полевошпатовые амфиболиты 25, 321, 322, 475, 485, 486, 487
— базальты 329
— вкраплениями 101
— минералы 197
— слюдяные сланцы 408

Полевошпатовый грейзен 217, 226
— пироксенит 80

Полигалит 406

Полигалитовая зона 401, 402

Полиметановые габбро 309

Полимиктные (полигенные) брекчии и конгломераты 441

Полиминеральные породы 72, 75, 96

Полиморфизм 162

Полиморфные модификации 64, 65, 168
— превращения 196
— кремнекислоты 169
— соединения 160

Полировальный сланец 24, 430

Полисиликаты 74

Полифровая структура 102

Полиэдрическая, или параллелепipedальная отдельность 49

Полнокристаллическая порфировая структура 104, 105, 331
— структура 89, 112, 317

Полосатая структура 118, 119, 121
— габбро 190, 205

Полосатое габбро 118, 310

Полосатые гнейсы 478

Полосчатая структура 227, 376
Полуантрацит 428
Полубитуминозные угли 428
Подуристаллическая структура 89, 90
Полубомбистые породы 24
Полусмолистые угли 428
Польцитит 326
Помутнение полевых шпатов 69
Пористость осадочных пород 385
— 1) первичная, 2) вторичная 15, 16, 50—52, 66, 440
Поровой цемент 439
Породы водного происхождения:
1) протокристаллические, 2) метакристаллические, 3) паракристаллические 24, 89
— глубинного метаморфизма 21
— магматического происхождения: 1) протокристаллические, 2) паракристаллические, 3) апокристаллические — см. Изверженные породы. 89
Портландиты 219
Порфиритоиды 24, 75, 367, 474
Порфириды 13, 217, 290, 320, 340, 341, 354, 365, 371, 383
Порфиробласт 128, 470
Порфировая структура 89, 90, 99, 101, 102, 105, 107, 108, 216, 218, 347
— микроструктура 106
Порфириновая структура 89, 99, 100, 102, 440, 487
Порфириновое габбро 192, 308, 310
— сложение 88, 99—109, 229, 236, 470
— строение 99—109
Порфириновые включения 40, 99, 100, 101, 102, 106, 108, 125, 126, 168, 213, 298, 300, 335
— породы 90
— разновидности 260, 323
— слюдяные сланцы 480
Порфиритовые породы 105, 106, 109, 292, 334
— структуры эффузивных пород 101
Порфириды 25, 287, 474
Порфирипластическая структура 454
Порфиры 13, 14, 15, 150, 216, 297, 301, 444
Последовательность выделения из магмы минералов 155, 158, 159, 160, 196—197, 198
— извержений 195
— кристаллизации 159, 197
Поствулканический процесс 69
Постмагматические минералы 86, 87
Постмагматический процесс 68
Потемнение роговой обманки 70
Потенциальные минералы (по Лакруа) 87
Потенциальный кварц 282, 285
Потоки 27, 28, 38, 281, 301, 312, 352
Потроховидная лава (пахуху) 281
Правило Нернста 196
— Сора 190
— фаз 64, 245
Празиниты 483
Пределы уклонов от средних величин 142
Пресноводные известняки 420
Пресноводный кварцит, или лимнокварцит 402
Прессованные граниты 254
Призматическая отдельность 46, 337, 357
Призматически-зернистая структура 96
Пробирный камень 431
Проблема бифилитичности происхождения магмы 133
— монофилитичности происхождения магмы 133
Провинции петрографические — см. Петрографические провинции
Пропилиты 359
Протеробазы 347, 351
Протеродабаз 351
Протогенная структура 122
Протогиты 235
Протопластическая структура 126, 129, 312, 316

Протокристаллические породы 89
Протоморфные, или спнеоматические формы 122
Протопневматога 68
Протопневматолитические изверженные породы 345, 484
— минералы 68, 85, 86, 87, 177, 178, 180, 340
Протопневматолитический серпентин 311
Протопневматолитическое превращение 321
Прототетиты 187, 188
Прототетические минералы 36
Процессы видоизменения пород из формации габбро 318
Процессы породобразования: 453
— расщепления 186
Прочность гранитов 256, 257
Псаммитовые породы 24, 195, 391, 433, 436
— структуры 130
Псевдодолостонит 169
Псевдодопириты 323
Псевдолейциты 177, 279
Псевдомофазы минералов в горных породах 54, 67, 320
Псевдопорфириновая, или вторичная порфириновая структура 124
Псевдопорфириновые слюдяные сланцы 480
Псевдопорфиритовое сложение 470
Псевдопорфиритовый мрамор 491
Псевдосланцы 474
Псевдоферролит 297
Псевдоугли 368
Псевдитовые структуры 24, 130, 391, 395, 433, 441
Псефиты 433
Птеролоповый ил 24
Пуласкиты 216, 264, 265
Пузылит 83
Пушчоланы 367
Пятнистые сланцы 25, 240, 242, 474

Рабдит 243

Равномернозернистая структура 490
Равномернозернистое габбро 310
— кристаллически-зернистое сложение 88, 470
— (равнозернистое) строение горных пород 88
Равномернозернистые породы 90
Радиальная отдельность 48
Радиально-лучистая структура 113, 115, 116
Радиоактивный распад 304
Радиолитовая структура 117
Радиолитовое растеклование 109
Радиоляриевый ил 24
Радиоларит 432
Раздробления 62
Размывание 52
Разрушение горных пород 54
Ракушечный известняк 417
Рапакви 77, 200, 227, 232, 236, 259, 470
Распавление 449
Распространение элементов в земной коре (вычисления Кларка и Вашингтона) 153, 155
Распавленные породы 25, 124, 474
Растеклование 62, 69, 109, 282
Растительные почвы (педолиты) 24
Растяжение 98
Расщепление 178, 194, 203, 206
Реакционные минералы 69, 86, 87, 126, 157
Реакционный принцип (по Боуэну) 126, 158
Регенерация гранита 319
Регенерированные (дейтеросоматические) породы 94
Региональная классификация осадочных пород 387
Регионально-метаморфические породы 448

- Региональный метаморфизм 38, 42, 61, 449
- Регрессионный (ретроградный) метаморфизм 462
- Резорбирование — см. Частичное растворение. 70, 203, 204, 205, 334
- Рейхардит 406
- Реликтовая структура 457
- Рентгенированные граниты 436
- Речные отложения 389
- Рибекитовые сланцы 483
- Рибекитовый гранит 235, 237
- липарит 283
- Риденит 278, 286
- Риннит 264
- Риодациты 297
- Риолитоид 285
- Риолиты 195, 283
- Ритмическая слоистость осадочных пород 391—392
- Рифовая фация 388, 408
- Рифовые известняки 411—413, 418
- Рицонит 326
- Роговики 111, 242, 247, 474
- Роговиковая структура 127, 246, 454, 487
- Роговико-порфирировая структура 487
- Роговико-порфирировая структура 128
- Роговообманково-пироксеновые сенициты 269
- Роговообманковые базальты 333
- габбро 309
- гнейсы 322
- граниты 235, 236
- дациты 294
- диабазы 344
- кварцевые диориты 261
- микрогаббро 353
- парагаббро 322
- породы 326, 486
- порфириты 354
- сланцы 245, 451, 483
- слюдяные сланцы 481
- Роговообманковый андезит 354
- домит 300
- нефелиновый сеницит 269
- сеницит 268, 269
- Родоначальная магма — см. Базальтовая магма, Магма. 132, 133, 136, 140, 156, 189, 195, 198, 208, 215
- Родоначальное габбро 201
- Родственные отношения магматических пород 142
- Розенбушит 72, 270
- Роккалиты 226
- Ромбенопорфиры 306
- Ромбоидальные вкрашенники ортоклазов 300
- Россыпи 24
- Рудные габбро 148, 327
- месторождения магматического происхождения 309
- сингенетические и эпигенетические 373
- пироксениты 317
- порфириты 148
- Рудообразующие факторы 373
- Рухляки 24
- Рыхлые изверженные породы 25
- обломочные породы 21, 25
- отложения 433
- осадочные породы 21, 24
- С**
- Саксонит 219, 311, 317
- Салитические минералы 75
- Сандиниты 80
- Сандиновые граниты 229
- скопления в трахитах 57
- Санторинит 150, 263, 284, 296, 299, 382
- Санукит 357
- Сапроциты (гнилые камни) 54, 61
- Сапромикситовые угли 427
- Сапропелые угли 427
- Сапропели 430
- Сапропелиты 427
- Сахаровидная структура 414
- Свилы 122, 375
- Себастьянит 83
- Седиментация 43
- Седиментогенная порода 473
- Седиментогенные гнейсы 478
- кристаллические сланцы 472, 473
- Сезонная слоистость 391
- Селетинная ассимиляция 195
- Серпентизация 181, 260, 287, 460, 462, 471, 472
- Серпентизированный нефелин 269
- Серпенти-альбитовые гнейсы 479
- Серпентиновые сланцы 25, 455
- Сероваксовые сланцы 24
- Серпентин 68, 71, 85, 365, 483
- Серпентинизация 62, 67, 68, 69, 76, 129, 181, 311, 321, 460, 462
- габбро 321
- Серые ваки 24
- Спаллиты 60
- Сеницит-апатиты 265
- Сеницитовая магма 297
- Сеницитовые выделения (в липаритах, дацитах, трахитах) 57
- гнейсы 474, 487
- порфиры 216, 263, 371
- Сеницитограниты 262, 265
- Сеницитодиориты 216, 265, 323, 325
- Сеницитопорфирировые меланократиты — лампрофиры 265
- Сенициты: 1) амфиболовые, 2) пироксеновые, 3) слюдяные 81, 150, 153, 198, 215, 216, 226, 253, 263—264, 265, 267, 297, 306, 315, 323, 325, 371, 374, 378, 383
- Силекситы 370
- Силликатная магма 144, 370
- Силлиманитовые гнейсы 454, 478
- Символ породы 145, 146
- Симплектические структуры 112
- Симплектическое прорастание (импликационная структура) 111, 247
- Симптомагические минералы 72, 137, 282
- Синантегические минералы 87, 126, 177
- Сингенетическая структура 122
- Сингенетические, или первичные минералы 66
- процессы диагенеза 59
- Синдтетическое расположение кварца 256
- Синолитическая таблица горных пород 24—25
- Синсомагическая структура 89, 122
- Синсомагические минералы 65
- процессы диагенеза 59
- Синсомагический метаморфизм 62
- Синтетика 208
- Синтетиты 188, 474
- Синтетическая магма 209
- Синтетические минералы 126
- Синтетически-ликвидационная теория 205, 206
- Сиполлин 416
- Систематика изверженных пород 10, 215
- Ситовидная (ситообразная) структура 128, 454, 469
- Скаполитизация 135, 181, 321
- Скаполитовые диориты 261, 321, 346
- Скаполитовый гнейс 478
- кварцевый диорит 261
- Складчатые лакколиты Бальцера 327
- Склеропелиты 435
- Скрыто-интрузивные магматические тела 33
- Скрыто-контактные породы 449
- Скрыто-кристаллическая масса 282
- Скрыто-кристаллическое сложение 391
- строение 91
- Сланцеватость: 1) первичная, 2) вторичная 50
- Сланцеватые амфиболиты 487, 488
- Сланцевые амфиболиты 486, 488
- метасциты 25
- Сланцы 24, 195, 371

Сложение гнейсов 489
 — горных пород, или макроструктура 88
 — и строение осадочных пород 390, 391
 Слоистое сложение — см. Плоскопараллельное, 89, 391
 Слоистость 385, 391, 392, 440
 Слоистый мрамор 491
 Слюдяной гранит 235
 — диабаз 351
 — диабазит 351
 — сиенит 264, 268, 271
 Слюдяные гнейсы 425
 — кварцевые диориты 261
 — кварциты (кварцитовые сланцы) 261, 481
 — нефелиновые сиениты 271
 — порфириты 354
 — сланцы (слюдяные гнейсы) 25, 454, 474, 475, 478, 480, 481, 485
 Смешанные осадки 24
 Смешение магм 318
 Смолистые угли 428—429
 Смоляной камень 155, 211, 287
 Собирательная кристаллизация 459
 Собственно-магматические месторождения 373
 Содалитовый сиенит 271, 272, 274, 383
 Солнечный загар 332, 337
 Соляная шпала 401, 406
 Соммаит 218
 Сопротивление раздавливанию (временное сопротивление сжатия) 14, 255, 257, 267, 439
 Сордавалит 40, 105, 109, 117, 335, 357
 Сосоритизация 69, 181, 320—321, 346, 472
 Сосоритовое габбро (алмазинит) 313, 315, 321
 Состав Стассфуртского месторождения каменной соли 401, 402
 Составные части изверженных пород:
 1) по генезису, 2) по классификационному признаку 71, 72
 — — осадочных пород 393
 Спармагит 441
 Спиккулит 432
 Спилиты 101, 246, 283, 300, 320, 334, 338, 339, 345, 348, 349, 350, 351
 Спильзиты 25
 Сплавление 42, 238, 240, 244
 Спонгиолит 432
 Спородифровая структура 102
 Средневершинная структура 97, 229
 Среднекристаллическое строение 425
 Средние породы, или мезиты 137, 138, 144, 145, 150
 Средний заловой состав литосферы 153
 — — песчаников, глинистых пород и известняков по Кларку 396
 — — химический состав изверженных пород (таблица Кларка и Вашингтона) 147—155
 Средняя зона 454
 — магма 153
 Старошитовые слюдяные сланцы 481
 Старошитовый гнейс 478
 Стассфуртский тип залежей каменной соли 401—403
 Статическая дифференциация 204
 Статический метаморфизм, или метаморфизм отложения 61
 Стекло 105, 106, 109, 127
 Стеклование — см. Остеклование
 Стекловатая масса 282
 — структура 84, 218, 283, 350
 — фация 282
 Стекловатые жилы 40
 — породы 121, 137, 282
 — туфы 366
 Слэбчатая отдельность (базальтовая) 44—46, 332
 Стратиграфия 133
 Строительный камень 11, 337
 Строматопоровые известняки 413
 Структура (микроструктура) 88, 457
 — габбро 309

Структура глубинных пород 25
 — горных пород 88, 130
 — гранитов 239
 — изверженных пород 89
 — катаклизического происхождения 112
 — кристаллических сланцев 469
 — магматической породы 91
 — осадочных пород 390—393
 — эффузивных пород 42—50, 99, 102
 Структурные переходы от интрузивных пород к эффузивным 25
 — такситы 98, 311
 Субинтрузивные образования 214, 342
 Субинтрузия 40, 324, 344
 Суглинки 24, 444
 Сукновальная глина 445
 Сульфатные породы 395, 406—407
 Сульфидные магмы 215, 328
 Сульфидолиты 148, 370
 Супеси 434, 444
 Существенные составные части диабазов 344
 — — изверженных пород 71
 Сфероидальная отдельность 256
 Сферолитовая порода (сферолитовый лапарит и сферолитовый порфир, или пиромерид) 90, 190, 197, 295, 287
 + структура 112—113, 114, 115, 116, 117
 Сферолитовое расщепление 109
 — сложение — см. Пентрированное, 89, 390
 Сферолитовые образования 283
 Сферолитовый структурный тип 286
 Сферолиты: 1) радиально-лучистое строение, 2) концентрически-скорлуповатое, 3) комбинированное строение 109, 113, 115, 117, 289, 418
 Сферотакситы 25
 Схема перераспределения веществ при выветривании 22
 Схизидолиты 188

Таблица распространения элементов 153

Таблица Харкера 81
 Таблицы Филипп Борна и Заварицкого 81
 Тавиты 271, 280
 Тавит 284, 338, 358
 Таймырит 216, 285, 299
 Такситовое сложение 90, 98
 Такситовые структуры 121—122, 311
 Такситы: 1) втакситы, 2) атакситы 25, 90, 98, 121
 Талассогенная каменная соль (морская) 397
 Талассогенные известняки 409, 420, 421
 Талькиты 321, 460
 Тальково-хлоритовые граниты 235
 Тальковые сланцы 25, 454, 474, 483
 Талько-хлоритовые сланцы 321
 Тавит 406
 Тахититы 335
 Твердость гранитов 257
 Текстура 88, 90
 — кристаллических сланцев 469
 — метаморфических пород 469
 Тектическая структура 89
 Тектические минералы: 1) прототектические, 2) дистектические 86, 87
 Тектоморфная форма 122
 Тектоморфные породы 86
 Тектономорфная форма 123
 Тектоника 153
 Тектониты 21, 449, 474
 Тектофилы 88
 Тектофильные минералы 63
 Тектофилы 88
 Телеконтактные породы 449
 Температура жидкой лавы 210—212
 Температурные условия кристаллизации и метаморфизации изверженных пород 210—212, 453

Температурный предел для контактного действия глубинных пород и для образования погматов 210—212
— — контактного метаморфизма 246—247
Тенсерберит (натровый микроклинит) 150, 217, 264
Тералит-диабазы 326, 348, 350, 359
Тералиты 83, 218, 271, 278, 279, 304, 326, 359, 360, 361
Термальная перекристаллизация 127, 240
Термальное воздействие изверженных пород на осадочные и наоборот 41, 240, 242
Термально-механическое образование кровли 33
Термальный контакт-метаморфизм 242, 244
— экаморфизм 42
Термодинамические условия 452, 458
Термометаморфизм 61, 62—63, 405
Термомеханический метаморфизм 398
Тетра госса 24, 443
Тефрито-базальты 149, 216, 284, 325, 338, 348, 339, 360, 363, 465
Тефриты 83, 150, 218, 284, 302, 332, 338, 358, 361—362, 363, 365
Техническая оценка естественных строительных камней 11—18
Тешениты 218, 314, 315, 326, 327, 361, 364
Тингуаиты 150, 218, 272, 275
Типоморфные минералы 72, 452
— породы 72
Титано-магнетитовая магма 328
Тихоокеанская провинция 4, 375, 378
Толстошлаковая отдельность 255
Томитовые угли 427
Тоналиты 216, 237, 261
Тонкозернистая структура 97
Тонкокристаллическое строение 91
Тонкопластинчатая отдельность 290
Топазированные породы 242
Топазовые контактные породы 241
Топанхоаканга 441
Топографическая классификация метаморфических процессов 61
Тордреллит 252, 286
Торф 24, 389, 429
Торьяники 387
Тоскани 216, 285, 288, 296, 299
Точечный метод Глаголева 65, 80
Травертино 24, 51, 412, 421
Трапшвые гранулиты 475, 486
Трапы 36, 187, 197, 310, 331, 340, 352, 376
Трассы 13, 367
Трахандезит 138, 300, 358
Трахитобазальт 149, 299, 339, 360, 363
Трахитоидиты 284, 285, 292, 295, 296, 301
Трахитосерпиды 83, 149, 216, 284, 299, 332, 333, 338, 360
Трахитопарит 216, 284, 285, 288, 297, 301, 379
Трахититы 150, 216, 284, 301, 302
Трахито-базальт 360
Трахитовая структура 105, 106, 283, 355
Трахитовидная структура 90
Трахитовидные фонолиты 301
Трахитовое расстеклование 109
Трахито-пантеллерит 299
Трахиты: 1) обыкновенные, 2) целочные 6, 13, 14, 109, 150, 216, 266, 284, 288, 292, 297—301, 302, 332, 337, 338, 358, 362
Трахитофонолиты 284
Трепел (или диатомовая земля, диатомовый пелит, кизельгур, горная мука, пошривальный сланец) 13, 24, 430
Трегичные породы — см. Регенерированные породы
Трещины 15, 43, 44, 48—50, 59, 66, 227, 228
Троксонит 315
Троньемит 217, 262, 277, 278, 280
Тропическая лагеритизация 59
Туркестанская провинция 383
Турмалиновые контактные породы 241

Турмалиновый гранит 235
Турьит 219
Турьит 219, 272, 277, 278, 280
Туфобрекчия 366, 868
Туфовидный известняк 51, 407
Туфовые лавы 368, 369
— отложения 287, 367
— порфириты 368
— порфиroidы 367
Туфогенные отложения 367, 426
Туфогены 367
Туфоиды 367
Туффиты 367, 480
Туфы вулканические 25, 129, 295, 297, 301, 302, 340, 343, 349, 366—370, 393, 452, 480
— известковые 421
Тылант 306
Тюрингит 116

Уайомингит 266

Ублюдковые (гибридные) породы 42, 205, 208
Угли 65, 391, 394, 395, 416, 427, 429
Углистые породы 395
Ультракислые кварцевые кератофиры 284
— кератофиры 151
— породы или гиперацидиты 137, 138, 151
Ультракислый липарит 285
Ультраейокаратовая магма 286
Ультрамеланократовый (лейкоитовый) тип 316
Ультраосновная магма 329, 330, 362
Ультраосновное габбро, ультращелочно-земельное (алькалитоховое) 148, 278, 306, 313, 314, 317, 327, 486
Ультраосновные жилы 306
— породы, или гипобазиты (магмы асидиитные, моносиликатные, или мейосиликатные) 137, 138, 148, 301, 304, 328
— эффузивы 192
Ультращелочноземельные жилы 306
Умшкет 272
Универсальные провинции 374, 375
Урапитизация 320
Урапитовое габбро 321
Уральская провинция 383
Уртин 148, 149, 218, 269, 271, 272, 276, 278, 279, 280
Устричные банки 24

Фазинит 272, 280

Факолиты 31, 33, 35
Фанероконтактные породы 449
Фанерокристаллическое сложение 90
Фаязит-кварцевые порфиры 287
Фельдшпатовые базальты 361, 362, 363
— породы 278, 279, 362, 363
Фельдшпатоидиты 79
Фельдшпатовитовая фаза 264
Фельдшпатоидиты 79, 217
Фельзит 91, 286, 288, 289
Фельзитовая структура 281
Фельзитовые порфиры 288, 289
Фельзитовый структурный тип 286
Фельзитические минералы 75
Фельзодатитовая основная масса 355
Фельзодатиты 292
Фельзофирит 354, 358, 359
Фемические минералы 75
Фенокристаллы 99, 104
Фенокристы 99
Фергусит 218, 272, 278, 279, 280
Ферролиты 148, 370
Физическая дезинтеграция 52, 60, 254, 441
Физическое состояние магмы 281
Филиты 24, 443, 454, 455, 474, 475, 480—483

Флюорит 407
 Фитогенные образования 21
 — отложения 24
 Флецы 427
 Флюоридовые глины 445
 Флюидальная структура 50, 98, 107, 112, 123
 Флюидо-пневматолитическая фаза 251
 Флюктуационная структура 107
 Флюктуация 107
 Фойяит 269, 273
 Фонолит-андезит 284
 Фонолит-базальт 284, 338, 358
 Фонолитовидные породы 302
 Фонолиты 14, 106, 150, 218, 284, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 304, 338, 358, 361
 Фораминиферовый известняк 417
 Фореллеништейн 217, 306, 307, 312, 313, 315
 Форма залегания магмы 281
 Формация кристаллических сланцев 64
 — нефелиновых сиенитов 325
 Формы залегания горных пород 27—42, 140
 Фосфатные породообразующие организмы 408
 Фосфатолиты 372
 Фосфаты в изверженных породах 73
 Фосфорит 24, 66, 393, 443
 Фосфоритные известняки 416
 Фосфорное железо 243
 Фрационированная кристаллизация 192, 207
 Фтанит 431
 Фузит 428
 Фузулиновый известняк 417
 Фюзен 428

Халлобазальтовый расплав 202

Хедрумит 264
 Хемогенные образования 396
 Хибинит 269, 272, 274, 277
 Химическая классификация изверженных пород 136—138, 148—151
 — характеристика андезитов 357
 — базальта 333
 — изверженных пород СССР 374
 — петрографических провинций СССР и Финляндии 374—384
 Химические агенты 122
 — осадки 21, 22, 24, 51, 64, 395—407
 — превращения 52
 Химический анализ горных пород 7, 389
 — принцип классификации 137
 — состав андезитов 358
 — базальтов 339
 — базанитов 363
 — габбро 313
 — габровой формации 312—313
 — гнейсов, слюдяных сланцев и филлитов 482
 — гранитов 230—231, 232
 — дацитов, кварцевых порфиритов и примыкающих к ним горных пород 295
 — диабазов и авгитовых порфиритов 347—349
 — диоритов и диоритовых порфиритов 325
 — эмеевиков 484
 — изверженных пород, как основа их классификации 131, 137, 139, 140
 — интрузивных базанитов 327
 — карбонатных пород 423
 — контактных роговиков 246
 — кристаллических сланцев 472
 — липаритов, кварцевых порфиритов и примыкающих к ним кислых лав 289
 — материнской магмы 77
 — наждаковых пород 491
 — нефелиновых сиенитов 274
 — нордмаритов 263
 — осадочных пород 394
 — полевошпатовых амфиболитов 488

Химический состав сиенитов 266—268
 — сиенитовых пород 268
 — тералитов и миссуритов 279
 — трахитов и порфиритов 300
 — трепелов 431
 — углей 428
 — фонолитов и лейцитофиров 302
 — асескитов 326
 — тип нефелиновых сиенитов 273
 Химическое воздействие 241
 — выветривание 60
 Хислонит 416
 Хлордалит 270
 Хлоритизация 62, 67, 76, 181, 260, 321, 460, 462
 Хлоритовые графиты 235
 — породы 324
 — сланцы 25, 454, 474, 483
 Хлоритовый банатит 262
 Хлоритовид 74, 77, 78, 451
 Хлоромеланиты 483
 Хонолиты 31
 Хрустальные погребя 51

Цементированные вулканические туфы 21

— осадочные породы 24, 25
 Цементирующие вещества 22
 Цементные известняки 415, 424
 Центрированная структура 113
 Центрированное сложение 89
 Цоизитизация апортзитов 62

Чарнокит 221

Частичная перекристаллизация 57
 Частичное переплавление 89, 458
 — плавление 458
 — расплавление 56
 — растворение (резорбирование) 51, 70
 Частота нахождения химических элементов 155
 Червеобразное включение кварца в плагиоклазе 85
 Черемхит 430
 Чиминит 216, 284, 338

Шальштейн 25, 340, 343, 347, 367

Шамозит 116
 Шаровая лава 281, 349, 350
 — отдельность 46, 47, 48, 59, 290, 345
 — структура 47, 89, 97, 112—114, 205, 229, 310
 Шаровое габбро Корсики 113, 310
 — сложение 89, 113
 Шаровой гранит 229
 Шаровые диабазы 350
 — породы 90
 Швагеринский известняк 417
 Шенит 406
 Шлаки 25, 208
 Шпирь 37, 122, 218, 259
 Шюнквинты 149, 271, 314
 Шошонит 284, 309
 Шпинецелые породы 148
 Шпинеллиды 148
 Шток (гнезда) 40
 Шунгит 430

Щебень 24, 66, 387

Щелочная магма 148—151, 376
 — формация 269
 Щелочно-земельная магма 4, 148—151, 313, 376
 — фация 306
 Щелочно-земельное габбро 313
 Щелочно-земельные породы 146
 Щелочно-известковые граниты 231, 232

Щелочно-известковые плагиоклазы 158
 — силикаты 75
 Щелочной процессе 446
 Щелочно-кварцевые порфиры 216
 Щелочность 273
 Щелочные амфиболы 225, 287
 — банатиты 362
 — табброд-эссекиты 315
 — гранитовые порфиры 216
 — граниты 216, 225, 226, 231, 232, 236, 263, 265, 269, 275
 — земли 207, 266, 272, 296, 328
 — липариты 216
 — массивы Кольского полуострова 375
 — пегматиты 249
 — пироксены 225, 270
 — плагиоклазы 158
 — полевые шпаты 216, 221, 225
 — порфиры 299
 — роговые обманки 75, 263
 — сиенитовые порфиры 216
 — сиениты 150, 216, 226, 264, 265, 267, 268, 269, 275, 276, 297
 — сланцы 474, 483
 — трахиты 216, 297—299, 301

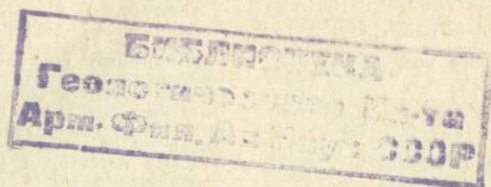
Эвграниты 235, 239

Эвдиалитовый сиенит 272
 Эвкрит 315
 Эвпорфировая структура 102
 Эвпорфировые разности 283, 289
 Эвтакситовое строение 121
 Эвтакситы 26, 90, 121
 Эвтектика: 1) чистая эвтектика, 2) эвтектика твердых растворов предельной концентрации 78, 102, 109, 111, 166, 168, 169, 172—177, 179, 226, 229, 230, 489
 Эвтектическая структура 98, 109, 110, 171
 — схема кристаллизации 91, 156
 Эвтектические взаимоотношения 169
 — породы 78
 — соотношения магмы 169—177
 Эвтектический тип 309
 Эвтектоид 157
 Эвтектоидная фаза 251
 Эвтектоидная структура 104, 112
 Эггириновый гранит 235
 — липарит 283
 — трахит 300
 Эйколит 270
 Экзогенные контактные действия 335
 Экзокинетические трещины 48
 Экзоморфизм (внешний контакт-метаморфизм), или экзоморфные контактные действия 40, 320
 Экзоморфный контакт-метаморфизм 245
 Электрическая теория Дэли 134, 138
 Эклогитовая зона 490
 Эклогитовые амфиболиты 489
 Эклогиты 25, 139, 321, 455, 457, 463, 474, 475, 486, 487, 489, 490
 Экспериментальное изучение петрогенетических проблем 8
 Экструзивные жилы 214
 — конусы 281
 — купола 214
 — массивы 33, 39
 Элеолит (серцитизированный нефелин) 269

Элеолитовые (нефелиновые) порфиры 271
 — сиениты 269
 Эллипсоидальная отдельность 46, 47
 Эллипсоиды 229
 Эльный 24
 Эналогенные включения 37
 Эндоконтактная зона 227, 320
 Эндометаморфизм 91
 Эндоморфизм (внутренний контакт-метаморфизм) 40, 41, 320
 Эндоморфное термальное контактное действие 41
 Эндоморфный контакт-метаморфизм 245
 Эпигматит 71
 Энкриновый известняк 418
 Энстатитовый дунит 311
 Энтокинетические трещины 48
 Энтропия 78
 Эоловые известняки 409
 — отложения 409
 Эпигенетические минералы 66
 — процессы 58—59
 — рудные месторождения 322
 — структуры 122
 Эпидиабаз 351
 Эпидоциты 321, 474, 481
 Эпидогизация 321
 Эпидото-альбитовые гнейсы 479
 Эпидотовые гнейсы 478
 — граниты 235
 — сланцы 474
 Эпизона 454
 Эпигматическая фаза 251
 Эрлан 486
 Эрруптивная брекчия 368
 Эссексит-базальт 83
 Эссексит-диабазы 326, 359, 360
 Эссекситы 149, 218, 325—326, 348, 359, 360, 485
 Этмолиты 31
 Эффузивная магма 180, 182, 184, 203, 204, 210, 282—283
 — фаза 68, 70, 198
 — фация 133, 138, 139, 178, 261, 281, 297, 303, 304, 305, 327, 387
 — — кислой магмы 281—303
 — — основной магмы 329—370
 — форма габбровой магмы 324
 — — застывания 90
 Эффузивные жильные породы 290
 — породы 20, 21, 25, 26, 40, 57, 76, 101, 102, 105, 106, 138, 185, 186, 190, 205, 210, 212, 213, 214, 281, 292, 294, 295, 305, 330, 335, 338, 345
 — — гранитовой магмы 283
 — — кислой магмы 282
 — типы 193
 — эссекиты 359, 362, 375, 382
 Эффузия 38, 39

Ювенильно-гидротермальный метасоматоз 42, 362, 375, 382

Явноконтатные дислокационные породы (тектониты) 449 Явнокристаллическое сложение 88, 90



От Издательства	Стр- 2
ЧАСТЬ ОБЩАЯ	
Введение	3
Предмет и задача петрографии вообще и петрографии СССР в частности (3). Методы петрографии (7). Горные породы и промышленность (10).	
Классификация горных пород	13
Формы залегания горных пород	27
Формы залегания изверженных пород и механизм интрузий (29). Формы залегания осадочных пород (40). Контакты (40).	
Внешние признаки горных пород	42
Трещины и отдельность (43). Сланцеватость (50). Ноздреватость и пористость (50). Выветрелость (52). Ксенолиты (54).	
Выветривание и метаморфизм	57
Минералогический состав горных пород	63
Минералогический состав осадочных пород (65). Минералогический состав изверженных пород (66). Минералогический состав метаморфических пород (87).	
Структура и текстура горных пород (строение, или собственно структура, и сложение, или текстура)	88
Кристаллически-зернистое сложение и строение (92). Порфиroidное сложение и строение (99). Пегматитовые и гранофировые структуры (109). Шаровые, сферолитовые и оолитовые структуры (112). Полосатые и плоскопараллельные структуры (118). Такситовые структуры (121). Вторичные структуры (122). Агломератные структуры (129).	
Химический состав изверженных пород	131
Общие соображения (131). Магматические формулы и коэффициенты (141). Химическая классификация изверженных пород (147). Средний валовой химический состав изверженных пород (151).	
Механизм кристаллизации магмы	155
Общее введение (155). Изоморфизм в магматических системах (162). Эвтектические соотношения в магме (169). Летучие составные части магмы (177).	

ЧАСТЬ СПЕЦИАЛЬНАЯ

Изверженные породы

Введение	185
Дифференциация (189). Взаимоотношения пород кислой и основной магм (198). О генезисе изверженных пород (202). Температурные условия кристаллизации и метаморфизации изверженных пород (210). Классификация (213).	
Породы кислой магмы	221
I. Глубинная фация	221
Гранитовая и гранитоидная формация (221). Кварцевые диориты (261). Кварцевые сиениты и граносиениты (сиенито-граниты) (262). Нордмаркиты (263). Производные кислой магмы (263). Сиениты и сиенитовые порфиры (263). Нефелино-сиенитовая, или интрузивная, щелочная формация (269). Плагноклазово-фельдшпатитовые глубинные породы (тералиты, фергуситы, миссуриты и т. п.) (278). Глубинные фельдшпатитовые бесполевошпатитовые породы (интрузивные ультраосновные щелочные породы) (279).	
II. Эффузивная фация	281
Кислые порфиры и кератофиры, липариты (283). Дациты и кислые порфириты (290). Трахиты, порфиры и кератофиры (297). Фонолиты (301).	
Основная магма и ее производные	303
I. Интрузивная фация	304
Формация габброноритовая (304). Диориты и диоритовые порфириты (322). Эссекситы (325). Интрузивные базаниты (326).	
II. Эффузивная фация	329
Базальты (329). Диабазы, авгитовые порфириты, спилиты (338). Андезиты и порфириты (352). Мелафиры, тералит-диабазы, тефрито-базальты (эффузивные эссекситы) (359). Трахидолериты (360). Тефриты (361). Базанитовая формация (361). Пикриты и пикритовые порфириты (305). Туфы и туфогенные образования (366).	
Несиликатные магмы	370
О магматических месторождениях полезных ископаемых	372
Химическая характеристика петрографических провинций СССР	374
Карельская провинция (381). Юг СССР (в Европе) (382). Крымская провинция (382). Кавказская провинция (383). Туркестанская провинция (383). Уральская провинция (383).	

Осадочные породы

Введение	384
Отложения из растворов (химические осадки)	395
Галоидные соли (396). Сульфатные породы (406). Карбонатные породы (407). Кремнистые породы (407).	
Органогенные отложения	408
Известняки и доломиты (409). Ископаемые угли (427). Трещинный кремнистый сланец, опока (430).	

Неорганические механические отложения или обломочные породы (кластогенные отложения)	433
Пески, песчаники и кварциты (435). Брекчии и конгломераты (441). Пелитовые, или глинистые породы (глины, латериты, бокситы (442).	

Метаморфические породы

Введение	447
Метаморфические породы	475
Гнейсы (475). Слюдяные сланцы, филлиты и глинистые сланцы (480). Щелочные сланцы (483). Магнезиальные сланцы и змеевикиты (483). Известковые сланцы (484). Кварциты и кремнистые сланцы (485). Полевшпатовые амфиболиты и пироксенолиты (495). Эклогиты (489). Несиликатные члены формации кристаллических сланцев (490).	

ПРИЛОЖЕНИЯ

Диаграмма В. Н. Лодочникова	492
Литература	495
Предметный указатель	505

М. М. М.

*
 Редактор *Н. А. Иванов*
 Техн. ред. *А. Н. Полякьянен*
 Корректор *В. И. Осипов*

*
 Сдано в набор 8/VI 1940 г.
 Подп. к печати 15/XI 1940 г.

*
 Тираж 3000 экзempl.
 Формат 60×92 в 1 долю 32³/₄ печ. л.
 41,8 уч. авт. листа В 1 печ. л. 55120
 тип. знак. М. 30505 Зак. № 3959

*
 4-я типограф. ОГИЗа РСФСР треста
 „Полиграфкнига“ им. Евг. Соколовой
 Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29



207.

658