



141

Месропиан

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ

Проф. А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ

Часть II-я

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗДАНИЕ

КУБУЧГА и Издательской Комиссии К. В. П. С. Л. Горного Института.

ЛЕНИНГРАД

1926.

КАССА ВЗАИМОПОМОЩИ
ИСПОЛБЮРО
ПРОФСЕКЦИЙ ЛЕНИНГРАДСКОГО ГОРНОГО ИНСТИТУТА.

На книжном складе имеются следующие труды, изданные в разное время
внутри Института.

	Руб.	К.
Богданович. Дополнение к курсу Рудных месторождений. 1908 г. (5 выпусков)	4	70
Бокий. Аналитический курс Горного Иск. часть I. 1926 г.	3	—
Бюллетень, Н. Т. Организации Ленингр. Горного Инст.	—	50
Болдырев. Основы кристаллографии. 1926 г.	2	50
Герман. Турбомашины. 1925 г.	3	—
Далинкевич. Горная Геометрия	2	50
Долбня. Конспект высшей алгебры	—	20
Зернов. Паровые машины	1	25
Заварицкий, Описательная Петрография. Осадочные породы	1	80
Майзель. Оптика. 1922 г., в переплете	2	50
Наливкин. Стратиграфия. 1925 г.	1	—
" Палеонтология. 1925 г.	1	—
Никитин. Универсальный метод Федорова. Ч. III.	3	20
" Конспект минералогии. Элементы и окислы, за выпуск	—	90
" „На пути к победе“. Сборник, посвященный револю- ционному прошлому Горного Института. 1925 г.	1	50
Пальчинский. Введение в Горную Экономику. 1924 г.	—	60
Перебаскин. Руководство по техническому черчению	—	40
Разумовский. Графические вычисления	—	05
Смирнов. Кристаллоптика. 1924 г.	—	45
Чечотт. Золотое дело. 1916 г.	4	—

Издаются и готовятся к изданию:

Герман. Шахтный под'ем.		
Жемчужников. Палеофанустика.		
Майзель. Электричество и магнетизм.		
Сборник в память 150-летия Горного Института.		
Бокий. Практический курс Горного Иск. Т. III. 3-е издание		
Болдырев. Минералогия. Элементы и окислы	3	30
Бабошин. Термическая обработка стали.		
Заварицкий. Теоретическая Петрография.		
Левенсон. Основы проектирования деталей машин.		
Самуэль. Техническая гидравлика.		
Бокий. Аналитический курс Горного Иск. Т. II.		

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ.

Проф. А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ.

552.5
3 13

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ.

Часть II-я.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ.

Курс лекций, читанный на Геолого-Разведочном
факультете в 1925—26 уч. году.

ИЗДАНИЕ

Кубуца и Издательской Комиссии К. В. П. С. Л. Горного Института.

ЛЕНИНГРАД.

1926.



227

Ленинградский Гублит № 8530. 900 экз.

О С А Д О Ч Н Ы Е П О Р О Д Ы .

ЧАСТЬ I ОБЩАЯ.

Розенбуш вместо термина осадочные породы (Sedimentäre Gesteine) употребляет название наслоенные или слоистые породы (die schichtige Gesteine) и определяет их как достигшие состояния горной породы механические и химические продукты разложения изверженных пород, кристаллических сланцев и в незначительной степени живущих на земле организмов.

Иногда определяли осадочные породы, как отложения твердого материала, возникшие на земной поверхности при обычной температуре из подвижной среды. Последней, главным образом, являются водные бассейны и, в значительно меньшей степени, воздушная оболочка земли.

С точки зрения источника энергии, за счет которой происходит образование осадочных пород, они являются противоположностью породам изверженным: в последних процессы, ведущие к образованию горной породы, происходят на счет внутренней энергии, заключающейся в самой магме; в литогенезисе пород осадочных процессы связаны с превращениями энергии, доставляемой поверхности земли извне, от солнца.

Источники вещественного состава изверженных и осадочных пород также совершенно различны. В породах изверженных мы имеем продукты кристаллизации магмы. Минералы, образующие изверженную породу, образовались как таковые впервые, они являются аутигенными. В большинстве осадочных пород минералы, образующие породу, являются остатками от разрушения других, изверженных или метаморфических, или накопив, более древних осадочных горных пород, они являются т. образом в большинстве случаев аллотигено-

ыми.

Процессы образования значительной части изверженных пород скрыты от непосредственного наблюдения. Лишь в эффузивных породах, именно лавах, мы имеем такие, которые образовались на земной поверхности, и это доступно для наблюдения. Для осадочных пород, процессы их образования, происходящие на земной поверхности, вообще более или менее доступны для изучения, хотя, разумеется, мы мало еще знаем о явлениях, проходящих на дне глубоких бассейнов.

Белый ряд таких существенных различий между породами изверженными и осадочными является причиной того, что в разных руководствах по Петрографии изложение описания изверженных пород с одной стороны и осадочных с другой, носит несколько различный характер. Описание изверженных пород имеет более характер физиографии, тогда как в осадочных выдвигаются вопросы фацильных особенностей осадков, их способ отложения и другие особенности литогенезиса.

Говоря об осадочных породах необходимо различать две стадии их образования: 1) образование осадков, из которых потом образуется та или другая порода, и 2) превращение таких осадков в горную породу. С последним процессом мы встречаемся в природе в самых различных степенях его развития: неизменные осадки и происшедшие из них горные породы связаны целым рядом постепенных и непрерывных переходов, и обычно их рассматривают совместно.

Как известно в схеме литогенезиса Вальтер различал такие моменты: 1) денудация, состоящая из разрушения породы, переноса отделенного материала и его разрушения во время переноса, 2) отложение материала и 3) диагенезис и, наконец, метаморфизм.

Все эти процессы рассматриваются в физической геологии и других дисциплинах; в описательной петрографии мы будем иметь дело лишь с их результатами. Подробно останавливаться на них мы не будем, но в

большей или меньшей степени, поскольку это надо для пояснения физиографических признаков пород и их систематики, придется касаться двух последних моментов литогенеза: 1) образования осадков и 2) диагенеза.

Основные группы систематики осадочных пород часто выделяются на основании характера тех осадков, из которых они произошли. Таким образом различаются породы 1) *кластические*, 2) *химические осадки* и 3) *органогеновые осадочные породы*. С другой стороны их можно классифицировать по вещественному составу. Это последнее подразделение не будет тождественным с первым.

На основании этого принципа мы различаем кремнистые и кварцевые породы, глинистые породы, карбонатные породы и соли сильных кислот (сульфаты, хлориды). Нельзя ни при той, ни при другой группировке выдержать строго классификационный принцип. Известняки могут быть породами, как органогеновыми так и химическими, а в некоторых случаях (как, например, коралловый песок) и кластическими. В числе кластических пород мы можем иметь разнообразие по составу породы.

Поэтому возникли такие классификации, в которых, хотя и не строго выдержан ни генетический принцип, ни деление по вещественному составу, но за то авторы стремятся объединить сходные петрографические и геологические типы. Розенбуш разделял осадочные породы на следующие семейства:

1) Семейство химических осадков, 2) Семейство псефитов и псаммитов, 3) Семейство кремнистых пород, 4) Семейство карбонатных пород, 5) Семейство железистых пород, 6) Семейство глинистых пород и 7) Семейство углистых пород.

Семейство 5 (железистые породы) и 7 (углистые) являются полезными ископаемыми и выходят из сферы нашего изучения в курсе описательной петрографии. То же самое отчасти относится и семейству химических

осадков, из числа которых мы оставляем без рассмотрения каменную соль, калийные соли и другие соли щелочей и магнезии.

Ж. Лаппаран различает такие крупные группы:

1) Кремнистые (и кварцевые) породы, 2) Карбонатные породы, 3) Алумосиликатовые породы, 4) Фосфатные породы, 5) Железистые, 6) Соли, 7) Углистые породы, 8) Конгломераты.

Группа 4 также представляет полезные ископаемые равно как и группа 5, часть 6, 7. Мы их опускаем в нашем описании.

При описании пород мы будем придерживаться в общем подразделения, принятого у Розенбуша.

Эта группировка, а также и дальнейшие подразделения пород основаны на наблюдениях прежде всего их минералогического состава и структуры. Поэтому, как это мы делаем и при изучении изверженных пород, необходимо сначала остановиться на минералогическом составе осадочных пород и их структуре, как основания систематики. Химический состав и условия залегания имеют здесь меньше значения для этой цели, чем в группе пород изверженных.

Совершенно своеобразная особенность осадочных горных пород — те органические остатки, которые в них встречаются. Для систематики особенно карбонатных пород, они имеют весьма важное петрографическое значение, так как ими определяется структура породы. Поэтому в курсе петрографии осадочных пород их нельзя исключить из рассмотрения.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Минералогический состав осадочных пород резко отличается от состава пород изверженных. В послед-

них, как мы видели, главную роль играют силикаты: простые силикаты и алюмосиликаты. В условиях существования на земной поверхности эти минералы являются не устойчивыми. Они выветриваются и распадаются. Наиболее обычными, устойчивыми формами распространения элементов земной коры на ее поверхности являются.

1) Свободная кремниевая кислота: кварц, халцедон и гидратные формы (опалы).

2) Свободная алюмокремневая кислота и различные гидратные формы - глины (каолин, галлоазит, аллофан, монтмориллонит).

3) Повидимому устойчивы и кислые щелочные (калиевые) соли алюмокислоты - белые слюды (серпичит и гидрослюда).

4) Гидраты глинозема (бокситы) редки.

5) Гидраты окиси железа, главным образом лимонит.

6) Некоторые феррисиликаты (глауковит, памуазит и др.).

7) Карбонаты щелочных земель: извести и магнезии.

8) Сульфаты извести (гипс и ангидрит) и частью магнезии.

9) Галосиды щелочей, также другие их соли, характеризующиеся растворимостью в воде.

Наконец на земной поверхности возникает ряд органических соединений и их дериватов.

Кроме перечисленных минералов, свойственных земной поверхности, здесь мы находим целый ряд сохранившихся более прочных минералов пород изверженных и метаморфических, а также некоторые более редкие новообразования, как например, рутил, пирит, редко сафирит, флюорит, полевой шпат и т.д.

По количеству, в котором минералы входят в состав породы, мы можем различать, как и в изверженных породах:

1) минералы, образующие главную массу породы, являющиеся главными составными частями и 2) минералы второстепенные, из которых одни входят в незначительном

количестве, но являются весьма распространенными в разных породах, а другие являются характерными примесями. Но в отличие от пород изверженных, в которых эти акцессорные минералы образовались во время образования самой породы, в осадочных среди второстепенных минералов надо различить примеси двоякого рода. Одни из них - реликтовые - представляют сохранившиеся остатки того первичного материала, из которого произошла порода таковы, например, пиркон, гранат, кварц, магнетит и др. минералы в песчаниках.

Другие образовались во время образования самой породы, например, глаукозит в песчаниках и известняках. Это минералы сингенетичные. И, наконец, некоторые, эпигенетичные второстепенные примеси, возникали уже после образования породы при позднейших процессах диагенетических и далее метаморфических таковы, например, рутил в глинистых сланцах, полевые шпаты в известняках, пирит в сланцах и т.д.

Изучение характерных примесей в осадочных породах имеет большое значение для выяснения условий их образования, и в пределах какого либо изучаемого района может иметь иногда важное значение как классификационный признак.

Существенные минералы осадочных пород образуют между собой смеси, в составе которых нет таких определенных закономерностей, как в породах изверженных. Определенно можно выделить среди наиболее обычных пород три крайних типа, как по минералогическому и химическому типу, так и по происхождению. 1) Группа сланцев, 2) группа песчаников и 3) группа известняков.

В первой преобладает развитие вряду с свободной кремниевой кислотой алюмокислота и кислые ее соли. В значительной мере входят и другие мелкоземельчатые главные более прочные минералы изверженных и метаморфических пород - полевые шпаты, слюды.

Вторая группа характеризуется резким преоблада-

нием наиболее прочного минерала - кварца в составе пород, и в третьей мы встречаемся с карбонатами щелочных земель, главным образом извести. Между всеми тремя группами существуют совершенно непрерывные переходы. Мергели связывают известняки со сланцами, известковистые песчаники - песчаники с известняками и т.д.

Относительное распространение этих трех основных типов далеко не одинаковое. По подсчетам Илэрна из всей массы осадочных пород в грубых цифрах 80% составляют сланцы, 15% песчаники и только 5% приходится на долю известняков. Другие породы, как например, химические осадки: сульфаты и хлориды, имеют совершенно ничтожное распространение и являются совершенно исключительными концентрациями таких редких для земной коры элементов, как сера и хлор. Еще в большей степени то же можно сказать - относительно органических соединений.

Источником вещественного состава осадочных горных пород являются породы извержения. Мы видели, что средний минералогический состав всей совокупности изверженных пород выражается примерно такими цифрами: кварца 10-12%; алюмосиликатов - полевого шпата (и фельшпатидов) - 65%, цветных минералов до 20% и остальное - аксессуарные минералы: магнетит, апатит и др.

Главные черты химических и физических превращений, которым подвергается этот материал, заключаются в следующем: 1) разложение алюмосиликатов и с образованием кислых солей и свободной алюмокислоты и растворимых солей оснований. При этом силикаты щелочноземельных металлов распадаются быстрее. То же разложение идет и даже еще быстрее в простых силикатах с распадом на SiO_2 и основание, 2) механическая сортировка продуктов распада и накопление наиболее прочных соединений, камни является в подавляющем количестве кварц, 3) накопление щелочных земель в виде углекислых солей при процессах химических и био-

химических. Если мы обратим внимание на распространенность основных типов осадочных пород, то ясно увидим наибольшую распространенность тех, которые состоят из материала подвергнувшегося наименьшим превращениям - глинистые сланцы; значительно менее распространены песчаники, где механический отбор произвел существенное изменение в составе и еще большей редкостью известняки, при образовании которых процессы биохимические и химические являются основными.

Минералогический состав этих основных групп горных пород последовательно от сланцев до песчаников и наковел известняков все более уклоняется от состава пород изверженных. Все большую роль в нем играют такие минералы, которые в породах изверженных не встречаются или являются второстепенными случайными и вторичными. Некоторые из минералов осадочных пород так характерны, что на них приходится несколько остановиться.

I) Модификации кремнезема в осадочных породах.

Кремнезем в осадочных породах встречается как в форме безводного окисла в модификациях α - кварца, халцедона и друг., разновидностей, так и в гидратных формах - опалах.

Кварц является типичным реликтовым минералом, сохраняющимся в силу своей прочности, наоборот гидраты кремнезема являются той формой, в которой кремний накапливается на земной поверхности, выделяясь из растворов при химических и биохимических процессах.

Опалы легко дегидратизируются. Ту форму безводной SiO_2 , которая чаще всего при этом получается, представляет халцедон.

Физикохимические исследования, а также рентгенографическое изучение халцедона указывает на тождество этой модификации SiO_2 с α - кварцем. Различие заключается лишь в форме кристаллизации и оптических свойствах. Халцедон оптически отрицателен

и двусосен с малым и непостоянным углом 2ψ . В халцедонах почти всегда кроме вещества кварца находится и примесь опала. Кроме кварца и халцедона различают ряд других разновидностей SiO_2 : кварцин - волокнистый минерал оптически положительный с малым 2ψ . Лютцит - с косым угасанием волокон, образующих псевдогексагональные пирамиды. Псевдохалцедон отличается от халцедона более низким двупреломлением. Наиболее типичным и характерным является халцедон.

Весьма распространены в осадочных породах гидраты кремнезема - опалы содержащие 2-15% воды. Среди разнообразных форм, в каких опал встречается можно различать несколько типов: 1) он представляется в виде совершенно безструктурной аморфной массы; это коллоидный гидрат кремнезема в наиболее типичной форме, 2) иногда при больших увеличениях опал представляется состоящим как бы из накопления капелек или сфероидальных образований, не достигающих толщины шлифа (0.02) и потому перекрывающих одна другую. В некоторых случаях в них появляется анизотропное сферолитовое строение, связанное б.м. с потерей воды и превращением в халцедон; 3) некоторые опалы обнаруживают концентрическую полосчато-слоистую структуру, облекая посторонние тела; в таком виде он нередко встречается в опоках.

В современных осадках опал наблюдается, как вещество образующее кремневые скелеты губок, радиолярий, диатомовых водорослей.

В горных породах он появляется или как продукт перестройки вещества этих органических отложений, или как химический осадок. Опал при диагенетических и метаморфических процессах теряет воду.

Чрезвычайно характерно превращение в халцедон опаловых органических кремневых образований, как например, спикуль губок; халцедон также выполняет скорлупки радиолярий в ямках. Халцедон обычно образуется при окремнении известняков. Образование опала в по-

следних случаях редко.

2) Карбонат извести. Коллоидная гидратная форма углекислого кальция $\text{CaCO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - „Оучлит“ вероятно выпадает при образовании осадочных пород и растворов, но легко дегидратируется и переходит в кристаллические формы. В настоящее время в осадочных породах находят такие модификации безводного углекислого кальция:

а) Кальцит. Образуется, как первичный и как диагенетический минерал. Из разновидностей кальцита можно отметить разновидность кальцита с захваченной при кристаллизации примесей битумов т. наз. антраконит, который иногда образует (диагенетически) грубокристаллические конкреции.

б) Арагонит. Выпадая часто как первичный минерал, арагонит легко превращается в кальцит и редко может быть обнаружен в неизмененном виде.

в) Ктипцит по химическим свойствам не отличается от арагонита и вероятно представляет особую структурную форму кристаллизации этой модификации. Он образует оолиты и может быть наблюдаем в тех случаях, когда они не подвергались диагенетически изменению. Подробнее мы вернемся к этому при описании оолитовой структуры.

Известковые органические остатки состоят то из арагонита, то из кальцита. Так называемый конхит представляет в действительности арагонит. Из водорослей, например, некоторые (*Halimeda*) из арагонита, другие (*Lithothamnion*) из кальцита. То же и у фораминифер. Почти все рифовые кораллы из арагонита, но глубоководные из кальцита. Скелеты иглокожих построены из кальцита и в этом так, что каждый элемент представляет один кристаллический индивид кальцита. Сколулы раковобразных состоят из перпендикулярно к поверхности расположенных волокон кальцита. Как кальцит так и арагонит входят в скелет мшанок. Раковины орахиопод построены из кальцита с характерной структурой (см. выше). Большая часть мал-

лесков имеет арагонитовые раковины. В некоторых пластинчато-заберных внутренний арагонитовый слой и наружный кальцитовый. То же часто у гастропод. Что касается педалоид, то у Nautilus раковина арагонитовая, но антики кальцитовые. Велемиды образованы волокнами кальцита, но фрагментовусы арагонитовые.

Глинистые минералы и слюды. Минералы этой группы имеют главное распространение в глинистых сланцах. Это, как известно, обширная группа, распадающаяся на подгруппы, из которых важнейшими являются: 1) каолин, 2) аллофанонды и аллофаны.

Каолин теоретического состава $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ отнюдь не всегда встречается, как главная составная часть глин и тем более глинистых сланцев. Каолинизация - в тесном смысле слова - своеобразный процесс разложения, и накопление чистого каолина сравнительно редки. Пластические глины нередко представляют тонкоизмельченную смесь кварца, белой слюды (серпентит) и иногда полевого шпата. Свойство пластичности связано не с химическим составом, а с физическим состоянием дисперсности материала. Но в большинстве случаев все же примесь большего или меньшего количества каолина и каолиноподобных коллоидов (аллофаны и аллофанонды) в глинистых породах имеет место. Довольно распространенным также является повидимому пиррофиллит.

Среди каолиноподобных минералов различаем:

а) каолиноподобные аллофанонды (галлуазит $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$ ньютонит $4H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$, и другие).

б) бедные SiO_2 аллофанонды (аллофан $Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 5H_2O$ и монтмориллонит).

Лакруа и Кафе разделяют глинистые минералы на две группы:

1) Кристаллические глинистые минералы, к числу которых они относят каолинит $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ (включая сюда и леверрьерит), галлуазит $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$ и монтмориллонит $H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$.

2) Аморфные глинистые минералы, к которым относятся аллофан $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ - коллирит $2Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$.

Но глинистые минералы отнюдь не составляют всю массу или даже главную массу глин и глинистых сланцев. Эти породы, как было сказано, в значительной части состоят из неразложившегося алюмосиликатного материала.

Состав глин и глинистых сланцев отличается непостоянством, кроме того и благодаря разным примесям других минералов, таких как окислы железа, кварца и водные окислы кремния, карбонаты и т.д.

Характерным минералом глинистых сланцев подвергшихся диагенетическим и метаморфическим изменениям являются серпичитовая слюда и другие представители вероятно гидрослюд, т.е. белых слюд, более богатых водой, чем нормальный мусковит. Они встречаются в виде тонких чешуек, расположенных параллельно сланцеватости. Такие чешуйки являются, вероятно, новообразованиями в сланцах. В филлитах они уже очевидно являются главной составной частью, но и в глинистых сланцах, судя по значительному содержанию в них щелочей, слюды в тонкораздробленном состоянии должны представлять существенный минерал.

Феррисиликаты. Для осадочных пород характерны некоторые феррисиликаты. Хлоритовые минералы являются прежде всего в числе обломочного материала, происходя как продукты разложения феррических минералов изверженных и метаморфических пород. Они возникают также, повидимому, и при диагенетических процессах подобно слюдам. Интересной и практически важной формой минералов хлоритового типа является нахождение феррисиликатов железа в виде осадков, образовавшихся, повидимому, как химические осадки (шамуазит, торингит, савалит). Наконец, необходимо отметить глауконит, сложный феррисиликат, еще мало изученный, содержащий в своем составе K_2O и MgO . Очень часто его нахождение связано с органическими остатками.

В породах осадочных, с точки зрения генетической мы, как сказано, можем различать такие группы минералов: 1. Минералы реликтовые, сохранившиеся при разрушении той породы из материала которой произошла данная осадочная порода. 2. Продукты разложения первичных минералов. 3. Новообразования, (выпадающие из растворов).

К числу реликтовых минералов относятся наиболее прочные минералы изверженных и метаморфических пород.

Продукты разложения могут быть разделены на такие четыре группы:

- | | |
|--|---|
| 1. Группа минералов глин (каолин, галлуазит и т. д.) | Характерны для глинистых пород |
| 2. Группа слюды и хлорита. | |
| 3. Группа гидратов глинозема (боксит, гиббсит и т. д.) | Характерны для латеритовых образований. |
| 4. Группа гидратов окиси железа (лимонит, и т. д.). | |

Схема истории разложения минералов и новообразований представлена Холмсом в виде такой таблицы:

Минералы первоначальн. породы.		Продукты выветривания.		
Первичный минерал.	Аутигеновый продукт выветривания.	Аллотигенов. вторичный минерал	Вещества перешедшие в раствор.	Минералы выпадающие из получающегося раствора.
Кварц	---	---	SiO_2	Опал, халцедон, кварц.
Мусковит	Серицит	Серицит		

Ортоклаз (лейцит).	Серпентин Каолин	Глинистые минералы и гидраты глинозема.	SiO_2, K_2CO_3	Глауконит минералы соляных отложений
Альбит (вефелин)	Парагонит, цесолиты, каолин.	Т о - ж е.	SiO_2, Na_2CO_3	отложений
Авортит	Эпидот, вожжит.	Т о - ж е.	$SiO_2, CaCO_3$	Арагонит. кальцит.
Бвотит	Хлорит.	То-же + ли- монит и хлорит.	$SiO_2, K_2CO_3, MgCO_3$	Глауконит
Авгит	Роговая обманка, хлорит.	Т о - ж е.	$SiO_2, MgCO_3$	Доломит, кальцит.
Роговая обманка	Хлорит	Т о - ж е.	$CaCO_3, FeCO_3$	Сидерит (лимонит).
Ромбиче- ские пи- роксены и оливин.	Змеевик, тальк, окисль железа.	Лимонит и минералы хлорит серпентин.	$SiO_2, MgCO_3, FeCO_3$	Сидерит, а при оки- слении лимонит.
Магнетит	---	Лимонит	$FeCO_3$	
Ильменит	Лейкоксен рутил.	Лейкоксен, рутил, ана- таз, лимонит		
Пирит	---	Лимонит	$FeSO_4$	Гипс. Марказит, пирит.
Апатит	---	---	$Ca_3(PO_4)_2$	Фосфорит.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

(по Лаппарану).

Чрезвычайно важной составной частью осадочных пород являются органические остатки. В петрографии не место подробного их описания, это дело палеонтологии, но необходимо для петрографа уметь различать эти остатки, поскольку они являются теми составными частями, из которых сложена горная порода.

Остатки организмов мы в породе встречаем или в целом виде или в обломках. Многие крупные организмы мы увидим не иначе как в обломках, тогда как мелкие, особенно микроскопические встречаются почти всегда целыми; бывает случай, где главная масса породы представляет именно накопление характерных ископаемых.

Прежде всего это те твердые части организмов, находящихся в осадках, которые во время их жизни составляли скелет их (или часть его) или твердую оболочку. Иногда же бывает, что некоторые минеральные вещества (кремнезем, фосфорнокислая известь, окись железа, разнообразные минералы), отлагавшиеся на месте мягких частей организмов, тем самым сохраняют их форму.

Петрографическое изучение органических остатков должно касаться вещества их составляющего, структуры этого вещества и — если будет речь об организмах малых размеров, которых накопление характеризует горную породу, то отчасти и их формы.

С точки зрения петрографии вещество органических остатков является самой главной их особенностью. Соответственно с этим прежде всего различаем:

- 1) Организмы кремнистые.
- 2) „--“ известковые и магнезиальные.
- 3) „--“ фосфатовые
- 4) „--“ следы которых, доходящие до нас, не содержат какойнибудь характерной минеральной составной части.

I. Кремнистые организмы.

Они представлены в осадочных породах скелетами водорослей, называемых диатомовыми; скелетами радиолярий и спикулами губок.

Диатомовые. Части скелетов диатомовых - как обчашечки, сделанные из тонкой кремнистой решетки. Кремнезем представлен опалом. Они различных форм: круглые, треугольные, веретенообразные; некоторые вкладываются одни в другую, как коробка с крышкой. Это организмы морские или пресноводные и характеризуют горные породы, известные под именем трепелов. Белый порошок, который находится внутри некоторых меловых кремней содержит диатомей.

Радиолярии. Это, как известно, морские животные состоящие из протоплазмовой массы, образующей одноклеточное существо. Современные виды иногда находятся в симбиозе с очень маленькими водорослями группы *Zooxanthellae*.

Внутри протоплазмовой массы развивается скелет, образованный в большинстве случаев - из кремнистой решетки, но иногда ограничивающийся иглами. Вещество скелета из опала, но в древних осадках этот опал радиолярий является по Лаппарану всегда превращенным в железистый алюмосиликат, хлоритового характера. Иногда также скелет превращается в гематит.

Лаппаран отрицает случаи превращения скелета радиолярий в халцедон. В некоторых палеозойских фланитах, существенно халцедоновых, находят иногда в большом количестве радиолярий, и можно наблюдать, что кристаллический халцедон выполняет скелеты. Кропотливое наблюдение, как указывает Лаппаран, показывает, что этот халцедон кристаллизуется лишь в порах скелета, который сам по себе превращается всегда в хлорит. Как мы это увидим дальше, этого не бывает с губками, спикулы которых в древних осадках почти всегда превращены в халцедон.

При замещении кремнезема скелета хлоритовым ми-

нералом или окисью железа эти последние сохраняют первоначальное строение скелета. Кроме того бывают псевдоморфозы кальцита по скелету радиолярий и другие.

Спикули губок. Мы будем здесь говорить только о кремнистых спикулях. Они 2-х сортов, одни относительно большого размера образуют скелет собственно губки, их называют „мегасклерами“, другие очень маленькие, так называемые микросклеры (свободны в теле губок). Спикуля есть небольшая палочка прямая или согнутая, простая или ветвистая, вещество которой было первоначально из опала, вместе с небольшим количеством органического вещества, и через которую проходит по всей ее длине тонкий канал, так называемый, осевой канал спикули. Фоссилизация более или менее изменяет первоначальные свойства спикуль. Одно из первых изменений состоит в появлении в теле спикули полостей (*faculae*), разрез которых имеет форму полумесяца. Такие полости появляются в опаловых спикулях. Очень часто они превращаются в халцедон, который часто обнаруживает в шлифах характерную волнистую структуру. Полости встречаются также, но редко, в некоторых халцедоновых спикулях. Такие видоизмененные спикули обнаруживают в большинстве случаев, расширение их осевого канала.

Глауконит помещается в осевом канале и иногда даже этот минерал совершенно замещает всю спикулю. В некоторых древних осадках хлорит частями замещает спикулю. Также бывает, что спикули полностью или частично замещаются кальцитом. Таковой может совершенно образовать псевдоморфозу по спикуле или кристаллизуясь далее в массу окружающей горной породы - поглотить спикулю так, что от нее остаются только одни следы очертаний.

Спикули губок играют важную роль в составе некоторых осадочных пород.



Организмы известковые и магниальные.

Под этими организмами подразумеваем как такие, которые состоят из одной известки, так и такие, которые содержат примесь карбоната магнeзии. Содержащие магнeзии всегда далеко от пропорции отвечающей доломиту.

Сначала мы будем говорить об организмах, которые надо отнести к царству растительному, потом о принадлежащих к царству животных, ограничиваясь лишь главнейшими группами и семействами.

Флаггелляты. Их представители в осадочных горных породах рабдолиты и кокколиты. Первые очень тонкие органические образования, имеющие форму небольшой булавки, соединенной острым концом с плоским диском. Все вместе напоминают по форме запонку, которой пристегивается воротник. Они во всю длину пробуровлены каналом и состоят из углекислой известки. Их структура волокнистая и волокна лучеобразно расходятся из канала. Кокколиты имеют форму просверленного в центре диска, с одним или двумя отверстиями, они представляются иногда полукругом эллиптической формы. Структура волокнистая. Их причисляют то к растительному то к животному царствам. Некоторые осадки переполнены ими.

Известковые водоросли семейства флоридей образованы многосклетчатой тканью, свободной или прикрепленной. Их характеризует прямоугольное сечение большей части клеток. Представители *Lithothamnion* и *Lithophyllum* различаются видом и расположением их клеток. Это морские водоросли, живущие на незначительной глубине. Некоторые из них содержат в составе магнeзию. В шлифе образующее их вещество представляется мутным желтовато-серым благодаря большой тонкости кристаллических частиц, их составляющих.

Characeseae - пресноводные водоросли; они образуют стебли с ветвями и ответвлениями, вокруг которых обвиваются в роде *Chara* клеточки с округлым сечени-

ем. Для них характерным являются поперечные разрезы. Часто бывает, что внешняя часть покрытых коркой клеточек, бывает сорвана, тогда в сечении видны эллипс или круг окаймленный небольшими выростами.

Siphonaeae - зеленые водоросли, в форме трубочек, которые, благодаря их свойству покрываться известью, нередко находятся в осадочных породах. Различают роды „Diploroga“ и „Sugorogella“. В первом многочисленные поры пробуравливают там и сям перегородку, во втором они оканчиваются слепым мешком, не достигая наружной поверхности. В некоторых случаях Siphonaeae скремневают.

Ф о р а м и н и ф е р ы .

Это животные морские организмы, они повидимому большей частью одноклеточные. Протоплазматическая масса, которая образует их клетку, живет в одной камере или распределяется в нескольких, соединенных между собою камерах. Это камера, или группа камер, образует раковину или скорлупу. В многокамерных фораминиферах, камеры присоединяются одна к другой по мере того, как развивается протоплазматическая масса. Есть современные фораминиферы, раковина которых состоит из хитина. Другие фораминиферы, и их наибольшее число, имеют раковину из минеральной массы. Их то мы и находим в осадочных породах. Их можно прежде всего подразделить по составу их раковины.

В составе всякой раковины фораминифер, исключая хитиновые, входит за редкими исключениями - некоторое количество извести, почему мы их все и группируем вместе с другими известковыми организмами. Очень большое число их именно, главным образом, известковые. Известь раковины фораминифер имеет различный вид, что и позволяют распределять их по разным группам.

Однако, некоторые фораминиферы пользуются чтобы создать свою оболочку, чуждым для них обломочным материалом разного рода, которые они и берут

из окружающей среды. Их называют агглютинированными (Agglutinantia). Если материал, входящий в строение скорлупы - зерна кварцевого песка, то говорят, что оболочка песчаная.

Цемент, соединяющий песчинки, представляет углекислую известь но ее количество бывает очень ограничено сравнительно с объемом (занимаемым песком). В некоторых случаях зерна соединены кремнеземом, или окисью железа. Трудно сказать являются ли эти вещества первичными или они заместили здесь другое вещество.

Часто находят в осадочных породах фораминифер, скорлупа которых составлена агрегатом очень мелких зерен углекислой извести. Эти фораминиферы, про оболочку которых говорят, что она зерниста, узнаются с большой легкостью в шлифах благодаря их непрозрачности.

Скорлупа песчаных фораминифер состоит хотя бы частично из постороннего материала, независимого от их жизнедеятельности. Трудно судить о том, так ли обстоит дело и с зернистыми известковыми фораминиферами. Что же касается вещества скорлупы других фораминифер, то она несомненно обязана своим происхождением жизнедеятельности самих фораминифер. Это вещество исключительно известковое, но оно принимает два вида: в одном из них известковое вещество представляется в шлифах как бы образованным из непрерывных слоев кальцита, с погасаниями совпадающими с касательной и нормалью. В шлифах эти скорлупы в большинстве случаев совершенно прозрачны, почему их вещество, называют „гялиновым“. В некоторых видах скорлупа слегка желтовата и обнаруживает легкий плеохроизм; в других видах известковые слои, которые образуют перегородку камер разбиваются на целую серию продольных волокон с погасанием по их длине, указывая на начавшуюся перекристаллизацию.

Во втором случае в шлифах - разрезь скорлуп фораминифер почти не прозрачны. Рассматриваемые в от-

раженном свете разрезы имеют молочную окраску. Мы будем называть таких фораминифер, фораминиферами с молочно-белой скорлупой. Под микроскопом нельзя различить минералогическую природу оболочки, нельзя сказать арагонит ли это или кальцит. Фораминиферы этого вида, благодаря виду излома скорлупы, назывались часто под именем „фарфоровых“.

Часто бывает, что перегородка фораминифер с глинистой оболочкой пробуравливается многими порами откуда и название их „Perforatae“. Фораминиферы с молочно-белой скорлупой не обладают порами; и поэтому называются „Imperforatae“.

Итак, смотря по веществу оболочки, фораминиферы можно разделить на четыре группы:

1) Фораминиферы с песчаной агглютированной оболочкой. Раковина, составленная из различных материалов, по преимуществу из песчинок.

2) Фораминиферы с оболочкой зернистой. Раковина — из скопления мелких зерен углекислой извести.

3) Фораминиферы с глинистой оболочкой. Раковина из непрерывных слоев кальцита и иногда из лежащих один около другого волокон.

4) Фораминиферы с молочно-белой оболочкой. Раковина из углекислой извести, в шлифе полупрозрачной, составлена из массы кристаллических индивидов неразличимых друг от друга.

Что касается формы скорлуп фораминифер, то описание ее составляет предмет палеонтологии и не входит в нашу задачу. (Заметим только, что по разрезам большинство их в шлифах легко разбить их на два типа, которые можно назвать: 1) тип текстуляридей и 2) тип роталидей. Название текстуляридей происходит от латинского слова *textularis*, что значит „заплетенный“; характерная раковина типа текстуляридей походит на заплетенную косу, она составлена из двух противоположащих рядов чередующихся камер. Другой тип камеры у роталидей. Большая часть представляет достаточно большое количество камер, расположенных по

обороту спирали, которая соединяет одинаковые части каждой камеры, иногда даже они разворачиваются в одной плоскости.

Изменения в веществе скорлупы фораминифер.

В некоторых осадках находят раковины фораминифер, состоящие уже не из того вещества, которое их составляло вначале. Часто бывает, что в кристаллических известняках масса раковины фораминифер с оболочкой молочного цвета бывает перекристаллизована. Образуется агрегат из кристаллов кальцита. В разрезах раковины в шлифах видно как они незаметно переходят в окружающую породу, состоящую из мозаики кальцита. Фораминиферы — те с гиалиновой оболочкой напротив остаются тем, чем они были первоначально, они сохраняют свою индивидуальность. Иногда некоторые фораминиферы совершенно окремневают: в некоторых породах Пириней Orbitulinidae обычно преобразованы в халцедон.

Мы увидим дальше, что под влиянием тонких перфорирующих водорослей — вещество оболочки фораминифер испытывает интересные изменения.

Определение фораминифер в породах.

Исследование фораминифер в твердых связных породах чаще всего может производиться в шлифах. Однако, сечений их в шлифах часто не достаточно, чтобы дать полное определение раковины. Исключая отдельные особенные случаи, невозможно определить в шлифе все особенности фораминифер, и мы тогда не сможем извлечь из исследования под микроскопом ничего, кроме понятия о той группе, к которой должно ее отнести. Но этот результат в большинстве случаев удовлетворяет петрографа.

Прежде всего нам нужно установить каково вещество оболочки фораминифер, необходимо определить, что порода, в которой находятся фораминифер состоит исключительно из фораминифер с зернистой оболоч-

кой, с оболочкой молочного цвета, с гиалиновой, или из смеси видов этих разных типов. Действительно каждый такой тип оболочки должен особым соответствовать условиям жизни фораминифер и таким образом они определяют среду, где образовалась порода.

S o l e n t e r a t a ,

(полипняки, tabulata, гидроидные п.).

Как известно, кораллы делятся на Zoantaria и Alcyonaria. Структуры первых характеризуются известковыми спикулями в форме палочек с иглами, или бугорками; и она имеет вид волокнистый. Сорби указал, что известковое вещество живых Zoantaria представляет арагонит, образованный сплетением маленьких пластинок, которые в разрезе представляются волокнами. У всех оболочек, которые были первоначально из арагонита, вещество их почти всегда превращается в кальцит и теряет, благодаря этому, свою микроструктуру.

Tabulata образуют иногда очень малого размера индивиды и в таком виде входят, как существенные составные части некоторых осадочных пород. Они образуют небольшие ветвистые трубочки. Будучи первоначально из арагонита они обычно превращаются в кальцит и обычно замещены небольшим числом его зерен, которые сохраняют тоже самое расположение по отношению к удлинению трубочек. Кальцит кристаллизуется также и внутри трубки ориентируясь как неделимые кальцита образующие перегородку, очертание которой также как и очертания потолочков выделяются в массе зернистого известняка в виде мелких непрозрачных грануляций.

Hydraria тоже, повидимому, входят как необходимая часть в строение некоторых известняков. Они к сожалению мало изучены и мы относительно их структуры и их веществе имеем слишком неопределенные указания. Некоторые из них образовались из наложенных одна на другую корок, соединенных столбиками - это

у строматопор. Другие имеют древовидную форму с аналогичным строматопорам строением; они характеризуют некоторые известняки, но не получили даже названия. Все представляются образованными очень мелкозернистыми агрегатами углекислой извести.

Рассматривая шлифы многих известняков, получается впечатление, что некоторые из организмов не определимые с точностью должны быть отнесены к *Hydraria*. Общий габитус их вещества и формы, часто искривленные формы их сечений заставляют делать это сравнение, однако, никакого точного определения им не может быть дано.

И г л о к о ж и е.

— Две основные черты характеризуют обломки иглокожих: 1) сетчатая структура, 2) кристаллическая и следовательно оптическая индивидуальность каждого элемента (членика).

Сетчатая структура может быть простой или сложной и может представлять сетки разных форм. Чаще всего наблюдаются те формы, которые в разрезе представляют шестиугольные петли. Каждый членик есть кристаллический индивидум, обнаруживающий между скрещенными николями одинаковое потемнение, но он часто может быть исстрихован тонкими двойниковыми полосками, происшедшими благодаря механическим причинам. Сетка представляется в массе кальцита в виде тонкой как бы наложенной решетки.

Анализы скелетов криноидей и эхиноидей, сделанные Кларком и Вилером, доказали, что ^{кальций}углекислой магнезии может в них достигать 13%. Кроме того в некоторых доломитах находят части криноидей, в которых вся окаменелость превращена в доломит.

Обломки криноидей отличаются преимущественно осевым каналом частей их ствола. Обломки морских ежей не имеют осевого канала: их ткань более разнообразна, чем у криноидей; ткань игл морского ежа обладает радиальной структурой.

Р а к о о б р а з н ы е.

Между ними только остракоды и трилобиты играют некоторую роль в строении осадочных пород.

Остракоды имеют двустворчатые раковины, которых поперечные разрезы эллиптические или приостренные. Каждая створка образована из известкового слоя, который в большинстве случаев гаснет перпендикулярно к поверхности раковины. В других случаях погасание не полное: между скрепленными ножами образуется минимум освещения в направлениях главных сечений ножа, который обнаруживает очень тонкие непогасшие пластинки и тем доказывает характерную сложную микроструктуру.

Весьма часто кальцит заполняет пустоту раковины, тогда он ориентирован по отношению к створкам, также как и кальцит, самой раковины. Остракоды находятся как в морских, так и в озерных осадках.

Другие ракообразные характеризуются преимущественно ячеистой (или альвеолярной) структурой их скорлупы, прорезанной большими каналами и скрепленной массивными столбиками.

Трилобиты обнаруживают каналы и менее часто столбики в оболочке, наружный вид которой такой же как у тонкокоздреватой губчатой ткани; притом часто бывает, что зернистый кальцит в ней заменяет ее первоначальное вещество.

Существуют ракообразные в которых фосфорно-кислая известь достигает значительной пропорции, достигающей до 28%. Тем не менее остаются и существенно известковые организмы.

М ш а н к и.

Их скелеты образованы из ячеек, которые различаются от ячеек целентерат отсутствием лучевых перегородок или потолочков. Оболочка составлена из известковых пластинок, расположенных тангенциально очертаниям ячеек и при разрезе дающих впечатление

волокнистой структуры, при чем волокна расположены по касательной к разрезу клеток.

Известковые брахиоподы.

Их известковая оболочка образована из двух слоев. Один наружный, состоит из пластинок карбоната кальция, параллельных поверхности; он обыкновенно незначительной толщины. Другой внутренний, составлен из призм длинных и тонких наклоненных к поверхности. Многие из брахиопод кроме того имеют оболочку, просверленную каналами, которые пересекают ее насквозь. Этим каналам нет у ринхонелл и спириферов.

Как будто в некоторых случаях призма призматического слоя обвают заменены известковыми слоями с очень косым наклоном к поверхности оболочки и с неопределенным оптическим расположением.

Косые призмы или пластинки, вместе с присутствием или отсутствием каналов позволяют распознавать остатки брахиопод.

Моллюски.

Мы ограничимся характеристикой обломков *Lamellibranchiatae*, *Gastropodaе* и *Cephalopodaе*.

Lamellibranchiatae. Их раковины обыкновенно состоят из двух слоев, из которых тот и другой, в большинстве случаев образованы кальцитом; внешний слой призматический, внутренний - пластинчатый.

Призматический представляет, смотря по роду *Lamellibranchiatae* разнообразный наружный слой. В большинстве горных пород, можно различить два вида их обломков. Прежде всего особенно характерный вид и имеет призматический слой раковины *Unoserasus*; это собрание рядом расположенных призм, очень хорошо обособленных одна по отношению к другой и могущих разделяться. Каждая призма есть индивид кальцита. В известковых породах находят такие призмы или группами, или одиночками. Призмы обладают большим количеством включений, которые намечают рисунок даже тогда, ког-

да перекристаллизация породы делает их контур невидимым.

В этих группах призм, или в каждой отдельной призме, различие в густоте включений отмечают слои нарастания раковины.

Другой вид призматических слоев раковины *Lamelli-branchiatae* состоит в соединении известковых индивидов, которые можно уподобить призмам, но с очертаниями менее простыми, чем таковые же у призм *Inoceramus*. Индивиды кальцита не разделяются; их не находят обособленными, а только группами, составляющими обломки раковины, можно наблюдать их в горных породах. При том, если во многих случаях, форма индивидов допускает сравнивать ее с призмами - в других случаях видно, что дело идет скорее о широких пластинках; тогда говорят, что структура их пластинчато-призматическая. Линии нарастания обозначенные мелкой грануляцией хорошо видны в шлифах.

Что же касается пластинчатого слоя раковин пластинчатореберных, то он образован или из листочков, параллельных поверхности раковин, или из двух систем перекрещивающихся, наклоненных в 2-х направлениях, или спутанным агрегатом пластинок очень тонких, состоящих каждая из кальцитового индивида, которого оптическая ось находится в плоскости пластинки. Этот последний случай наблюдается в раковинах устриц, обломки которых поэтому и легко распознавать в шлифах.

Прибавим, что некоторые раковины, как например: *Nalobia* и *Posidonia*, относящиеся к группе пластинчатожаберных, имеют микроструктуру, идентичную с остракодами. Если нельзя в шлифах определить их общую форму, то и невозможно сделать точной диагностики их обломка.

Gastropodaе. У большей части гастропод раковина из арагонита, почему мы никогда не видим в (плотных) горных породах их микроструктуры; вещество раковины перекристаллизовано в агрегат кристаллов кальцита. Наличие этой перекристаллизации, главным

образом, и дает петрографическую характеристику остаткам этой группы моллюсков.

Cerhalopadae. Ростры белемнита состоят из больших волокон кальцита, которые расположены вдоль оси самого ростра. Каждое волокно есть индивид кальцита, которого оптическая ось совпадает с удлинением волокна.

Раковина аммонитов состоит из арагонита, при перекристаллизации которого микроструктура по большей части у нее исчезает. В кристаллических известняках мы находим ее следы на границе между кристаллами кальцита, которые образовались внутри раковины и вне ее. С другой стороны сифон, вещество которого состоит из фосфорно-кислой извести, легко определяется в некоторых разрезах.

Фосфатовые скелеты организмов.

Под этой рубрикой можно обединить остатки организмов, состоящие существенно из фосфорно-кислой извести. Те-же, в состав которых хотя и входила в известной пропорции фосфорно-кислая известь, но которые преимущественно были известковыми (ракообразные и иглокожие) были уже описаны.

Главнейшими являются здесь остатки скелетов позвоночных животных и фосфатовые скелеты брахиопод.

Остатки скелетов позвоночных животных представляют угловатые или скатанные обломки, окрашенные в желтый или желто-коричневый цвет. Рассмотряемые между скрещенными николями эти обломки кажутся мало или совсем не двупреломляющими. В последнем случае, они обнаруживают оптические свойства апатита. Часто, между прочим, в этих остатках видны тонкие разветвленные каналы, с характерным видом обыкновенной костяной или зубной ткани.

Обломки брахиопод с фосфатовой скорлупой обыкновенно скатанные состоят из бесцветного фосфата со свойствами апатита. Слои нарастания скорлупы проверлены множеством небольших каналов, очень часто за-

полненных непрозрачными окислами.

Следы организмов без характерного
образующего их минерала.

От некоторых организмов в породах остались только следы. Очертание форм их сохранено какимнибудь материалом, первоначально не имевшим прямого отношения к организму. Это организмы без твердой оболочки или раковины и без скелета. Одни относятся к числу растений, другие к числу животных.

К растениям относят *Spirorhylon* и *Cancellorhynchus*. *Spirorhylon* представляет отпечаток сплюсненной спирали на манер следа метлы, который тянется начиная от оси спирали. Этот отпечаток сопровождается обыкновенно в массе породы ядром размера одного или двух кулаков и никакого остатка органического вещества не имеет.

Cancellorhynchus наоборот обнаруживает черные органические следы, которыми он отличается отчетливо от массы породы, в которой его находят. Это также отпечаток спирали, который характеризуется последовательными долями, образующими нечто в роде фестонов. Край долей иногда имеет валик из пирита. Бывают большие *Cancellorhynchus*, которые достигают 50 сантиметров в диаметре.

Почти наверно *Cancellorhynchus* - древние водоросли, что же касается до *Spirorhylon*, что весьма возможно, что они только следы механического происхождения. Также встречаются в осадках разветвленные стебли, пропитанные черным угольным веществом, или еще образованные из более твердого вещества и более прочного чем окружающие их породы. Эти остатки приписывают древним фукоидным водорослям.

Помимо этих вещей, которые видны невооруженным глазом, Кайендр. указывают на существование еще одного класса организмов, присутствие которых может доказать только микроскоп, и которые играют в образовании осадочных пород важную роль.

Их форма необыкновенно проста: это микроскопические трубочки, прямые или извилистые. Эти трубочки представляются впрочем в двух различных видах: или их видно внутри органических обломков, или небольших масс известняка или они прилегают к этим обломкам, или этим небольшим массам, иногда даже их совсем облекая. Таким образом, они или перфорирующие, или облекающие. Естественно приходит на мысль их уподобить водорослям. Приняв это сравнение можно различить перфорирующие водоросли и водоросли „облекающие“.

Первые видимы чаще всего проходящими через окатанные обломки различных ракушек. Они двух родов. В первом случае они прямые, очень тонкие, просверливают раковину, например, раковину моллюска во всех направлениях и когда встречаются, образуют анастомозы. Просверливая оболочку они удаляют вещество известняка. Пробуровленные места часто наполнены окисью железа, которая отлично обозначает их очертание. Они проходят насквозь раковины. Во втором случае они извилисты и часто как бы сматаны в клубок. Они охватывают окружность обломка оболочки. Их следы образуют или пустую трубочку, или трубочку наполненную зернышками кальцита.

Во многих осадочных породах можно видеть маленькие окатанные гальки, состоящие из обломков призматического слоя раковины моллюска, первоначальное строение которого сохранилось только в центре гальки. Главная же масса начиная с краев, замешена скоплением мелких зернышек кальцита, соединенных в небольшие трубочки, извилистые и искривленные, которые проникают в центральную часть. Иногда обломок раковины охвачен целиком и в нем уже нельзя распознать первоначальной текстуры; видна только масса состоящая из агрегата мелких зернышек кальцита. Эти мелкие одноклеточные водоросли проникают в различные известковые организмы. Они захватывают органические остатки независимо от того, будут ли те из

кальцита, или арагонита. Обломок раковины гастроподы так же хорошо подвергается их переработке, как и обломок раковины пластинчатожаберного, между тем как призматические слои такого типа никогда не подвергаются их воздействию. Эти мелкие водоросли захватывают также и фораминифер будь они с гиалиновой оболочкой или с оболочкой молочного белого вида, но они не действуют на зернистые, которых вещество одинаково с тем, которое вырабатывается за счет организмов проникаемых этими водорослями.

Вследствие этой выработки кальцита за счет извести органического остатка, они имеют возможность сохранять скелетам организмов, состоявшим из арагонита, их формы, сохраняющиеся в кристаллических известняках; кальцит выработанный водорослями не перекристаллизовывается, тогда как арагонит изменился в кристаллы кальцита, не отличимые от образующих массу породы.

Обволакивающие водоросли прилегают к поверхности органических обломков. Их форма сохранена потому, что на них отложились сверху осадки различных материалов, которые образовали как бы оболочку их. После исчезновения органического вещества водоросли, в образовавшемся пустом канале такого их влагалища стал кристаллизовываться кальцит. Этот кальцит будучи часто правильно ориентирован относительно стенок канала, принимает характерный волокнистый вид. Окислы железа или другие вещества, которые находились в той среде, где развивались водоросли, осаждались на них.

Облекающие водоросли известны издавна и первые ученые описавшие их были Нихольсон и Этеридж. Они их называли: *Girwanella*. Эти ученые встретили их в Силурийском известняке, в округе *Girwan* (*Ayrshire*). Они указывают ясно на песчаный характер их стенок. *Wethered* сверх того сделал еще более глубокие исследования этого типа организмов и доказал, что они образуют иногда настоящие корни вокруг известковых об-

ломков. Он им приписывал некоторую роль в осаждении карбоната, извести чешуек солитов, и так как существуют железистые солиты, которые повидимому пронизываются перфорирующими водорослями, вид которых кажется идентичным *Girwanellam* описанным *Wethered* "ом, то часто под названием *Girwanellea* вообще и перфорирующие водоросли, как это указывает *Кайе*.

Б'не сомнения, что *Girwanella* впервые описанная *Нихольсоном* и *Этериджем* судя по песчаному влагалищу, была облекающими водорослями, или вообще облекающими организмами. Поэтому, по мнению *Лаппарана*, лучше не употреблять для перфорирующих организмов, описанных выше, название *Girwanella* и обозначить их просто под названием перфорирующих водорослей или организмов, противопоставляя их, таким образом, водорослям или организмам облекающим, которые и есть подлинные *Girwanella*.

Наконец следует коснуться остатков органического животного происхождения, которые не имеют характерного составляющего их минерала. Они, с петрографической точки зрения, имеют очень слабое значение. Это в частности выполнения двустворчатых раковин фосфорно-кислой известью, сохранив, таким образом, внутреннее ядро раковины, которая сама по себе исчезла. Это также пропитывание кремнеземом протоплазматической массы фораминифер или заполнение их камер фосфорно-кислой известью или глауконитом. Затем сюда же относятся все следы оставленные песчаными червями.

Следы ползания червей иногда представляются очень характерными на плоскостях наслоения песчаных и глинистых осадков, выступая в виде ветвящихся жгутов или целой сети их. Наконец упомянем о следах моллюсков-камяточцев. На стенках высверленных или отверстий отлагается часто фосфорно-кислый кальций.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Понятия о структуре и текстуре горных пород были уже даны при описании особенностей изверженных пород. Те же определения этих понятий остаются и в приложении к осадочным породам. В осадочных породах структура зависит:

1) от величины составных частей:

- а) абсолютной,
- б) относительной,

2) формы составных частей:

- а) полученной ими при отложении осадка,
- б) " " " при диагенезисе (и метаморфизме).

Текстура зависит:

1) от расположения и распределения частей:

- а) полученных при отложении осадка,
- б) " " " диагенезисе.

Для разных типов пород: кластических, органогенных и химических осадков, структура и текстура настолько различны, что удобнее ее рассмотреть отдельно.

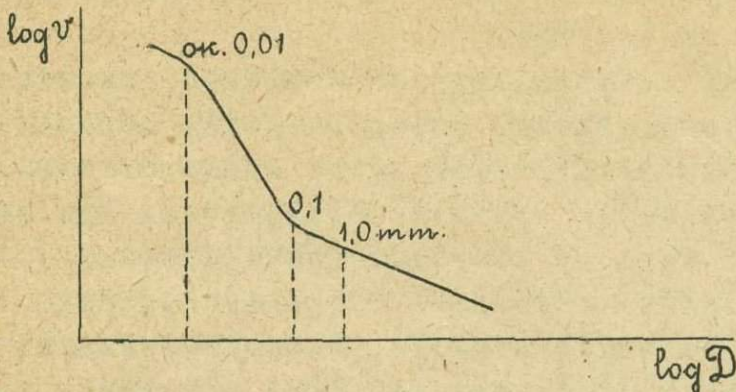
Основными типами структур пород осадочных, таким образом, являются следующие: 1) обломочная структура кластических пород, где подтипы прежде всего выделяются на величине обломков абсолютной (псефиты, псаммиты и пелиты) и относительной. К числу обломочных пород относятся и вулканические туфы, имеющие своеобразные структуры; 2) структура органогенных осадков, определяемая органическим (гистологическим) строением элементов скелетов организмов, из которых порода построена; 3) кристаллизационная структура пород, представляющих химические осадки. Эти основные первичные типы структур определяются еще при образовании осадков, из которых происходят породы. Уже при диагенезисе весьма часто происходит

изменение структуры вследствие перекристаллизации. При этом возникают структуры кристаллобластические, подобные тем, которые мы лучше знаем для пород метаморфических. Гранобластовая, порфиробластовая и диабластовая структуры в солях, в гипсе и ангидриде - самое обычное явление.

1. Структура обломочных пород.

По абсолютной величине обломков различают среди кластических пород: а) псефиты, в) псаммиты и с) пелиты. Границы между этими тремя классами обыкновенно берут совершенно условно. В псефитах величина обломков превышает 2,5 мм, псаммиты состоят из обломков от 2,5 мм, до 0,05 мм., вообще до величины зерен ясно различимой, тончайшие обломки входят в состав пелитов.

Обломки псефитов (конгломератов) по величине различаются на валуны размеров более 10 сантиметров в диаметре и гальки от 10 сантиметров до $2\frac{1}{2}$ миллиметров. Пески из которых образуются псаммиты (песчаники) также разделяются по величине обломков на грубые пески из зерен крупнее 1 мм. (или 0,75 мм) обычные среднезернистые пески от 0,1 мм. до 1 мм. и тонкие пески из зерен меньших 0,1 мм. Такие границы, в сущности выбраны условно, но они более или менее совпадают с теми границами, которые отвечают изменению скоростей падения зерен в спокойной воде. Как известно, если диаметр зерен D , а скорость падения в воде v , то для зерен кварца $\log D$ и $\log v$ находятся в зависимости, которая изображается таким графиком. ^{стр. 35} Излом этой линии, отвечающ. 0,01 мм ставит границу между пелитами и псаммитами (Margerit и Renard принимают для илов величину зерен уже в 0,04 мм.). Между 0,1 и 1,0 мм., происходит излом кривой, котор. и отвечает границе между тонкозернистым и грубозернистым песком.



По относительной величине обломков среди клас-
тических пород можно различить равномерно-зернистые
(пески) или сортированные (конгломераты) и неравно-
мернозернистые (пески) или несортированные (конгло-
мераты).

В неравномерно-зернистых песчаниках обычно пе-
счинки разных размеров отлагаются слоями. Иногда
чередуются слои песчаного сложения с пелитовыми, гли-
нистыми прослоями.

Форма зерен в обломочных породах различается,
главным образом, по степени их окатанности.

Среди псефитов различают брекчии из угловатых
обломков от конгломератов из округлых валунов и га-
лек. Степень окатанности и форма таких крупных об-
ломков зависит почти исключительно от условий обра-
зования их и, в малой степени, от вещественного со-
става обломков, хотя например некоторые конгломера-
ты, состоящие одновременно из галек пород массивных
и сланцеватых обнаруживают различие в форме тех и
других. В тех песчаниках, где каждая песчинка есть
обычно обломок только одного кристаллического неде-
лимго, форма песчинок в значительной степени зави-
сит от свойств минерала и прежде всего совершенства
его спайности. Минералы не обладающие спайностью
образуют более совершенные округлые зерна, в то вре-
мя как минералы со спайностью, раскалываясь по плос-
костям спайности, дают более угловатые формы. Песчин-
ки кварца лучше других округлены; прекрасно скатыва-
ются также песчинки кремня; но никогда не встретит-

ся окатанное зерно слюды, легко раскалывающейся по спайности на чешуйки.

Степень окатанности, естественно, зависит от способа происхождения породы. Пески, образующиеся в водных бассейнах, состоят из менее окатанных песчинок, чем пески эоловых образований. При обзоре осадков мы еще раз коснемся формы песчинок. Здесь приведем только некоторые общие соображения.

Форма песчинок зависит от соотношения между двумя различного рода механическими влияниями транспортирующей среды. С одной стороны происходит окатывание при вращательном движении песчинок, перекатываемых ветром или водой, с другой шлифование их, когда они несутся в взвешенном состоянии. Чем мельче зерна, тем они легче переносятся без перекатывания и тем менее они закругляются. Для того, чтобы в данных условиях песчинка была окатана она должна обладать размером не ниже известного предела. Общая степень окатанности (R) находится в прямой зависимости от величины трения испытанного песчинкой (F) и в обратной от твердости (H). Символически это мы изобразим в виде функции

$$R = f\left(\frac{F}{H}\right)$$

В свою очередь величина трения испытываемого песчинкой находится в прямой зависимости от ее объема (V) от удельного веса (d), расстояния на которое она перенесена (l) и скорости движения (v). Наше выражение можно переписать так

$$R = f\left(\frac{V \cdot d \cdot l \cdot v}{H}\right)$$

Когда перенос совершается в воде, то вместо плотности d нужно поставить величина $d - 1$, скорость v в воде значительно меньше, чем при переносе частиц ветром. Иногда и величина l для песков пустыни больше, чем для береговой песчаной полосы моря, но утверждать это как общее правило нельзя. Но в целом R для эоловых отложений больше, чем для морских

и речных. Нисший предел размеров окатанных песчинок определяется той скоростью движения, при которой частицы остаются во взвешенном в воде состоянии. Естественно, что для золотых отложений этот предел должен быть несравненно ниже. Песчинки кварца размером в 0,1 мм. находятся в взвешенном состоянии в воде движущегося со скоростью 7 мм. в сек., тогда как ветром они будут переноситься лишь при скорости 1.250 мм в сек. Легкий бриз будет перекачивать и округлять такие мелкие пески в дюнах. Мы действительно в золотых отложениях находим округлые зерна диаметром в 0,03-0,04 мм., тогда как в отложениях водных бассейнов не найдем округлых зерен диаметром меньше 0,5 мм. (некоторые авторы дают даже более значительную величину этого предела $3/4$ мм. (Ziegler) или до 1 мм. (Sherzer). Характерно также, что песчинки золотых песков имеют поверхность гораздо хуже отполированную, чем песчинки водоемов.

Прилагая эти соображения к горным породам необходима, конечно, большая осторожность. Песчаные дюны на морском берегу могут быть нагромождены ветром из песчинок морского песка, а в дельте Нила отлагаются песчинки принесенные из пустыни.

Любопытную структурную особенность обнаруживают некоторые конгломераты, в которых гальки, прилегающая одна к другой, оставляют отпечатки в виде вдавленности более кривой из соприкасающихся поверхностей на более пологой. Это явление возникающее при метаморфизме.

Наконец в некоторых конгломератах гальки выщелочены, и сохранился один цемент.

Кроме обломков в состав кластических пород, как структурный элемент, входит цемент. Часто он отлагается во время отложения осадка: напр., песчанистый цемент конгломератов, но, пожалуй, в большинстве случаев он инфильтрирован позднее в массу осадка и представляет обычно образование диагенетическое. Цемент различают по составу, но для некоторых пород

весьма характерны и структурные взаимоотношения.

Так иногда известковый или гипсовый цемент кристаллизуется в форме крупных неделимых, таким образом, что целые группы песчинок оказываются захваченными в виде пойкилитовых вростков в таких кристаллических зернах (песчаники Фонтенеоло). В других случаях, в кварцевых песчинках при перекристаллизации кремистого цемента новообразующийся кварц нарастает на отдельные песчинки кварца в одинаковой с ними кристаллической ориентировке. Происходит как бы рост этих песчинок, который в конце концов приводит к мозаике полиэдрических кварцевых зерен (гранобластическая регенерационная структура), внутри которых часто видны прежние очертания окатанных зерен или вследствие тонкой пленки, загрязнявшей их поверхность, или по различию в характере кварца первоначальных зерен и обрастающей их каймы; например, в песчинках могут быть включения, придающие им помутненный вид, отсутствующие в кайме и т.п. Песчаники с такой структурой называют также кристаллическими песчаниками. Как видим, их структура обязана своим происхождением процессам диагенезиса, а иногда и метаморфизма. Вообще структурные признаки кластических пород (зависящие от цемента) определяются 1) составом цемента, 2) величиной неделимых, его образующих и отношениями их к цементируемым обломкам. Состав цемента почти всегда отличается от состава обломков; только в некоторых кварцевых песчаниках и кварцитах мы имеем тождество этого состава.

В зависимости от величины неделимых в цементе можно различить три типа: 1) зернышки цемента меньше, чем промежутки между песчинками; цемент представляет мелкозернистые агрегаты, 2) неделимые, образующие цемент, примерно той же величины как промежутки между песчинками; каждый из промежутков выполнен одним, двумя зернами, 3) неделимые цемента крупнее промежутков; песчинки оказываются захваченными в них в виде пойкилитовых вростков.

С точки зрения отношения между песчинками (галлами) и цементом, можно различать случаи 1) когда обломки не оказывают влияния на рост неделимых цемента, 2) когда зернышки цемента нарастают на поверхности обломка как осадок на стенках сосуда, иногда образуя корковое строение, 3) когда отложение цемента является продолжением роста кристаллических неделимых песчинок (cementation by enlargement); при скрещенных николях видна одинаковая оптическая ориентировка песчинки и прилегающего к ней участка цемента, 4) зерна цемента частично метасоматически замещают и обломки как бы раз"еда"я их; этот редкий случай вероятно связан уже с процессами метаморфизма.

Наконец в некоторых кластических породах цемент представлен аморфным веществом (например опалом) или неразличимо тонким (глинистым) материалом. Такие структуры естественно выделяются в особый тип.

В пелитовых породах, естественно, структуре признаки имеют совершенно второстепенное значение. Кластические элементы здесь настолько мелкие, что налегаая один на другой в шлифе придают породе вид мутной диагностической массы. Вследствие диагенетических и метаморфических процессов, в этой массе развиваются мелкие чешуйки серпитовой слюды, растут зернышки кварца и порода превращается из глинистого сланца в филлит. В ряде таких переходных типов можно видеть изменение только одного структурного признака - степени перекристаллизации. Гораздо разнообразнее текстурные особенности, но о них речь будет ниже.

Вулканические туфы и их структура.

Как особую группу кластических осадочных пород надо рассматривать вулканические туфы. Действительно, основные процессы при образовании этих пород - накопление кластического вулканического материала и цементация обломков такие же, как это имеет место и в обломочных осадочных породах. Вулканиче-

ские туфы залегают обычно, переслаиваясь с осадочными породами, и являясь, таким образом, членами одной и той же наслоенной свиты, как и осадочные породы.

Однако, механизм образования обломков, составляющих туфы, и состав этих обломков резко различны от этих особенностей их в осадочных породах.

Материал туфов состоит, главным образом, из обломочных продуктов вулканических извержений. Размеры последних могут быть вообще весьма разнообразны почти от неосязаемой пыли до глыб в несколько тонн весом. Материал, который подвергается раздроблению при извержениях, разнообразен по составу и происхождению. Это могут быть обломки той же застывшей магмы или окружающих пород. Можно различить три разные типа обломков.

- а. Образовавшиеся из самой магмы: бомбы, лапилли, пепел и лавовые нити.
- в. Образовавшиеся от разрушения стенок кратера или из лавовых потоков и масс, закупоривавших кратер, и оставшихся от предшествующих извержений. Петрографически, материал отвечает предшествующим породам вулкана, но, смешиваясь с продуктами магматического распыления и разбрызгивания, трудно отличим от последних.
- с. Обломки пород, образующих основание вулканического конуса или некка. Граниты, гнейсы, сланцы, осадочные породы - все, что на пути расширяющихся газов раздробляется и измельчается, когда эти газы пробивают себе отверстие или расширяют некк.

Кластический материал, таким образом получаемый, может образовать накопления, не подвергаясь переносу водой, или наоборот эти накопления могут быть образованы при посредстве воды, как транспортирующего агента. В последнем случае к вулканическому материалу в большем или меньшем количестве может при-

мешиваться нормальный обломочный материал и органические остатки. Туфы переходят в так называемые туфогеновые осадочные породы или туффиты. Наконец водой материал вулканических выбросов может быть совершенно переотложен. Образуются туфы или туффиты, не одновременные с извержением, которые следует отличать от туфов, им одновременных. Эти различия петрографического характера и заключаются в следующем:

1. Окатанный вид обломков, который редко обнаруживает такие неправильные очертания, как в туфах одновременными.
2. Более плотное расположение галек, которые обычно соприкасаются между собой, как в морских осадках, без промежутков.
3. Присутствие типичного обломочного материала (кварцевые зерна, чешуйки слюды).

Обломки пирокластических пород состоят из глыб, бомб, лапилли и более мелких обломков породы, отдельных кристаллов и осколков вулканического стекла.

Породы, состоящие из грубых обломков (бомб, глыб и крупных лапилли) называют вулканическими брекчиями, из мелких - вулканическими туфами.

Вулканические глыбы - наиболее крупные обломки, оторванные обычно от стенок кратера. Они могут быть при извержении еще разломаны и округлены от трения. Иногда они с шлаковой корой.

Бомбы - округлые массы сферической формы величиной от кулака до головы с твердой оболочкой обычно ячеистой и слабой внутренней частью. Иногда внутри ядро из оливина и других минералов ранних выделений. На поверхности иногда следы скручивания и иногда хвостобразное окончание бомб. Внутри бомб иногда можно встретить такие минералы ранних выделений (как например роговая обманка и биотит), которые при дальнейшем охлаждении магмы резорбируются и в нормальных лавовых потоках не встречаются.

Лапилли представляют обломки средней величины в орех.

Небольшие пузырьки лавы иногда лопаются с значительной силой так, что расплавленная лава вытягивается за обломками в виде стеклянных нитей. Эти нити известны под именем волос Пеле. Вспениваясь лава дает пензу. Разрушение таких пенистых образований ведет к образованию осколков стекла своеобразной вогнутой формы, представляющих обломки пузырьков, иногда групп смежных пузырьков. В шлифах разрезы их имеют характерные вогнутые очертания. Кристаллы в значительном количестве получаются в выбросах вулкана, особенно при взрывах, когда магнема с выделившимися кристаллами достигает более высоких горизонтов жерла. В выбросах Везувия обычны кристаллы лейцита и пироксена, пироксены вместе с шлаками выпадали на склонах Стромболи и Этны, санидин встречается в пеплах Иохии, в пеплах Кракатоа (1882 г.) значительная часть состоит из плагиоклаза, авгита, энстатита и магнетита. Кристаллы пеплов часто весьма хорошо образованы.

В зависимости от преобладания того или другого рода обломков, Пирссон различает три типа туфов.

1. *vitric tuffs* - стекловатые туфы (или витрокластические) состоят главным образом из осколков стекла. Характерна упомянутая выше структура с вогнутыми очертаниями (*Bogenstruktur* по Mügge иначе также *Aschenstruktur* - пепловая структура). Так как стекло легко разлагается, эти туфы обычно сильно изменены, силифицированы, местами пропитаны окислами железа и от первичного характера их остаются только реликты структуры.
2. *Crystal tuffs* - кристаллические туфы, в которых преобладает накопление кристаллов отдельных минералов.
3. *Lithic tuffs* - обломочные (литокластические) туфы и брекчии с преобладанием обломков горных пород.

Структуры обломочных туфов и брекчий напомина-

ют структуры кластических осадочных пород, но они отличаются от последних, как особенностями состава, так и расположения обломков.

Присутствие бомо, лапилли и т.д. дают определенные указания на пирокластическое происхождение. Булавнические выбросы в эти породы попадают свежими, но вследствие пористости породы и стекловатого состояния обломков они легко подвергаются разложению. В каждом случае комбинация структуры и текстуры первичных минералов и продуктов разложения отличает их от осадков, подвергавшихся процессам выветривания, транспорта, сортировки и отложения. Состав обломков естественно резко различен, сортировка в одновременных с извержением туфах отсутствует. Как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях в туфах быстро меняются размеры обломков. Удлиненные обломки в них располагаются вытянутостью перпендикулярно наслоению. Все такие признаки структуры и текстуры могут служить для отличия этих пород.

Структуры химических осадочных пород.

У этих пород мы встречаем два типа структуры.

1. Кристаллически зернистая структура. Этот тип является характерным для гипса, ангидрита и солей. Те соотношения минералов, которые мы наблюдаем в породе возникают, однако, в большинстве случаев уже при диагенетических изменениях или даже при метаморфизме пород, когда происходит перекристаллизация пород в твердом состоянии. Поэтому мы встречаем здесь тот же кристаллобластический тип структуры, который характерен для пород метаморфических и подробнее будет описан при рассмотрении последних.

Таковы структуры зернистых гипсов и ангидрита, а также солей.

2. Другой тип структуры химических осадков представляет оолитовая структура.

Оолитовая структура встречается у известняков

с одной стороны и у железистых силикатовых пород с другой. Известны также оолиты других веществ, например кремневые, но, повидимому, не являются первичными.

При рассмотрении минералогического состава осадочных пород уже было упомянуто, что углекислая известь, образующая отдельные оолиты в неизмененных современных оолитах встречается в особой форме получившей от Лакруа название ктипеита.

Обыкновенно в центре оолитины находится зернышко какого либо постороннего вещества (кварца, слюды, полевого шпата, а иногда обломок ранее образовавшейся оолитины. На этом постороннем теле отложены концентрические слои углекислой извести, иногда кажущиеся слегка буроватыми в проходящем свете и белыми в отраженном. Радиально лучистое строение в свежих оолитах отсутствует совершенно и его появление очевидно связано с перекристаллизацией.

При скрещенных николях оолиты обнаруживают черный крест тем более совершенный, чем совершеннее форма оолитины. Двупреломляющее вещество, образующее их, обнаруживает цвета поляризации значительно ниже того, что мы знаем у арагонита или кальцита. Величина двупреломления в разных слоях несколько различна и в общем не превышает 0,040-0,050. Оптическая ориентировка такова, что n_z располагается по направлению радиуса, а n_r по касательной к слоям оолитины.

По химическим свойствам ктипеит, не отличается от арагонита и, естественно, возникает вопрос о том, не является ли он особой формой кристаллизации последнего, подобно тому, как например, полевые шпаты кристаллизуются в форме сферолитов. Сорби, который первый изучал оолиты микроскопом, именно так и смотрел на них, считая, что они состоят из арагонита, при чем волокнообразные кристаллические неделимые последнего располагаются по касательной к поверхности (т.е. в направлении отрицательного оптическо-

го знака). Нам кажется такое представление весьма правдоподобным. Пониженное двупреломление в ктипеите можно объяснить тем, что мы наблюдаем здесь суммарное действие на поляризованный свет кристаллических неделимых арагонита, равнообразно расположенных в одной плоскости. Естественно, что при этом мы получим интерференционную окраску среднюю между той, которая отвечает $n_g - n_p$ и $n_m - n_p$ или $n_g - n_m$ арагонита и даже ниже, если кристаллы расположены не строго в одной плоскости. Естественным представляется и несколько меньший удельный вес ктипеита вследствие не столь плотного прилегания его субмикроскопических кристалликов.

Таким образом, с этой точки зрения известковый оолит представляет агрегат субмикроскопически — тонких иголок арагонита как бы намотанных на подобие клубка вокруг центрального тела. Этим расположением он отличается от сферолитов, где иголки расположены радиально лучисто, исходя из центра. При превращении арагонита в кальцит, структура оолитин приобретает вторичную радиальную лучистость: тонкие игольчатые кристаллики кальцита растут или из центра, или с поверхности какого либо концентрического слоя, располагаясь перпендикулярно слоям, т.е. по радиусам оолитины. В других случаях арагонитовые оолитины перекристаллизовываются в беспорядочно зернистый агрегат кальцита.

Образование современных оолитов происходит в движущейся воде, частью в взвешенном состоянии. Достигая известного размера, оолитины падают на дно. Размеры их в одной и той же породе более или менее одинаковы, они очевидно зависят от скорости движения воды. В некоторых случаях, например в оолитовом известняке с Медвежьего острова, наблюдаются следы перекатывания оолитин по дну в виде приставших к их поверхности кварцевых песчинок, покрытых дальнейшими слоями нарастания оолитины, и оказавшихся, таким образом, захваченными внутри, располагаясь по одной

концентрической окружности.

В железистых оолитах, образованных чешуйчатыми минералами хлоритовой группы (шамуазит, оавалит, торингит), чешуйки этого минерала располагаются в направлении касательной, т.е. то-же в обратном расположении по сравнению с хлоритовыми сферолитами где направление наибольшего роста расположены радиально.

Вероятной причиной различия в строении сферолитов и оолитов является различие в направлении того сопротивления росту кристаллических волокон или чешуек, которое оказывает им окружающая среда. При росте сферолитов это сопротивление представляет вязкость окружающей среды. Оно направлено по радиусам растущего сферолита. При образовании оолитов в движущейся среде, направляющим является трение между ними и средой, - действующее по касательной к поверхности. Кристаллические неделимые в том и другом случае располагаются так, что в этом направлении получается наибольшая плотность их кристаллических решеток.

Структуры органогеновых пород.

В составе органогеновых пород существенное участие принимают органические остатки и строением последних в значительной степени определяется структура всей породы. Мы выше рассмотрели главные особенности строения важнейших породообразующих органических остатков, и здесь нет надобности повторять это.

Структуры таких пород могут различаться: 1) по относительному количеству вещества органических остатков и цементирующего их материала, 2) по роду этих остатков. По первому признаку мы можем отличать содержащие окаменелости породы от ракушечников, спонголитов, радиоляритов и т.п., органических пород, целиком состоящих из окаменелостей (например

кремнистые сланцы со спикулами губок от спонголитов, известняки с окаменелостями от раковинных известняков и т. п.), по второму признаку различаются например коралловые известняки от брахиоподовых диатомовые породы от спонголитов и т. д.

Органические остатки могут в породах встречаться или в целом виде, в таком виде обычно находим мелкие ископаемые (например фораминиферы), или в виде обломков: скатанных или осколков. Эти особенности нахождения их также являются структурным признаком пород органогеновых.

Структуры известняков и доломитов.

Карбонатные породы - известняки, являются в большинстве случаев органогеновыми породами, иногда химическими осадками. Однако, не всегда структура обусловленная этим способом образования сохраняется. Под влиянием диагенетических и метаморфических процессов эти признаки происхождения пород утрачиваются, и потому приходится для известняков выделять еще типы структур, происхождение которых остается не достаточно ясным. Вместе с Лаппараном мы будем различать следующие главные типы структур карбонатных пород.

1. Кристаллически зернистая или мраморовидная, когда порода состоит из кристаллических зерен кальция или другого карбоната ясно различимых под микроскопом, а нередко и невооруженным глазом. Эта структура распадается на ряд разновидностей, выделяемых по величине зерен и по их очертаниям.

2. Тонко-зернистая (*granuleux*). Неделимые (гранули) так мелки, что перекрывают в шлифе один другой и под микроскопом масса породы представляется мутноватой, однородной, с агрегационными розоватыми высокими цветами поляризации при скрещенных николях.

3. Сгустковая структура (*structure à grumeaux*). Под микроскопом среди тонкозернистой, состоящей из

различных кристаллических зерен карбоната, массы выступают на подобие сгустков многочисленные мутные, более тонкозернистые пятна, строение которых подобно структуре типа 2 (тонкозернистая - granuleux).

4. Облитовая структура известняков уже была описана выше, и на ней нет надобности сейчас останавливаться.

5. Известняки с обломочной структурой (calcaires graveleux) состоят из сравнительно мелких обломков, главным образом, органических остатков, к которым также могут присоединяться песчинки и другого состава.

6. Известняки с органогеновой структурой состоят в существенной мере из накопления органических остатков. По роду этих остатков можно различать: а) раковинные известняки, в) кривоидные известняки, с) мшанковые известняки, д) рифовые известняки, е) фораминиферовые известняки, ф) литотамниевые известняки и др.

ТЕКСТУРА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Основной текстурный признак осадочных пород - их слоистость. Однако, не всегда эта слоистость в породах ясно заметна. В химических осадках, как например ангидрит, гипс (алебастр), каменная соль, мы часто имеем кристаллически зернистые породы без заметной слоистости. Далее нередко такой слоистости не обнаруживают известняки и доломиты. Даже в кластических породах, каковы песчаники, и даже некоторые глинистые породы, слоистость или плохо заметна и совсем незаметна в отдельных кусках, и ее можно различить только в значительных массах пород.

Таким образом, прежде всего различаются два типа текстур: 1) слоистые текстуры и 2) неслоистые.

В слоистой породе различаются отдельные слои (или прослои), более или менее отличающиеся один от другого по своему составу и структуре. Таким образом, в слоистых породах текстурные признаки зависят а) от различия слоев между собой и в) от взаимных отношений этих слоев.

С точки зрения состава отдельных слоев мы можем различить два вида слоистых пород. 1) В большинстве случаев отдельные слои, несмотря на некоторые различия принадлежат к одному типу: так в слоистых песчаниках отдельные слои отличаются величиной зерна, но все они представляют слои песчаника, в ленточных глинах такое же различие между слоями; в известняках отдельные слои могут отличаться структурой, но все слои известковые; в мергелистых известняках может быть разный состав отдельных слоев и т.д. 2) В других случаях порода представляет переслаивание слоев совершенно различного состава, отвечающего разным типам пород. Так, например, прослойки глинистого сланца могут чередоваться с прослойками песчанового состава или с прослойками известняковыми, прослойки гипса с глиной и т.д.

Такая смена слоев встречается в самых различных масштабах. Начиная от перепластывания слоев, мощность которых измеряется дециметрами, метрами и больше, до тончайших прослоев в доли миллиметра.

Пока мы имеем настолько мощные отдельные слои, что из каждого из них можно вывить особый образец, мы можем говорить о перепластывании разных пород, о перемежаемости слоев и о их переслаивании. Когда же слои настолько тонки, что многократно повторяются в одном куске, то удобно употреблять особый сложный термин для обозначения такого образования, как одной горной породы. В некотором смысле мы имеем здесь нечто аналогичное такситовой текстуре в изверженных горных породах.

Так как такие породы по существу их сложения всегда отчетливо слоисты, то их можно называть сланцами, прибавляя двойное определение, составленное из названия пород, составу которых отвечают отдельные прослойки. Так мы можем различить известняково-глинистые сланцы, песчаниково-глинистые, железняково-кварцитовые и т.д.

В других породах отдельные прослои не различаются столь резко, и мы имеем дело с более или менее ясно слоистой породой однотипной во всей своей массе. Так можно говорить о янослоистом песчанике, известняке и т.д.

Слоистая текстура таких пород различается:

- 1) по различию отдельных прослоев,
- 2) по их относительной и абсолютной мощности,
- 3) по взаимным отношениям прослоев.

1. Отдельные слои могут отличаться или составом, или структурой, или тем и другим вместе. В песчаниках, например, разные слои могут состоять из песчинок разной крупности. Крупностью песчинок или примесями песчанистого или углистого вещества могут различаться разные слои глинистых сланцев. Составом слои мергелей и т.д.

2. Мощность отдельных прослоев может быть весьма разнообразной и для разных прослоев весьма неодинаковой. Так могут чередоваться сравнительно мощные прослойки более крупнозернистого песчаника с очень тонким слоем более тонкозернистого и глинистого и т.п. Подобное чередование разных слоев может повторяться закономерно или быть беспорядочным.

3. Взаимные отношения прослоев могут быть разнообразными:

1. Расположение прослоев и их протяжение.

- а) Прослои располагаются согласно (параллельно один к другому):
 - α) При этом они выдерживаются на более или менее

значительном протяжении.

- β.) Они быстро выклиниваются и сменяются один другим. Такая текстура может перейти даже в чечевицеобразное переслаивание.
- б.) Прослой располагаются несогласно, образуя диагонально слоистую породу (или породу с косою слоистостью).

В диагонально слоистых текстурах можно различать случаи 1) когда косые слои чередуются с нормальными и 2) когда вся порода образована косыми слоями. И в том и в другом случае, косые слои могут быть направлены в одну или в разные стороны.

II. Признаком обусловленным взаимными отношениями прослоек являются также особенности плоскостей наложения, которые, таким образом, можно рассматривать как текстурный признак.

В обычном случае плоскости наложения бывают равными в других случаях они неравны вследствие:

- 1) волноприбойных знаков (ripple - marks)
- 2) отпечатков капель дождя, кристаллов соли и т.д.
- 3) следов трещин
- 4) следов ползания червей или других следов
- 5) следов движения волн, струек воды и т.д.

Изучение каждого из этих текстурных признаков может дать важные указания на условия образования породы. Так, например, волноприбойные знаки могут быть симметричными и асимметричными, может изменяться их амплитуда, и гребни их могут быть или закругленными или приостренными. Наконец, на поверхности пласта они могут быть расположены параллельно или пересекаясь давать ромбический рисунок или быть неправильно-языкообразных (в плане) очертаний. По комбинации этих признаков определяются условия образования ряби. Волноприбойные знаки, связанные с движением волн или ветра, - асимметричны, и для первых отношение ширины к высоте 3-6, тогда как для вторых

20-30. Симметричная рябь вызывается колебательными движениями воды и т.д. О волноприбойных знаках существует обширная литература.

Все текстурные признаки, перечисленные выше, возникают первично, одновременно с отложением породы.

Кроме них среди первичных текстур можно различать некоторые органогенные текстуры. Так полипняковые или строматопоровые известняки можно рассматривать не только как структурные типы, но и как текстурные. Копрогенная (из экскрементов животных) текстура может представить другой пример.

Некоторые текстуры представляют результат процессов диагенетических. Прежде всего это группа конкреционных текстур. Конкреции представляют стяжение вещества около какогонибудь центра, происшедшее в массе породы. В одних случаях они обнаруживают радиально лучистое строение, как например, конкреции пирита или марказита, в других скорлуповатослоистое строение, характерное для коллоидов и связанное с явлениями диффузии, происходящей при образовании таких стяжений. Такие конкреции особенно типично представлены в некоторых кремнях, развивающихся среди известняков.

Обычными являются конкреции известковистого вещества в глинистых породах. Формы их разнообразны: иногда это простое обволакивание органических остатков или других посторонних тел, иногда это очень правильные шарообразные формы (септарии), иногда видно явное влияние на их форму слоистости породы, в которых такие конкреции развиваются (например в иматрских камешках). Чаще всего конкреции, как только что сказано, представляют образование диагенетическое, уже в среде отложившегося осадка. Иногда они возникают на морском дне и весь осадок состоит из накопления конкреционных стяжений. Среди меловых отложений Туркестана, или среди девонских Урала встречаются так называемые сrostковидные известняки, представляю-

щие вероятно такие образования.

В некоторых песчаниках (в германских пестрых песчаниках, в скандинавских песчаниках Далея) попадаются линзообразные, похожие на конкреции, тела глинистого состава. Их образование связано с механическим разрушением глинистых слоев, и с конкрециями они в сущности имеют лишь внешнее сходство. Их следует называть псевдоконкрециями.

В некоторых песчаниках конкреционное строение цемента обуславливает образование более плотных шаров, из которых и слепается порода (так называемые шаровые песчаники). Того же порядка образование в этих породах шаровой отдельности. Это все диагенетические текстурные признаки.

К числу текстурных признаков мы относим также особенности строения породы вызванные механическими причинами. Наиболее важными из них являются:

1) плойчатость в сланцевых породах, 2) скорлуповатое сложение в некоторых известняках и доломитах, 3) орехклевидная текстура известняков.

Первые две текстурные формы связаны с сокращением пластов породы, последняя с расширением ее.

1. Плойчатость возникает легче всего в пластических и слоистых породах. Этим названием обозначают мелкую складчатость возникшую вследствие смятия. Размеры складок от видимых лишь в обнажениях до микроскопических, которые можно наблюдать в шлифе. Когда породы получившие полойчатую структуру переслаиваются с менее пластичными, например, сланцы с известняками или песчаниками, то полойчатость не распространяется на последние, ограничиваясь более пластическими слоями. По величине складок полойчатости можно различать текстуры: 1) макроплойчатую и 2) микроплойчатую.

Складочки полойчатости почти всегда бывают асимметричными и иногда переходят с разрывом сплошности слоев в микрособроя. Так возникает кливаж размятия в сланцах. Нередко же признаки полойчатости хорошо об-

рисовываются благодаря развитию по слоям серпигита и др. минералов.

2. В породах менее пластичных давление и сокращение пласта может вызвать скорлуповатую текстуру. В этом случае на плоскостях слоистости возникают более или менее изометричных очертаний вадутия и соответственно впадины. Это своего рода миниатюрные брахи-антиклинали и брахи-синклинали. Они большей частью тесно прилегают одно к другому, но иногда разделены промежутками. В последовательных слоях породы выпуклости (соотв. впадины) располагаются одна под другой, при чем размер их часто уменьшается так что совокупность таких налегающих выпуклых скорлуп образует конус, и эти конусы, прилегая один к другому слагают всю породу (cone-in-cone structure).

В других случаях пачки скорлуп одного размера образуют цилиндрические тела. Отношение диаметра скорлуп к их глубине различно, чаще они сравнительно плоские, но иногда принимают бокаловидную форму. Подобные скорлуповатые доломиты распространены в низах среднего девона Урала.

Осевые плоскости складок плейчатости, а также оси конусов cone-in-cone структуры в мало изогнутых плартах, или в антиклинальных и синклинальных перегибах располагаются более или менее нормально к слоям; в боках сильно сжатых складок они приближаются к параллельности к ним.

3. Брекчиевидные текстуры легко возникают в хрупких массивных известняках. Нередко брекчиевидное строение видно или только на сглаженных выветриванием ровных поверхностях, или на искусственно пришлифованных разрезах. Возникновение такой текстуры в большинстве случаев, вероятно, связано с тектоническими нарушениями, но иногда они встречаются в совершенно спокойном залегании, и причинами их может быть раздробление породы и смещение обломков под влиянием силы тяжести при вымачивании подде-

жащих слоев и оседании породы. Наконец, иногда брекчиевидная текстура ограничивается сравнительно тонкими прослоями среди известняков ей не обладающих. Обломки тождественны с подлежащим слоем. В этих случаях надо думать, что затверждение этого слоя произошло до отложения вышележащих пластов, он был на поверхности раздроблен и обломки сцементированы в брекчию, являющуюся таким образом сингенетичной со всей толщей, ее вмещающей.

Пористые и кавернозные текстуры встречаются иногда в карбонатных осадочных породах. Редко может случиться, что пористость является первичным признаком. Таковы например рифовые образования в неизмененном состоянии. При диагенетических процессах они цементируются и превращаются в плотный известняк. Пустоты внутри крупных раковин, нередко превращенные в жеоды хороших кристаллов кальцита, относятся к этой же категории первичных пустот.

Обычно же пористость и кавернозность карбонатных осадочных пород вторичный текстурный признак, появившийся при частичном вышелащивании породы. Некоторые части (например более мелкозернистый цемент) вышелащиваются легче других и оставляют пустоты.

Очень характерна ячеистая структура некоторых доломитов, (ячеистые доломиты или раухвакки венгев), возникающая при самой доломитизации магnezияльных известняков, связанной с выносом части извести. В этих породах пустоты обычно угловатые, иногда округлой формы, весьма многочисленны. Стенки их покрыты мелкими кристалликами доломита.

В кластических породах пористость также возникает при вышелащивании или цемента породы, или наоборот более растворимых чем цемент обломков (галек, валунов). К последнему типу относятся так называемые отрицательные конгломераты.

Отдельность в осадочных породах.

На формы отдельности в осадочных породах преж-

де всего влияет основной текстурный признак их - слоистость. Плоскости наложения естественно являются и плоскостями отдельности породы, но во многих случаях к ним присоединяется диаклазы и трещины кливажа, которые иногда делаются господствующими, и маскируют первоначальную слоистость.

Менее распространены в осадочных породах изометрические формы отдельности. Они встречаются в мало слоистых песчаниках и известняках. Среди них можно различать: 1) полиэдрическую отдельность, 2) параллелопипедальную и косо-параллелопипедальную и 3) шаровую (в некоторых песчаниках). Обычно отдельности уплощенной, плитообразной формы. Здесь мы можем различать: 1) плитняковую отдельность, 2) толсто-сланцеватую, 3) тонко-сланцеватую и 4) листоватую, когда порода рассыпается в тонкие листочки.

Трещинами, определяющими плоскости отдельности, могут быть как сказано или плоскости наслоения или кливаж. Иногда и те и другие одинаково развиты и порода распадается на призматические, иногда тонкие осколки (грифельные сланцы, например).

В смятых породах мы встречаем также плейчатосланцеватые и скорлуповатые отдельности.

Наконец к особым формам отдельности следует причислить те, которые определяются формами органических остатков, слагающих породу.

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Химический состав для осадочных пород не имеет такого важного значения, в качестве основания их систематики, какое имеет он для изверженных пород.

Действительно, происхождение всего разнообразия пород изверженных связано главным образом с физико-химическим процессом магматической дифференциации,

при которой происходит непрерывно закономерное изменение ее химического состава. Каждый тип (группа) изверженной породы отвечает определенному этапу этой магматической эволюции, характеризующемуся определенным составом магмы.

Образование пород осадочных есть результат процессов механической переработки материала, биохимических процессов, связанных с деятельностью организмов, и, наконец, для небольшой группы пород их образование есть процесс чисто химический. При образовании осадков, таким образом, происходит отбор и разделение различных частей пород, бывших первоначальным материалом, из которого получился материал осадочных пород. Отделяются растворимые составные части от нерастворимых (химический отбор) и более прочные от менее прочных (механический отбор). Химический состав материала, из которого образуется порода, изменяется при этих процессах все более и более расходясь в стороны крайних типов. Таковыми типами будут: 1) песчаники, состав которых может быть охарактеризован преобладанием кремнекислоты SiO_2 , представленной в форме наиболее прочного из обычных материалов - кварца. 2) сланцы состоящие главным образом из алюмокислоты и ее солей (кислых); 3) известняки и доломиты, состоящие из карбонатов кальция и магния и 4) щелочные и известковые соли сильных кислот HCl и H_2SO_4 , которые мы имеем в химических осадках. Последние однако, имеют незначительное распространение.

Средние химические составы основных типов (песчаники, сланцы и известняки) подсчитывались разными авторами. В следующей таблице приведены данные Клерка и Стокса.

(Табл. см. на стр. 58).

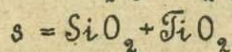
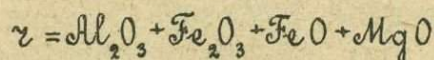
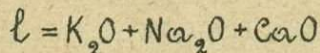
	I	II	III
SiO_2	78,7	60,1	5,2
TiO_2	0,2	0,8	0,1
Al_2O_3	4,8	16,5	0,8
Fe_2O_3	1,1	4,0	0,5
FeO	0,3	2,9	
CaO	5,5	1,4	42,6
MgO	1,2	2,3	7,9
Na_2O	0,5	1,0	0,5
K_2O	1,3	3,6	---
H_2O	1,4	4,7	0,8
CO_2	5,0	1,5	41,6

- I. Песчаники,
 II. Сланцы (частью мергелистые),
 III. Известняки.

Глинистые сланцы являются породами, состав которых менее всего уклоняется от состава первичного материала, из которого образовались осадочные породы - от состава изверженных пород. В других типах мы имеем уклонения в двух направлениях: 1) в песчаниках мы имеем концентрацию наиболее прочного механического материала SiO_2 , 2) в известняках, наоборот, концентрируется вещество легче растворимое и извлеченное из первоначального материала.

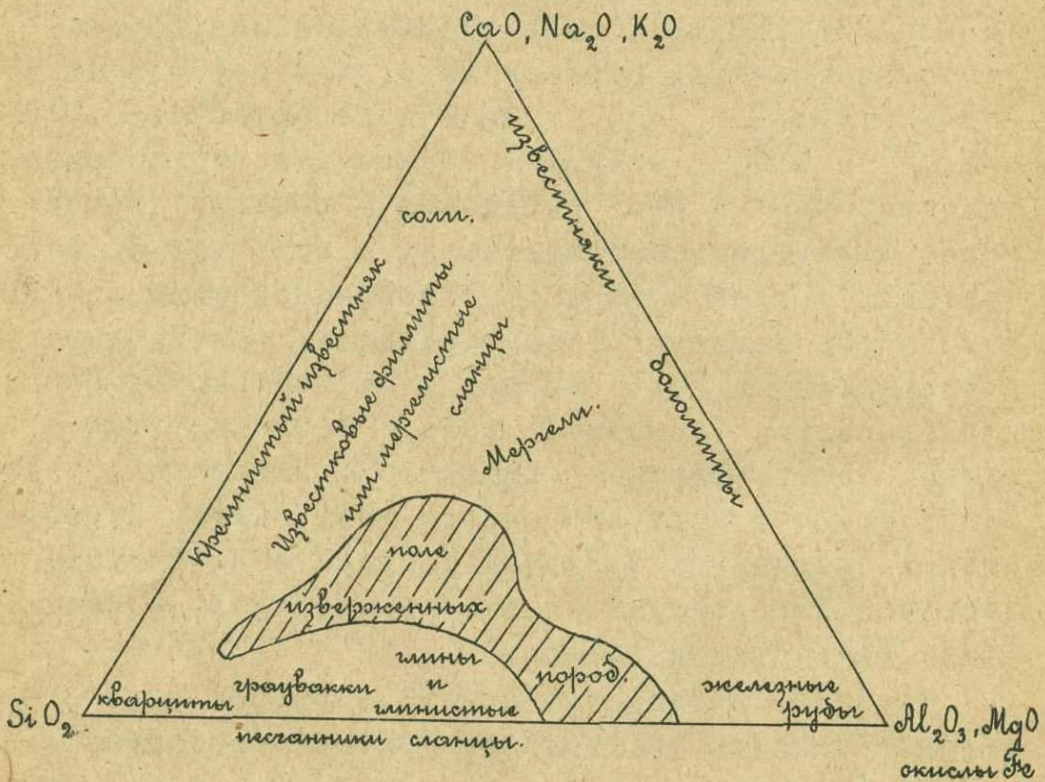
Основные черты разнообразия в химическом составе изверженных пород, заключается в кислотности их в соотношениях между фемическими и силикатными соединениями, и далее в соотношении между щелочными алюмосиликатами и известковыми. Эти особенности выражались нами простейшим образом в числовых характеристиках (*a, c, b, s*). В породах осадочных главные различия химического состава определяются соотношениями между количеством кремнезема, накапливающегося, как наиболее прочный материал и другими окислами распадающимися в свою очередь на растворимые и нерастворимые при выветривании. К числу первых относятся Na_2O , K_2O и CaO и нерастворимые Al_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO , и MgO . Такое деление конечно условно. MgO и FeO переходят в раствор, но еще более характерно нахождение их в остатках от выветривания в виде минералов хлорит-серпентиновой группы. Другие остатки от выветривания, как мы знаем, представлены в виде окислов и их гидратов особенно для глинозема (бокситы); железа (лимонит) также марганца, затем глинистых минералов: каолин и другие, также отчасти минералы группы вонtronита, магниевых соединений из групп хлорита и серпентита и частью палгорскита. Весьма распространены белые слюды (мусковит и серицит).

Несмотря на то, что нельзя провести строгого деления окислов на растворимые и не растворимые, все же соотношение между группами



которые можно представить в виде числовой характеристики (*lrs*) выражает тип химического состава осадочной породы подобно тому, как это для изверженных пород мы имели в числовой характеристике (*a c b s*). Пользуясь такой числовой характеристикой, можно представлять химические составы осадочных пород на плос-

кой диаграмме точки внутри треугольника с помощью барцентрических координат ($\bar{c}z\bar{s}$). на рисунке проведено такое изображение треугольника, где надписями показано положение фигуративных точек разных типов пород. Затрихованное поле отвечает составам изверженных пород, выраженным при помощи той же числовой характеристики.



Из диаграммы видна относительная близость состава глинистых сланцев к составу изверженных пород. Отметим здесь главные отличия.

1) Содержание SiO_2 . Процессы выветривания ведут к обогащению кварцем. В общем осадочные глинистые породы богаче SiO_2 , чем изверженные, хотя среднее содержание очень близко (около 60%). В изверженных породах около 23% их всей массы обладает содержанием $SiO_2 < 50\%$ тогда как среди осадков таких около 29. Выше 60% SiO_2 в изверженных породах встречается в гранитовой группе, за которой следует быстрое

падение в содержание этого окисла. В осадочных породах это падение не резко; еще 20% таких пород обладает $SiO_2 > 80\%$.

2) Избыток глинозема. Это один из характернейших, может быть даже самый характерный признак. Мы знаем, что в изверженных породах в огромном большинстве случаев молекулярные количества $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3$, в осадочных глинистых породах, наоборот, почти как правило $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$. Величина этого избытка глинозема обычно значительно выше, чем в тех случаях, когда он имеется в изверженных породах; в последних он крайне редко доходил до 4% (молекул) тогда как в осадочных он обычно выше этой цифры.

3) Соотношение щелочей. Прочность мусковита и серпикита и отчасти избирательная адсорбция кали коллоидами глин приводит в осадочных породах к преобладанию кали над натром. В изверженных наоборот, чаще натр преобладает над кали (86%), в осадочных уже кали над натром (66%).

4) Соотношение извести и магнезии. В изверженных породах в большинстве случаев (72%) преобладает известь над магнезией. Вследствие большой растворимости, известь выщелачивается; в глинистых осадочных породах соотношение уже меняется, здесь в большинстве случаев (60%) содержат MgO выше, чем CaO .

Мы не будем останавливаться на особенностях химического состава осадочных пород, которого в некоторых случаях придется касаться еще при описании пород. Следует лишь сделать несколько замечаний о распространении в породах осадочных редких элементов. Некоторые из элементов редких или мало распространенных в изверженных породах, в породах осадочных достигают необычной концентрации. Таковы элементы группы минерализаторов: углерод, сера, хлор. В породах осадочных органических и химических они являются уже главными составными частями; об них мы не будем говорить здесь.

Другие элементы, как например, фтор и фосфор из

числа минерализаторов, - титан, ванадий, медь и числа тяжелых металлогенных элементов, или стронций, барий, петрогенные элементы, находящиеся в состоянии большого рассеяния в земной коре, являются вообще редкими в осадочных породах, но содержание их иногда значительно повышается в определенных горизонтах осадочной свиты.

Нахождение фосфатов в разных отложениях общеизвестно. Мы знаем примеры нахождения плавикового шпата (в особой плотной форме, получивший название рафовкита) среди известняков московского яруса каменноугольной системы в центральной России и среди известняков приуралья (ок. дер. Лакля). Во многих битуминозных известняках девона России замечено содержание ванадия; месторождения медистых пермских песчаников приуралья и Донецкого бассейна получили свою медь из ее соединений, рассеянных во всей массе песчаника, нижним слоям которого подчинены эти месторождения; стронций в меловых отложениях Туркестана и ванадий в силурийских сланцах Ферганы представляют примеры того же рода.

Все эти случаи концентрации элементов приурочены к пластам определенного возраста, и наиболее вероятным представляется предположение, что они связаны с особенностями органической жизни того времени. Это нередко совершенно ясно для фосфоритов. Для других элементов хотя не столь очевидно, но вполне возможно и вероятно. Так обнаружено, что в крови асцидий содержится ванадий, выполняющий функцию железа. Связь ванадия с органическим веществом (битуминозностью) в условиях нахождения его в осадочных породах, объясняется с точки зрения этой гипотезы. Для объяснения нахождения меди в пермских отложениях некоторые предполагают, что причиной этого могло явиться развитие организмов с кровью, содержащей гемоцианин, а не гемоглобин.

Такая особенность химического состава осадочных пород - концентрация некоторых редких элементов при

биохимических процессах, приуроченные к определенным горизонтам - является весьма своеобразной и характерной чертой этой группы горных пород.

ОСАДКИ, КАК МАТЕРИАЛ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ

ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Осадочные породы представляют более или менее измененные осадки. Последним термином обозначают все те отложения, которые выпали из взвешенного или растворенного состояния в водной или воздушной среде. Причины выпадения - сила тяжести, химические реакции и жизнедеятельность организмов. К осадочным же образованиям причисляются и ледниковые отложения, хотя они и не представляют осадков из жидкой среды.

Вулканические пеплы и другие рыхлые вулканические аггломераты, из которых образуются вулканические туфы, очевидно также надо причислить к осадочным образованиям. Процессы вулканические дают лишь рыхлый материал, отложение которого и преобразования, превращающие его в горную породу совершаются также, как в случае других кластических осадков.

С точки зрения способа выпадения осадка мы различаем обломочные или кластические осадки; химические осадки и органические. Это подразделение не имеет аналогичного подразделения в группе пород вулканических, где все породы являются продуктами застывания огненножидкой магмы. Первое крупное подразделение изверженных пород на глубинные жильные и эффузивные основано на различие геологических условий образования породы.

Аналогичную группировку осадков мы видим в фаціальных подразделениях. Различают осадки:

Морские	{ Прибрежной фации мелководной „ глубоководной „ абиссальной „
Континентальные	{ аллювиальной фации озерной „ ледниковой „ золотой „

Наиболее важными являются морские осадки. Условия образования их в море зависят особенно сильно от расстояния от материка. При прочих равных условиях это расстояние прежде всего определяет размеры частиц осадка обломочного материала, от него зависит также характер органической жизни.

Как мы знаем, между океанами и континентами действительную границу представляет не береговая линия, а примерно линия сто саженовой глубины. Между этой границей и береговой линией располагается область континентальной платформы или шельфа (мелководья). Разные фации осадков располагаются таким образом.

1. Прибрежная зона обнимает область между уровнями моря во время прилива и отлива и несколько глубже до глубин, на которых еще сказывается действие волн и течений.

2. Мелководная зона включает область шельфа (континентальной платформы).

3. Глубоководная зона простирается от границы шельфа до глубины около 2½ верст. Эта цифра приблизительно отвечает пределу распространения терригеновых осадков.

4. Абиссальная зона глубже нижней границы глубоководной зоны.

Для каждой из зон характерны свои осадки.

Прибрежная зона - валуны, гальки, грубый песок.

Мелководная „ - тонкий песок и органич. отложения

Глубоководная „ - терригеновый ил (*mud*).

Абиссальная „ - абиссальный ил (*ooze*).

Отложения лагун и эстуарий представляет некоторые особенности, ставящие их в промежуточное положение между морскими и терригенными. Это прежде всего выражается в фаунистической характеристике этих отложений и растительных остатках, во они отличаются и петрографически. Илистые отложения в них преобладают в случае значительно меньших глубин, чем у открытого берега. Выпадение илов здесь обуславливают коагулирующей суспензированных частичек под влиянием соленой воды. Распространены галечниковые и песчаные отложения, но известковые осадки редки или отсутствуют. В текстурном отношении характерна частая перемежаемость разных типов осадков тонкими слоями, что зависит от смены условий выноса и отложения приносимого материала. Характерными отложениями лагун являются барьерные рифы. Химические осадки гипса и соли также образуются в лагунах.

Среди континентальных отложений аллювиальные представляют осадки, выпавшие из проточных вод. Отложения дельт также примыкают сюда. Дельтальные отложения играют подчиненную роль вообще, но в горных районах иногда они достигают мощного развития.

Озерные отложения в некоторых случаях почти не отличимы от аллювиальных; в других они весьма своеобразны литологически, каковы, например, накопления растительных осадков с одной стороны и отложения соляных озер с другой.

Типичным ледниковым образованием является валунная глина. Ледниковые отложения мы знаем с древнейших времен истории земли. Отложения флювиогляциальные являются образованиями, возникшими при деятельности проточных вод, получавшихся при таянии ледников. Естественно их сходство с нормальными аллювиальными отложениями.

Золотые отложения - пустынные пески и лесс - характерны для бессточных внутренних частей материков. Связь с соляными залежами и залежами гипса характерна. Другой тип золотых отложений представляют дюны.

Современные осадки подобно тому, как и осадочные породы, могут быть классифицированы таким образом.

I. Обломочные:

- Валуны и щебневые отложения.
- Галечные отложения.
- Пески.
- Пелитовые отложения (илы и глина).

II. Химические осадки:

- Сульфаты.
- Хлориды.
- Карбонаты.
- Бораты и нитраты, а также железные руды и некот. кремнистые породы играют совершенно подчиненную роль.

III. Органические отложения.

- Известковые.
- Кремнистые.
- Углистые.
- (Отчасти б.м. сюда же относятся некоторые железные руды).

В этом порядке мы рассмотрим некоторые их особенности.

Валуны и щебневые отложения.

Между собой валуны и щебневые отложения отличаются тем, что в первых мы имеем накопление округлых валунов, во вторых угловатых обломков.

Скопление валунов характерно для прибрежных образований морских и озерных и для речных отложений. Иногда валуны рассеяны на поверхности суши представляют в некоторых случаях остатки от разрушения более древних конгломератов. В других случаях округлые валуны получаются при выветривании горных пород, когда

куски, на которые распадается при этом порода, закругляются при выветривании. Такие округлые глыбы получаются, например, при выветривании дунитов в Н. Тагильском округе на Урале. Известны также формы выветривания долеритов (Кару в В. Африке; похожие формы отмечаются для гранитов (Девон и Корнуэллс в Англии) и др.

Из разного рода валунных отложений надо особо отметить ледниковые валунные глины. Настоящие валунные глины образуются в областях развития ледниковых покровов и они не свойственны ледникам альпийского типа. Валунья в них обычно угловаты и часто с прилифованными гранями или штрихами. Валунные глины иногда содержат прослойки песков и галечников, переходя в флювиогляциальные образования. Весьма распространенными ледниковыми образованиями являются морены. Они состоят из неправильных нагромождений обломочного материала, отличительной чертой которых является смесь глыб и валунов самых разнообразных размеров, без следов сортировки. Глыбы обычно угловаты, часто со штрихами. Моренный материал таким образом напоминает обломочный материал валунной глины, без глинистого цемента. Тесно связаны с моренами флювиогляциальные образования, представляющие переработанные водою ледниковые отложения. Флювиогляциальные отложения трудно отличимы от отложений обычных потоков. Включение принесенных издалека глыб иногда представляет полезное указание на их происхождение.

Валунные отложения потоков все же обнаруживают значительный перенос материала и иногда характерный подбор валунов более твердых пород. В северных предгорьях Алая в Фергане бросается в глаза среди валунов преобладание массивных пород, более твердых, чем остальные. В прибрежных морских валунных отложениях крупные валуны обычно местного происхождения; они редко переносятся далеко. Одной из отличительных черт всех прибрежных отложений является сортирующее действие волн.

Щебневые отложения мы встречаем с одной стороны

в осыпях горных стран, с другой в элювиальных образованиях холодных или, наоборот, жарких пустынных стран, где действие мороза или быстрых смен температуры днем и ночью, ведет к быстрому механическому разрушению пород. Для пустынных образований этого рода характерна свежесть материала.

Галечниковые отложения. Такое название придать обычно накоплениям более или менее скатанных обломков пород размерами от 2,5 миллиметров до 10 сантиметров. К галькам примешиваются также нередко некоторое количество песка. Такие отложения весьма распространены, как в морской фации так и среди наземных.

По составу галек различают моногенные галечники из одинаковых галек от полигенных, состоящих из галек разного состава. Галечники ледниковые (флювиогляциальные) отличаются особым разнообразием состава; речные галечники естественно содержат гальки пород бассейна этой реки.

Нередко гальки, происходя от разрушения более древних конгломератов, переходят из одних отложений в другие. Так например, в некоторых местах приуралья на вершинах возвышенностей встречаются скопления галек, происшедшие от разрушения совершенно смывших теперь меловых отложений; в эти последние они попали вероятно из более древних артинских конгломератов, слагавших здесь берега мелового моря. Можно привести не один пример долгой геологической истории некоторых галек.

Форма галек зависит от способа их образования. Гальки прибрежных отложений морских и речных образований обычно хорошо окатаны и округлены. Они более угловаты в ледниковых образованиях. Для пустынных галечных накоплений характерна иногда своеобразная трехгранная форма некоторых галек (*Drickanter*). Трудно, однако, видеть в форме галек надежный критерий для суждения о происхождении, особенно если принять во внимание возможность их вторичного переноса.

При разрушении пород, состоящих из смешения твердых и мягких участков получаются гальки преимущественно состава твердых частей. Таковы, например, накопление кремневых галек при размыве известняков или мела, содержащих конкреции кремня. При разрушении конгломератов остаются накопления более твердых галек, образующих рыхлые галечники. Такие галечники нередки на вершине и склонах гор сложенных эртинскими конгломератами в Приуралье. Отложения галечников потоками распространены в долинах и на склонах горных областей, например, Альп. Они достигают здесь огромной мощности и имеют широкое распространение у северного подножия Альп и Карпат. Пресноводные молассы ниже третичного возраста состоят из песчаников и конгломератов, отложенных потоками. Нагельфлю - конгломерат отчасти ледникового происхождения пересортированной водой.

Песчаные отложения. Песок является характерным отложением мелководья и суши, отлагаясь движущейся водой, ветром и льдом. Песком называют породу если песчинки не превосходят 2,5 мм. Наиболее тонкозернистые пески имеют размеры песчинок 0,05 мм. Более тонкие частицы образуют уже ил (в воде) или пыль (в воздухе). Очертания песчинок тесно связаны со способом их происхождения. Трудно дать общие указания, которые могли бы служить генетическим признаком. Не без исключений можно сделать следующие обобщения. В движущейся воде: в море или в реках, песчинки имеют закругленно-угловатые очертания. Золотые пески обладают песчинками обычно весьма хорошо округленной формы и наконец, ледниковые пески состоят из угловатых неокругленных песчинок. Это различие, как мы уже видели, связано с различным действием движущейся среды, то преобладает скольжение (в воде), то перекачивание зерен (особенно ветром). По составу, естественно, зерна песка принадлежат к наиболее прочным минералам: Огромное преобладание имеет кварц, как наиболее прочный и в то же время распространенный в раз-

ных породах минерал. Также распространены в песках чешуйки белой слюды. Они образуют обычно отдельные прослойки, отсортировываясь таким образом при погружении в воде. В золотых отложениях мусковит совершенно отщепляется от кварца. Биотит редок, т.к. он легко разлагается.

Довольно обычен полевой шпат; он обычно более или менее разложен в песках отложенных из воды и совершенно свеж в золотых. Цветные минералы довольно редки. Магнетит и ильменит более распространены: иногда на берегах они намываются в скоплениях шликера (black sands)

Довольно распространенными, как небольшая примесь, вследствие своей чрезвычайной устойчивости являются циркон и рутил. Реже встречается брукит. Минералы метаморфизма, такие как турмалин, кианит, ставролит, гранат, силлиманит, довольно обычны. Андалузит и кордиерит, будучи менее устойчивыми, редки.

Кроме минеральных зерен обычны в песчанниках зерна тонкозернистых горных пород какковы кремни, яшмы, халцедоновые образования и тонкозернистый вулканический пепел

Кроме песчинок более прочных минералов в песках обычно присутствуют органические остатки: раковины и их обломки, обломки кораллов и т.д. Особый интерес представляет нахождение глауконита. В современных отложениях глауконит обычно находится в умеренно-глубоких отложениях на пологих подводных склонах и где берега состоят из кристаллических пород. Установлено однако, что некоторые меловые глауконитовые пески образовались в совсем мелкой воде, где были сильные течения. Почти всегда глауконит связан с конкрециями фосфатов: иногда он выполняет полости фораминифер и др. организмов и образует инкрустации на кварцевых и др. зернах. Меррэй и Филиппс приписывают бактериальное происхождение глаукониту и ограничение распространения его морскими отложениями объясняют отсутствием таких бактерий в пресной воде. Считают, что

глауконит существенно развивается в областях океана, где господствуют восстановительные процессы.

В исключительных случаях пески имеют совершенно необычный состав: оливковые пески Гавайских островов, коралловый песок палатонитовые пески и т.д.

По фациям различают пески: морские, пресноводные, ледниковые и континентальные.

Морской песок образует нижнюю часть береговой полосы.

Современные пески обычно содержат обильные органические остатки и, принимая это во внимание, очень любопытно, что древние породы, которые образовались из морского песка часто совершенно немы палеонтологически. Объяснение этому в растворении раковин при процессах цементации и метасоматизма. Второстепенные минеральные примеси в морских песках разнообразны. Как пример минералогического состава морского песка можно привести состав третичных песков Bagshot, состоящих из кварца 75%, полевого шпата 20%, железных руд 2, глина 1, пироксена 0,5, рутила 0,2, турмалина 0,1, других минералов 1,2.

В числе последних немного кианита и глауконита также немного кремневых песчинок.

Пресноводные пески образуются на берегах крупных пресных озер при условиях, близких тем, что в море, и они мало отличаются от песков морских. Другой тип представляют речные пески с характерной косою слоистостью и быстрой сменой песчаных и илистых слоев.

Континентальные пески представляют головые образования: дюны на побережьях и барханы пустынь. Размеры песчинок в них более однородны, чем в остальных типах песков и песчинки более округлены. Обычная величина их около 0,2 мм. Замечательно также отсутствие слюды. Примеси второстепенных минералов разнообразны. Состав пустынных песков зависит от состава пород развеваемых ветром.

Ледниковые пески менее других изучены. Трудно отделить в природе собственно ледниковые пески от

флювиогляциальных. Угловатость песчинок, повидимому, является особенностью ледниковых образований.

Пелитовые отложения. Пыль и ил. Накопление клас- тического материала, в котором величина частичек не превосходит 0,05 мм. называют пылью, когда он выпадает из воздуха и илом, когда он осаждается из воды. В влажном состоянии такие образования обладают пластичностью и высыхая получают некоторую связность частиц.

Пылевые отложения образуются, естественно, на континентах. Это лесс и аналогичны ему образования (adobe в бассейне Миссисипи). Лесс представляет тонкую известково глинистую неслоистую породу желто-го серого или серого цвета, мягкую и растирающуюся между пальцами. Вследствие своей однородности он образует довольно прочно стоящие отвесные стенки в оврагах с характерной вертикальной отдельностью. Он обладает пористостью в виде тонких трубочек и канальцев, вертикально расположенных и нередко ин- кристированных углекислым кальцием. В верхних частях его под влиянием действия воды возникают иногда кон- креции.

Состав лесса не постоянен, но в общем это извест- ково-глинистый осадок, с характерным низким содер- жанием железа. Замечательна плодородность лесса.

Илы представляют пелитовые осадки, выпавшие из воды. Они свойственны сравнительно глубоким частям бассейнов, но образуются и в мелких местах в устьях рек, замкнутых озерах и руслах рек в местах слабо- го течения. Отложения морских терригенных илов, как уже сказано заключается между границами 80-90 саж. до 4 верст глубины.

Отличительная черта илов присутствие в значитель- ном количестве глинистого материала аморфного или в такой степени дисперсности, что частицы не разли- чимы даже под микроскопом. Кроме того, в терригено- вых илах содержатся мелкие частички кварца, полевого шпата, слюды и др. породообразующих минералов. За-

тем почти во всех образцах присутствует органигено-
вый материал или известковистый (CaCO_3) или угле-
родистый. Черный цвет илов зависит обычно от присут-
ствия сернистого железа FeS в мелких зернышках.
В других случаях присутствует двусернистая железо
 FeS_2 , придающее илам синеватую окраску. Сернистые
осаждения осаждаются, как известно, при разложении
органического вещества в анаэробных условиях. Клас-
сификация глубоководных морских илов делается по их
окраске, которая отражает до известной степени осо-
бенности их состава. Различают такие типы.

Синий ил в свежем состоянии синеватосерый. С по-
верхности, окисляясь, буреет. Окраска зависит от ор-
ганического вещества и FeS_2 . Содержание $\text{CaCO}_3 =$
 $= 0 - 35\%$.

Красный ил менее распространен (Бразилия, Гвиа-
на, Желтое море); красновато бурый цвет. Окраска за-
висит от $\text{Fe}_m(\text{OH})_n$, CaCO_3 до 25%. Представляет в глав-
ной степени вынос рек.

Зеленый ил. Окраска зеленая от примеси глаукони-
тового вещества $\text{K}_m\text{Fe}_n\text{Si}_p\text{O}_q$; также аморфное ор-
ганическое вещество зеленого цвета. CaCO_3 до 50%.

Вулканический ил отлагается главным образом око-
ло вулканических островов. Лучше всего он известен
из западной части Тихого океана. Вблизи берегов на-
ходим песчанистые отложения из вулканического материа-
ла с примесью глинистого и органического известкови-
стого вещества; с удалением от берега количество гли-
нистого вещества возрастает, и мы переходим к настоя-
щим илам, переходящим в сторону в обычные синие,
красные, зеленые илы, с углублением в абиссальные
осадки. Состав вулканического материала отвечает ос-
новным породам. Кварц в Тихоокеанном вулканическом
иле, по видимому отсутствует.

Коралловый песок и ил представляют продукты раз-
рушения коралловых островов, окружая их рифы, и, сле-
дов., распространение их ограничивается тропически-
ми и субтропическими морями.

Илы эстуарий и пресноводные.

В процессе выпадения ила эстуарий, повидимому, причиной этого является коагулирующее действие соленой воды моря. Ил выпадает в виде хлопьевидного осадка на глубинах меньших, чем соответственные илы в море. В илах эстуарий примешан эластический материал, и они переходят в песчавистые осадки. Там, где вследствие приливов и отливов выпадающий ил то покрывается водой, то осушается, он принимает от этого тонкосланцеватое сложение. В таких мелких местах образуются также иногда волноприбойные знаки (ripple marks), следы дождевых капель, следы организмов и т.д. Затвердевая, такие осадки дают сланцы. В лагунах и эстуариях иногда накапливается много органического вещества сапропелевого или известкового, и из этого материала образуются потом горючие сланцы и цементные мергеля.

Пресноводные озерные илы в общем похожи на илы морские и илы эстуарий, отличаясь потребной в них фауной.

Абиссальные отложения представляют материал, находящийся на дне океана на больших глубинах. Он состоит почти исключительно из органических остатков планктонного происхождения с примесью иногда вулканической и метеорной пыли, принесенных ветром и волнами в открытый океан. В некоторых глубоких районах океана органический материал отсутствует и на дне океана накапливаются остатки от разложения горных пород (гл. образом базальта) *in situ*. Это красные глины глубокого моря.

Во влажном состоянии абиссальные илы обладают той же пластичностью, но (за исключением красной глины) они не содержат глинистого вещества. В зависимости от состава образующих их скелетов организмов различают такие виды:

1. Глобигериновый ил. Наиболее распространен. Наибольшее развитие в Атлантическом океане но также в

Тихом и Индийском. На юг до 60 ю. ш. на север до полярного круга. Встречается в средних глубинах океана, особенно где на поверхности океана проходят теплые течения. В тропиках на больших глубинах, чем к северу и югу. Это желтовато-белая, розоватая или светло-серая масса, илобразная в сыром виде и плесобразная в сухом. Составляет известковых скверлупок фораминифер, из которых наиболее обильны разные виды Globigerina. Небольшая примесь других скелетов организмов, образующих другие абиссальные илы, очень редко и немного частиц вулканического и космического происхождения.

2. Птероподовый ил найден только в Атлантическом океане в центральной возвышенной части океана, на глубине около 2 верст. Он приурочен к тропической и субтропической области, где весьма обычны птероподы, гетероподы и другие пелагические моллюски. По составу, ил известковый. Отличается от глобигеринового ила значительным содержанием скелетов птеропод. Подобные отложения на меньших глубинах встречены у берегов некоторых островов Атлантического и Тихого океанов, но там они содержат много терригенного материала.

3. Радиоляриевый ил. Составляет на 30-80% из кремневых скелетов радиолярий. Обыкновенно это красноватая масса, менее пластичная, чем красная глина глубокого моря, содержащая небольшое количество глинистого вещества. Кроме скелетов радиолярий встречаются иногда спикулы губок, скелеты диатомей. Радиоляриевый ил пользуется широким распространением в Тихом и Индийском океанах. В Атлантическом океане, где глубины меньше, он не встречен.

Радиоляриевый ил тесно связан с красной глиной глубокого моря и может рассматриваться, как разновидность ее богатая органическими кремневыми остатками.

4. Диатомовый ил пользуется наименьшим распростра-

нением среди абиссальных отложений. Он ограничен холодными областями рядом с распространением морских льдов. Покрывает небольшую площадь дна в Беринговом море, в Антарктике. Содержит примесь терригенового материала, главным образом принесенного плавучими льдами, и переходит в нормальный терригеновый синий ил. Главным образом состоит из скелетов диатомей вместе с некоторым количеством известковых фораминифер. Высыхая, превращается в землистую массу белого и желтоватого цвета под микроскопом очень напоминающую кизельгур.

5. Красная глина глубокого моря. Наиболее широко распространенным и наиболее характерным из абиссальных отложений является красная глина глубокого моря. Она встречается повсюду в наиболее глубоких частях океана: в Тихом океане, в Индийском, в самых глубоких частях Атлантического везде, где глубины превосходят $3\frac{1}{2}$ -4 версты. Это шоколадно-бурая, реже светло-бурая или красная масса, пластичная в мокром виде и затвердевающая при высыхании, со всеми главными признаками глины. Карбоната извести содержит не более 4%. Обильны иногда кремневые организмы, и красная глина переходит в радиоляриевый ил. Минеральные компоненты красной глины в разных частях океана различны: в южной части Тихого океана преобладают обломки основных изверженных пород, в северной пемзы, в южной части Атлантического появляется немного кварца и слюды. Это остатки вулканических пеплов и (в Атлантическом океане) может быть песков пустыни занесенных далеко ветром.

Очень характерны для красной глины глубокого моря конкреции филлипсита $\{ m(\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 + 6\text{H}_2\text{O}) + n(2\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 + 6\text{H}_2\text{O}) \}$ и почковидных стяжений MnO_2 . Последний получился при разложении вулканического материала. Марганцовые стяжения рассеяны в глубоких частях океанического дна. Они часто связаны с зубами акул и ушными костями китов.

Образование красной глины путем разложения подстилающих горных пород и вулканического материала, занесенного ветром и течениями, совершается, повидимому, чрезвычайно медленно.

В неизмененном виде все пелитовые осадки представляются в виде глины. Кроме описанных морских отложений (красной глины) глины могут быть различного происхождения, но петрографически им всем можно дать некоторую общую характеристику.

Глина в сухом состоянии тонкая землистая масса, не обладает блеском, легко растирается, при дыхании на нее издает своеобразный глинистый запах, прилипает к языку. Она жадно поглощает воду и тогда становится более или менее пластичной и в парафинах матово блестит. Существуют белые глины, но обыкновенно глина окрашена в серые, голубые, зеленые, красные, черные цвета, при чем окраска частью распределена равномерно, частью полосами языками или совершенно неправильно. Многие глины загрязнены примесью гипса, каменной соли, карбонатов.

Акцессорными составными частями являются образующие конкреции пирит, марказит, редко фосфорит, часто кальцит (т. наз. септариевые глины), сферосидерит и друг. Как новообразования в микроскопически малых кристалликах указываются повсеместно тончайшие иголки рутила, часто и голубовато-фиолетовый турмалин в изящных призмочках, изредка гранат. Циркон и многочисленные другие минералы являются аллотигенными составными частями. Содержание рутила колеблется от 0,5 до 1% и немного более.

Как виды глины различают: фарфоровую глину, бесцветную, почти чистой каолин состава $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Фарфоровая глина встречается особенно в областях развития гранита и гнейса как продукт их выветривания получаясь дальнейшим отмучиванием от кварцевого песка и отлагаясь небольшими массами. Горшечная глина отличается от фарфоровой тем, что она загрязнена окисью

железа, отчасти органическим веществом и песком и окрашена в желтоватый, красноватый или серый цвет. Вследствие содержания железа при обжиге она становится красной, не плавится и форму не меняет. Битуминозная глина от темно серого до черного цвета, богата битуминозным или глинистым веществом. Квасцовая глина (Alaunton или Vitriolton), часто с примесью бурого угля, благодаря высокому содержанию мелко рассеянного пирита пригодна для производства квасцов. Жирными глинами называют глины, которые удерживают много воды и потому весьма водонепроницаемы, очень жирны на ощупь и плохо противостоят огню. Часто они обладают яркой окраской при высушивании легко распадаются на листочки. Суглинки (Lehm) это сильно песчанистые глины или глинистые пески, тощие, сухие на ощупь. Вследствии содержания гидроокиси железа они обладают от желтой до коричневой окраской. Сукновальная глина зеленоватая содержащая магнезию, жирная на ощупь, не пластичная в воде крошится, жадно поглощает жиры и масла, вследствие чего и применяется в сукновальном производстве. Они получаются при разложении основных изверженных пород.

Различные виды глины широко распространены среди современных и новых геологических образований, начиная от Юры и древнее. Они весьма разнообразного происхождения. Часть непосредственно ледниковые отложения (ледниковая глина), часть, как суглинок, лесо. Валуная глина (Blösklehm) это суглинок ледникового периода, переполненный валунами (часто со шрамами). Другие речного и озерного, часто также морского происхождения. Многие глины являются непосредственными продуктами разрушения близ лежащих пород, не содержащими другие примеси, как terra rossa и т. наз. базальтовая глина. Яркий красный пористый латерит, происходящий из различных пород в условиях тропического климата (высокая температура, обильные осадки) большей частью не представляет глину, а железистую гидроксид алюминия. Подобные массы, являющиеся ос-

татком от выветривания разрушившихся на месте пород, строго говоря не должны рассматриваться, как самостоятельные горные породы.

При более точном исследовании структуры глин под микроскопом встречаются большие затруднения. Рекомендуется удалять их металлические пигменты с помощью кислот, а органические вещества сжигать при умеренном накаливании. Тогда видна масса хлопьев или чешуек весьма различных веществ, каолин, лезерриерит и т. д. или же бесструктурная не действующая по видимому на поляризованный свет масса (коллоидальные алюмосиликаты?). В ней заключаются зерна кварца и полевого шпата весьма различных, частью значительных по сравнению с другими частями глины размеров, вместе с листочками слюды, призмочками турмалина и рутила и иногда другими посторонними примесями. Так как высокая температура изменяет сложение богатого водой глинистого вещества, то минералогический состав глин лучше всего исследовать в виде отмученного порошка. Многие глины также как некоторые мергели содержат серу в мелко рассеянном состоянии или кристалликами, эта сера должно быть происходит от разложения белковых веществ умерших организмов.

Органогеовые отложения.

Уже в выше рассмотренных глубоководных илах мы имеем образования состоящие главным образом из остатков организмов. Но и целый ряд других образований, более мелководных сложен остатками организмов. Процессы биохимические в образовании осадочных пород имеют гораздо большее значение, чем процессы химические идущие без участия организмов.

Органогеовые осадки могут быть разделены по химической породе их на

- 1) известковые
- 2) кремневые
- 3) углистые и битуминозные.

Сомнительны морские железистые образования, как продукты деятельности фотробактерий.

Г) Известковые отложения. Вокруг материков и островов известковые отложения состоят из остатков беспозвоночных моллюсков, брахиопод, эхинодермат, кораллов и т.д. Раковинные банки и другие накопления этого рода находятся местами по берегу. Дно мелких морей, покрывающих континентальную платформу северо-восточной Европы широко покрыто известковым песком из обломков раковин моллюсков и других организмов. Известны богатством такими отложениями Английский канал и Ирландское море. Среди древних осадочных пород подобные образования также распространены.

Около коралловых островов мы встречаем коралловые пески. Их распространение, как и самих кораллов, связано с климатом и мы находим их главным образом в нейтральной и западной части Тихого океана. Они состоят из обломков коралловых рифов с примесями главным образом вулканического материала.

С уменьшением величины обломков коралловые и раковинные пески с удалением от берега переходят в тонкий известковый ил, широко распространяющийся по дну. С глубиной вследствие возрастания растворяющего действия CO_2 при большом давлении такой известковый ил исчезает.

Рифовые коралловые образования. Рифовые известняки отличаются от большинства обломочных и органических осадков прежде всего тем, что они представляют твердую связную массу и образуют сразу же горную породу даже без последующих процессов цементации. Однако, отчасти рифы состоят из обломков коралловой постройки. Обращенный к морю склон рифов весьма крутой, часто превосходя 50° . Типичная порода коралловой постройки не состоит исключительно из кораллов, всегда присутствуют многочисленные раковины и скелеты морских беспозвоночных. Далее как рифообразователей надо упомянуть известковые водоросли, играющие

важную роль. Они всегда в изобилии живут у коралловых рифов. Глинистый и кремнистый материал в коралловых рифах отсутствует. Изредка примечается материал вулканический и космический. Почти все современные и новейшие коралловые известняки содержат значительно большее количество магнезии, чем в живом коралле. Это объясняется диагенетической доломитизацией.

Кремневые органические отложения.

Выше уже были упомянуты глубоководные радиоляриевый и диатомовый ил. Радиолярии присутствуют во многих более древних отложениях. Известна радиоляриевая земля Варбадоса, состоящая из скорлуп радиолярий и вероятно представляющая отложения плиоценового возраста. Диатомовые отложения (кизельгур) представляют мелоподобную массу, содержащую растения, и часто чередующуюся с торфяниками. Известны олигоценые кизельгуры Германии. Широкое распространение диатомовых отложений обнаружено недавно среди третичных отложений восточного склона Урала. В Америке слои достигают более 300 фут мощности находятся в Орегоне, Неваде, Калифорнии. В некоторых отложениях существенную составную часть образуют спикели губок.

Углистые и битуминозные отложения.

Представляют исключительные накопления в природе с резко выраженной концентрацией углерода. Все они представляют полезные ископаемые о подробно рассматриваются в курсе нерудных полезных ископаемых. Здесь мы напомним, что углистые породы (угли) происходят в результате своеобразного типа разложения органической материи. Он отличается от обычного разложения, которое происходит при окислении, и значительное участие в продуктах разложения имеют углеводорода особенно типа парафинов C_nH_{2n+2} и олефинов C_nH_{2n} . Активными агентами являются анаэробные бактерии. Благоприятные условия в современное время осуществлены

в торфяных болотах Европы, Азии и Америки, где происходят накопления растительного вещества в форме торфа.

В различных застойных бассейнах, озерах, лиманах, лагунах накапливаются также остатки различных планктонных организмов животных и одноклеточных водорослей, которые вместе с другими органическими остатками (пыльца, споры и т. д.) и минеральным веществом отлагаются на дне, подвергаются битуминизации и превращаются в сапропель.

Торф и сапропель - основные типы современных органических отложений.

Химические осадки.

Химические осадки выпадают из раствора вследствие процессов физико-химического характера, из которых главнейшим является кристаллизация при испарении раствора. Они не являются осадочными образованиями того рода, как механические осадки, и в общем они не обнаруживают характерной для последних слоистости.

Химические отложения перемежаются нередко с биологическими или органогенными осадками озерного лагунного или континентального типа.

При образовании некоторых химических осадков могут играть роль бактерии и другие низшие организмы. Известные примеры представляют отложения озерных железных руд, и кремнистые туфы, отлагаемые водами горячих источников.

Наиболее важным физико-химическим процессом, при котором возникают химические осадки является, несомненно, испарение. Это имеет место в соляных озерах, или в частично изолированных морских бассейнах и продуктами такого процесса являются соляные отложения, их нахождение является характерным для пустынной фации отложений. Высокая температура и малое количество осадков - определяющие факторы этой фации.

Химические осадки, можно классифицировать по их составу.

Наиболее важными, как горные породы, являются

сульфаты кальция, далее идут хлориды и часть сульфаты натрия, марганца, калия. Ничтожное значение имеют нитраты. Обычны также карбонаты известня и магнезии. Щелочные карбонаты образуются в исключительных условиях. Кремнезем выделяется из вод некоторых термальных источников.

Сульфаты и хлориды. Наиболее важными из химических отложений, происходящих в природе, являются сернокислые и сернохлоридные соли щелочных металлов магнезии и известня. Они образуются путем испарения вод соляных озер или морской воды, происходящего в особых условиях. Состав растворенных в воде океана солей таков:

хлористого натрия.....	77,558%
хлористого магния.....	10,878
сернокислого магния.....	4,787
сернокислого кальция.....	3,
сернокислого калия.....	2,465
бромистого магния.....	0,217
углекислого кальция.....	0,845

100,00

Замечательной особенностью этого состава является низкое содержание карбоната кальция, тогда как среди морских отложений известняки распространены гораздо (значительнее других солей. Это, как известно, объясняется особенностями биохимических процессов происходящих в море. Отложения известня связано с жизнедеятельностью организмов. Концентрация и выпадение солей из морской воды невозможна в открытом море, и необходимым ее условием является: 1) существование отделенных от моря бассейнов, 2) усиленное испарение, т.е. определенные климатические условия. Классическим примером является Кара-Бугаз. Тогда как в Каспийском море концентрация соли 1,4%, в Кара-бугазе она достигает 18-22% и в этом заливе отлагаются соли. В зависимости от температуры зимой там отлагается (при $t = 3 - 5$) глауберова соль, а летом гипс и горькая соль (сульфат Mg_2SO_4). В других случаях

при сходных условиях, отлагаются каменная соль и другие соли. Соли, а также гипс и ангидрит отлагаются также в современных озерах в сухом климате. Некоторые из озерных отложений отличаются от морским значительным количеством карбоната натрия (сода), другие сульфатов ват и магния. Среди соленосных озерных отложений различают два типа: 1) отложения собственно соляных озер с преобладанием хлоридов и 2) отложения горьких озер с сульфатами и карбонатами. Эти типы связаны переходными. Примером последних может служить озеро Эльтон, где много и хлоридов и сульфатов. Отложение солей зависит от температуры. Климатические колебания ее являются причиной тонкой перемежаемости слоев различных солей (напр. гипс и каменная соль в „годовых слоях“ немецких соляных месторождений).

Как уже было сказано, в науку задачу не входит рассмотрение собственно соляных отложений. Это предмет учения о верудных полезных ископаемых. Коснемся здесь лишь вопроса об отложении ангидрита и гипса — химических осадков, являющихся главнейшими, как горные породы.

Из чистых растворов сернокислого кальция при температурах выше 60° выпадает ангидрит, ниже 60° гипс, но прибавление других хлористых солей повышает эту температуру. Если будет высыхать раствор сернокислого кальция и хлористого натрия, то известковая соль будет выпадать в виде гипса, пока концентрация NaCl не достигнет насыщения, тогда при 30° выпавший гипс превращается в ангидрит, и все остальное количество сернокислого кальция уже будет выпадать в виде ангидрита. В случае морской воды это превращение происходит уже при 25° . Так как испарение в сухом климате, где происходит естественное образование химических осадков совершается при температуре, более высокой чем 25° , то первичным осадком является ангидрит. Последний, при обыкновенной температуре и давлении, подвергается впоследствии ги-

дратизации и превращается в гипс. Можно думать поэтому, что многие залежи гипса являются продуктами изменения залежей ангидрита.

Карбонат извести. Примером химического отложения карбоната извести являются прежде всего отложения, оставленные источниками. Выпадение углекислой извести происходит вследствие потери раствором углекислоты, повышающей растворимость карбоната кальция. В некоторых термальных источниках (Карлсбад, Хамман Эскутия в Алжире и др.) выпадающий углекислый кальций образует солины вокруг песчинок. Выпадает он в виде ктлпента. В озерах иногда отлагается также химически углекислая известь. Как химические осадки рассматривают также солины, образующиеся в некоторых озерах (в Великом соляном озере С. Америки) и морях (у берегов Флориды и в Суэце). Наконец химическое происхождение может быть приписано аморфному известковому илу, накапливающемуся на дне морей и участвующему в образовании известняков.

Однако, во всех этих случаях весьма вероятно участие биохимических процессов, связанных с жизнедеятельностью низших организмов (водорослей, бактерий). Жизнедеятельность их ведет к образованию углекислого аммония, осаждающего уже химически углекислую известь из сернохислого ее раствора, каковой мы имеем в морской воде. В различных условиях выпадения, отложение этой углекислой извести принимает различные формы, в каких мы ее видим в таких "химических" осадках.

СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.

Ч А С Т Ь II.

Мы опишем осадочные породы в таком порядке.

- 1) химические осадки
- 2) кластические породы
- 3) кремнистые породы
- 4) глинистые породы
- 5) карбонатные породы.

I. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ, КАК ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ.

Из химических осадков, как горные породы имеют наибольшее значение гипс и ангидрит. Мы исключаем из рассмотрения соли, которые, как полезные ископаемые, рассматриваются в курсе нерудных полезных ископаемых.

А н г и д р и т.

Ангидрит, как горная порода, представляет среднезернистый до тонкозернистого агрегат кристаллических неделимых ангидрита. Цвет его белый, серый часто голубоватый, редко красноватый. В изломе видны спайные плоскости кристаллов ангидрита. По твердости породу легко отличить от гипса (ангидрит по шкале твердости 3-35, а гипс 1,5-2).

Под микроскопом видно, что структура породы обусловлена обычно ее перекристаллизацией в твердом виде (кристаллообластовая структура), особенно это видно в более крупнозернистых участках. Иногда структура имеет порфиробластовый вид с более крупными, порфиревидно выделяющимися неделимыми ангидритами. Последние нередко, принимая призматическую форму, образуют радиально лучистые сростки. Окраска ангидри-

та зависит от примеси глинистого вещества битумов или окиси железа (красная окраска).

Из второстепенных минералов в ангидрите чаще всего встречается гипс, который является обыкновенно как вторичный продукт изменения ангидрита. Попадает также каменная соль и доломит в форме ромбоэдрических кристаллов. Редкими минералами известными в отдельных месторождениях являются в виде вросших кристаллов борнит ($Mg_7Cl_2B_{16}O_{30}$), селлаит ($MgFe_2$), и флюорит. В областях регионального метаморфизма (Альпы) появляются в ангидриде иногда кварцит, слюда, кварц и другие минералы. Как вторичный продукт, образующиеся при восстановительных процессах, встречаются выделения самородной серы.

Пласты ангидрита иногда достигают очень большой мощности в несколько десятков саженей. В других случаях ангидрит образует тонкие прослойки, чередующиеся с мергелистыми слоями. В таких случаях он обычно с яснослоистой структурой, содержит примеси глинистого вещества и доломита.

Очень типичное и постоянное явление представляет превращение ангидрита в гипс под влиянием агентов поверхности. Эта гидратизация сопровождается значительным увеличением объема — плотность ангидрита 2,9, а гипса 2,2 — 2,3. Некоторые мощные залежи ангидрита вблизи поверхности целиком превращаются в гипс, и только на глубине саженей 50 и больше гипс совершенно вытесняется ангидритом. При увеличении объема при этом процессе происходит иногда нарушение залегания в форме складок и других форм, которые не надо смешивать с тектоническими.

Почти всюду, где мы встречаемся с выходами ангидрита, можно наблюдать характерные формы превращения его в гипс.

Превращение начинается по отдельным трещинам, и гипс проникает в массу ангидрита в виде жидок. Гипс легче растворяется, чем ангидрит, и эти жидки выделяются среди ангидрита в виде чешуек. Количество таких жидок с удалением от массы неизменного ангидри-

та в сторону гипса увеличивается, они образуют петлю сеть, в петлях которой заключены отдельные включения ангидрита (подобно остаткам оливина в эмеевике в известной петельчатой его структуре). Дальше от ангидрита остаются только отдельные выступающие желваки, погруженные в массу гипса, а затем и они исчезают. Каждый из таких остатков сам в свою очередь изрезан тонкими жилочками гипса, придающими им своеобразный шероховатый вид.

Реже, при гидратизации ангидрита развивается согласно с прослойками глинистого вещества слой поперечно волокнистого гипса.

Г и п с .

Гипс как порода представляет тонкозернистый до плотного иногда с миаролитовой текстурой агрегат изометрических или пластинчатых неделимых гипса. Так же, как и ангидрите, структура гипса обычно связана с перекристаллизацией. Порфиробластовая структура хорошо известна в некоторых образцах гипсов Парижского бассейна.

Окраска гипса белая, желтоватая, реже красноватая серая до темной, иногда с разводами. Она зависит от примесей глины, мергелистого или битуминозного вещества. Эти примеси иногда присутствуют в значительном количестве (глинистые гипсы или битуминозные гипсы с запахом при ударе). Чистые разновидности гипса с хорошей окраской называют алебастром. Довольно распространены породы, представляющие тонкое переслаивание гипса и мергеля или глины. В таких случаях гипс часто принимает поперечно-волокнистую структуру.

Из второстепенных минералов встречающихся в гипсах надо упомянуть ангидрит, каменную соль, боратит и другие бораты, ромбоэдри доломита, иногда черные от примеси битуминозных веществ, известковый шпат, горный хрусталь, кварц и кремень, пирит, арагонит. Как вторичный продукт при восстановительных процессах образуется сера. Изредка попадаются сульфиды.

Гипс легко растворяется. Поэтому поверхность обнаженного гипса носит следы растворяющего действия воды в виде карровых неровностей и других форм раз"едания. Растворенный гипс может опять выпадать, давая натечные образования. Залежи гипса сопровождают, как и ангидрит - каменную соль и другие соли и представляют типичные химические осадки лагунных образований, залегаая вместе с мергелями и доломитами. Но существуют гипсы вторичного происхождения. Это небольшие включения, линзы и конкреционного вида образования в известняках, происхождение которых объясняется действием серной кислоты, получающейся при окислении серного колчедана, на углекислую известь известняка.

Об отношении гипса к ангидриту уже сказано. Быть может большая часть залежей гипса представляет измененные у дневной поверхности залежи ангидрита.

Та и другая порода пользуются широким распространением в девонских отложениях Северо-западной России, в Пермских, Приуралья и Северной России и др.

Об условиях образования уже говорилось в общей части.

2. КЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ.

(по Розенбушу и др.)

Группа псефитов и псаммитов.

Псефитовые и псаммитовые обломочные или кластические, в узком смысле слова, породы представляют собой механически накопленные массы. Среди кластических пород различают оречкии, конгломераты, песчаники, аркозы и граувакки. Небывшие накопления, галечники и пески являются соответствующими рыхлыми образованиями, из которых путем уплотнения и цемен-

тации получают названные кластические горные породы.

Брекчии и конгломераты состоят из кусков или только одной и той же породы и называются тогда мономиктовыми или они содержат обломки различных пород и являются полимиктовыми. В первом случае они называются по обломкам, которые в них только и присутствуют, например, гранитовая брекчия и гранитовый конгломерат; кварцитовая брекчия и конгломерат и т.д. Во втором случае их часто называют по какой-либо обсающейся в глаза составной части (костяная брекчия. Часто в литературу переходят местные названия, как нагельфлю мономиктовый, как известковый нагельфлю, полимиктовый как пестрый нагельфлю (bunte Nagelflu), третичного и дилuviального возраста в Альпах, веррукано по местности Беррука в Monti Pisani, Тоскана (кварцевый конгломерат с богатым, в большинстве случаев содержанием обломков кварцевого порфира, глинистого сланца, также мелафира и различных других пород), тапанхоаканга или канга от бразильского имени (смеланный конгломерат из мало округленных осколков филлита, лидита, лимонита, кварцита, амфиболита с железисто-песчаным цементом, который местами содержит алмазы и золото). Спарагмит это разнообразный кварцевый конгломерат, часто богатый глинистым сланцем или полевым шпатом и залегающий в скандинавском кемории.

Брекчии гораздо более редки, чем конгломераты. Они возникают иногда при взрывах, сопровождающих эруптивные процессы - как например в маарах Швабии, Эйфеля и т.д. Многие эруптивные брекчии состоят существенно из осколков пород, составляющих стенки канала взрыва; изверженный материал может местами совершенно отсутствовать. Брекчия трения возникает при разрывах и передвижениях в твердой земной коре. Другие брекчии образуются цементацией обломков получающихся при выветривании и разрушении на месте более древних пород, таковы некоторые порфировые брекчии пермского возраста в Германии.

Конгломераты получаются при цементации окатанного материала, гальки морских, речных и также флювиогляциальных отложений. В так называемых базальных конгломератах мы имеем продукты абразии морскими волнами. Среди толли песчаников конгломераты даются на большом пространстве занимают определенный горизонт. - Цемент брекчий и конгломератов очень разнообразен, то он песчанистый с очень малым количеством собственно цемента, то это глинистое или известковистое вещество, то кремнекислота, лимонит и т.д. Там где брекчия или конгломерат подверглись действию сильного метаморфизма, там иногда вследствие перекристаллизации цемента граница его с обломками совершенно стирается.

Конгломераты присутствуют во всех формациях и их можно указать уже в древнейших кристаллических сланцах.

Песчаники состоят главным образом из кварцевых зерен, соединенных каким либо цементом. О величине и форме этих зерен уже было сказано при рассмотрении структур кластических пород. В общем они тем лучше округлены и отшлифованы, чем они больше, все же и здесь угловато округленные зерна гораздо более часты, чем вполне округленные. В некоторых случаях, как уже говорилось, можно узнать первоначальное происхождение их по структуре и включениям. Иногда песчаные зерна покрыты пленкой постороннего вещества, особенно окиси железа, двуокиси марганца и карбонатов. Наряду с кварцевыми зернами часто находятся зерна минералов, ассоциирующихся с кварцем в изверженных породах и кристаллических сланцах, как полевои шпат (или продукт его превращения - каолин) в матовых (землистых) зернах (каолиновый песчаник) или же мусковит, часто обильно покрывающий плоскости напластования (слюдистый песчаник). В незначительном количестве и обыкновенно лишь микроскопически распознаемый находится циркон, в округленных кристалликах, рутил, аватаз также орувит, железные руды, турмалин, ставролит, гранат, роговая обманка и т.д.

Многие песчаники содержат зерна и пленки фосфатов глинозема. Как цемент встречается в песчаниках тонкое глинистое вещество или вещество глинистого сланца (глинистые песчаники) или карбонаты, особенно кальцит (известковые песчаники) в аллотриоморфных зернах; реже доломит (доломитовые песчаники) в таких же формах, как кальцит или в идиоморфных ромбоэдрах; железный шпат, изредка барит и флюорит, далее распространены, как цемент, лимонит и окись железа (железистые песчаники), особенно же кремниевая кислота (кремнистые песчаники); реже встречается глауконит (глауконитовые песчаники).

В известковых и доломитовых песчаниках цементирующее вещество нередко кристаллизуется в крупных неделимых, переполненных пойкилитом^{во} вросшими в них песчаными зернами (т. наз. псевдоморфозы песчаника по кальциту в Фонтенебло, и в других местах). Если эти отдельные кристаллы карбонатов выщелачиваются, то остаются пустоты с неровными стенками, часто покрывающимися марганцовыми или железистыми выцветами, т. наз. псевдоморфозовые песчаники в главном пестром песчанике юго-западной Германии. Если известковый или другой цемент стягивается в концентрические оболочки, то по выветривании возникают т. наз. шаровые песчаники. В глинистых песчаниках распространены т. наз. желваки глин (Tongallen), плоско линзовидные глинистые и мергелистые конкреции, часто очень богатые мусковитом. Соответственно в сильно железистых песчаниках встречаются песчанистые конкреции лимонита, которые часто пусты или содержат свободно болтающееся ядро. Во многих песчаниках, напр., в меловых отложениях России находятся почки фосфорита (фосфоритовые песчаники).

В кремнистых песчаниках кремнеземистый цемент содержится обычно в форме кварца, реже в виде радиально лучистого халцедона или аморфного опала. Структуру песчаников в зависимости от отношений зерен к цементу уже были рассмотрены. Кластические зерна

кварца в песчаниках обычно более или менее богаты включениями жидкостей, которые обыкновенно отсутствуют в цементе.

Своеобразный структурный тип представляет итаколумит, в котором зерна кварца имеют зубчатые очертания, сцепляясь одно с другим и не цементированы прочным цементом. Вследствие этого пластинки итаколумита обнаруживают некоторую гибкость. В химическом составе песчаников бросается в глаза высокое содержание SiO_2 . Содержание щелочей показывает как велика может быть примесь полевого шпата и мусковита. Богатые ими песчаники называются аркозовыми.

Текстура песчаника в большинстве случаев известна слоистой и обычно тем лучше выражена, чем тоньше зерно и чем песчаник богаче глинисто-мергелистым веществом (т. наз. песчаниковый сланец или кварцито-вый сланец); в деталях текстура обуславливается особенно количественным соотношением песчаных зерен и цемента, а также расположением слоев. Для некоторых генетических типов песчаников, золотых речных и отложений дельт характерна диагональная слоистость. Об этом текстурном признаке и о других характерных особенностях прибрежных песчаных отложений мы уже упоминали.

Песчаники по своему нахождению в природе тесно связаны с сланцами, и во многих районах геологически противопоставляют „песчаниковосланцевые толщи“ известняковым.

В некоторых случаях наблюдалось, что песчаник (или кварцит) залегает жиллообразно. Такие псевдо-жилы отнюдь не всегда возникают путем выполнения песком трещин в породах. То обстоятельство, что такие жилы не всегда достигают дневной поверхности позволяет допустить, что они отчасти были выполнены плавучими породами, вытатыми снизу под давлением вышележащих пород. Диллер описал подобные жилы в сланцах меловых отложений Калифорнии. Большинство песчаников пигментировано железными или марган-

новыми окислами, реже битуминозными веществами. Пигментация следует как правило плоскостям на слоения, часто также плоскостям диагональной слоистости или она неправильно полосами или наковен распределена пятнами, последнее особенно там, где доломитовые составные части выветриваются, оставляя за собой окиси *Fe* и *Mn*.

Многие песчаники рудовосны, содержат в цементе соли тяжелых металлов, особенно меди: малахит, азурис также сульфиды (халькозин, борцит) иногда также свинцовый блеск и перуссит, железный блеск. Известный пример представляют пермские медистые песчаники Приуралья, песчаники в Ютах содержат серебряный блеск, самородное серебро и хлористое серебро.

Кварцит представляет кремнистый песчаник, кварцевые зерна которого как таковые нельзя распознать и отличить от цемента ни простым глазом ни в лупу. Излом кварцитов вследствие этого более или менее блестящ. Так как кварцит является породой метаморфизованной и даже метаморфической, то первоначально кластические примеси и глинистое или известковистое связующее вещество часто перешло в большей или меньшей мере в кристаллические новообразования, что обуславливает присутствие хлорита, мусковита (серпигита), фибrolита или силлиманита и кварцита, рутила в микроскопических кристалликах полевого шпата, эпидота (пьемонтита), полизита и т.д. Углистое вещество часто превращается в графитоид или графит, гидраты окиси железа в магнетит или железный блеск. По таким новообразованиям также и кварцит называют часто как графитовый кварцит, магнетитовый кварцит и т.д. В общем же кварциты обладают тем же составом как и песчаники.

Новообразовательное давление оставляет нередко в кварце кварцитов весьма ясные следы (раздробление и оптические аномалии). В кварцитах подобно тому, как в кремнистых песчаниках иногда содержат-

ся фосфаты алюминия, которые здесь появляются как второстепенная составная часть в форме лазулита, на трещинах отдельности вавеллита или каллаита.

Аркозы представляют богатые полевыми шпатами песчаники гранитовидного облика (механически переработанный поверхностными агентами гранит) полевой шпат которых обычно в значительной мере перешел в каолин или мусковит. Внешнее сходство с гранитом увеличивается благодаря присутствию листочков слюды. Аркозы образуются из недалеко перенесенного гранитовой или гнейсовой дресвы, которая сцементирована обычно кремнистым веществом. Аркозы входят в различных отложениях, где они обычно непосредственно покрывают граниты или гнейсы. Характерны в некоторых аркозах пересекающие их тонкие красные кремнистые жилки. В аркозах наблюдался ориентированный рост кластических полевых шпатов (за счет вновь принесенного вещества, как у кварцев песчаников и кварцитов. Аркозы залегают и среди метаморфических пород верхней зоны.

Глаувакками называют псаммитовые слюдяные породы, с одной стороны переходящие в конгломераты (глаувакковые конгломераты), с другой стороны через глаувакковые сланцы в нормальные глинистые сланцы. Они большей частью серого, зеленовато-или коричневатосерого цвета, реже светло-серого, коричневого или черноватого цвета, состоят из меняющихся количеств ортоклазовых и плагиоклазовых зерен наряду с округленными или угловатыми кусочками сланцев, кварцитов, реже дибаза, гранита или других пород. Цемент, как и у песчаников, обычно имеется в небольших количествах и там, где он не изменен, состоит преимущественно из тонкого или более глубоко глинистосланцевого вещества; но известны также как цемент карбонаты и кварц. Нередко также цемент отсутствует более или менее совершенно и отдельные аллотипические составные части просто притиснуты одна к другой. Данный состав представляет только наиболее распространенный тип; в других случаях появляется как бо-

гатая примесь авгит, роговая османка, гранат и большое количество других минералов (турмалин, апатит, кусочки известняка и т. д.). Если отдельные составные части крупнее других, то возникает псевдо-порфировая структура. Состав глаувакк подвержен более сильным колебаниям, чем песчаников.

В более древних складчатых свитах цемент глаувакк часто перекристаллизовывается с образованием мусковита, также оидита, кварца, полевого шпата и других минералов. Благодаря этому все более исчезает кластический характер и порода становится неотличимой от кристаллических сланцев; особенно это случается тогда, когда минеральные новообразования отлагаются на кластических составных частях кристаллографически ориентированно; или же если кластические составные части сами претерпели более или менее сильное изменение.

Вулканические туфы.

К числу кластических пород мы относим вулканические туфы. Выше в общей части дана была общая характеристика их состава и структуры. Классификация туфов кроме того основана на принадлежности туфового материала той или другой магмы, с извержениями которого были связаны выбросы туфового материала. Однако, не всегда легко установить такую связь туфов с соответственными эффузивными породами.

Главной причиной затруднения здесь является та легкость, с которой туфовый материал подвергается изменениям, под влиянием агентов атмосферы с одной стороны, и воздействия вулканического очага с другой.

Поэтому лишь для туфов новейших, отвечающих калипотинным породам, по их минералогическому составу можно более или менее точно установить группу породы, какой они отвечают. Для древних палеозойских туфов нередко приходится довольствоваться такими определениями относится ли туф к туфам пород кислых, такие туфы об"единяют под названием порфировых туфов.

или основных, базальтового типа, - диабазовые туфы.

В некоторых случаях, впрочем, удается довольно точно установить связь туфов с соответствующими эффузиями. Как например в Богословском округе это устанавливается для девонских туфов роговообманковых андезитов. В большинстве случаев решающими являются не столько петрографические особенности, сколько геологические соотношения.

Таким образом помимо сложения, туфы и брекчии классифицируются по характеру эффузивной породы, давшей материал для образования этих продуктов. На основании такого признака различают следующие виды туфов и брекчий.

Б) Порфировые туфы (и брекчии) состоят из грубого или мелкого рыхлого материала порфировой т.е. липаритовой и трахитовой магмы; в них содержатся: кристаллы и обломки кристаллов кварца, полевого шпата и биотита и продукты их изменения - серицит, хлорит, каолиновые минералы, вторичный кварц и другие формы SiO_2 и т.д. или же преимущественно лапидеобразные обломки (кластические туфы, (lithic tufs) или брекчии) или же наоборот, преимущественно мельчайшие частицы пепла. Они в древних туфах обычно разложены (плотные или пелитовые туфы или т.н. глиняные камни). В качестве случайных составных частей распространены: гнезда и прожилки роговика, халцедона, яшмы, кварца или каменного мозга и выполнения пустот кварцем, красным и бурым железняком, марганцовыми рудами и т.п.

Дальнейшие процессы преобразования иногда создают из плотных туфов и из цемента кристаллических и кластических туфов сплошной агрегат, нередко грубозернистый, кварца, водянопрозрачного вторичного полевого шпата и серицита и таким образом делают микроскопическую картину, совершенно похожей на картину с. или м. измененного кварцевого порфира. Порфировые туфы, часто силифицированы. Такие породы подвергавшиеся процессу, окремнения (кремнеземистый минерал отчасти представляет спал), становятся весьма твер-

дьями и однородными. Они превращаются таким образом в породы называемые плазма, ленточная яшма. Порфировые туфы сопровождают большинство более значительных излияний порфира, являясь то неясно, то очень яснослоистыми, одноцветными самых различных оттенков или полосатыми, пятнистыми, сетчатыми (по цвету). Под влиянием давления они превращаются в порфирсиды, совершенно похожие на порфирсиды, возникшие из кварцевых порфиров; к этой же категории принадлежат некоторые ленточные геллефлинты, особенно содержащие прослой известняка.

Почти не отличаются от порфировых туфов и туфы кварцевых кератофиров, представляющие также отчасти кристаллические туфы (обыкновенно с обильными новообразованиями альбита, кварца и серицита), отчасти плотные туфы из пепла; в некоторых древних (девонских) кератофировых туфах сохранились реликты пепловой структуры в виде весьма характерной формы стеклянных осколков, хотя стекло превращено в мелкозернистый агрегат, серицита, глины и кремнезема (то же наблюдается и в соответствующих туфовых порфироидах); подобная же смесь или кварцево-плагноклазовая мозаика с небольшим количеством серицита образует промежуточную массу; бывает также примесь кальцита или сланцеватого вещества.

2) Риолитовые туфы в главном имеют тот же характер, как и порфировые, с той разницей, что в них кроме кварца, биотита и стекла наблюдается санидин, нередко пироксен, нередко также бурая роговая обманка. Порфировые и риолитовые туфы распространены в областях развития соответствующих эффузивных пород.

3) Трахитовые туфы и орекчи представляют, беловатые, серые и желтоватые массы землистого или песчаного характера, часто состоящие преимущественно из пемзообразного обломочного материала и кристаллов санидина, авгита, роговой обманки, биотита и магнетита. Обломки трахита часто превращены в беловатые нередко граничные участки; гвезда и жилы опала не составляют редкости. Иногда (Зибенгеорге) они со-

стоят преимущественно из пемзовой пыли, местами с остатками растений.

Трасс представляет трахитовый пемзовый туф из окрестностей Лаазерского озера, желтого, серого или бурого цвета, пористый или почти плотный существенно состоящий из осколков пемзы, обломков трахита, серой вакки и глинистого сланца, песка авгита, роговой обманки, слюды, гаюина; в нем попадаются вполне или наполовину обугленные обломки ветвей. К числу трахитовых туфов относятся также пудроланы, употребляющиеся на изготовление гидравлического цемента.

4) Фонолитовые туфы и брекчии имеют серый цвет и рыхло-землистый характер, содержат разложившиеся осколки стекла, санидина, авгита, роговой обманки, биотита, выветрелые обломки фонолита и иногда пропитаны кальцитом. В некоторых из таких туфов попадаются многочисленные более твердые шарики величиной с горошину, с ядром, представляющим какой либо кристалл. Туф лейцитового фонолита находится к западу от Лаазерского озера: желтоватая или буроватая порода состоит из преобладающих обломков пемзы (обогатых кристаллами лейцита), авгита, редко нефелина, гаюина, санидина, биотита, титавита и мелкозернистой промежуточной массы из осколков стекла и индивидуумов лейцита.

5) Туфы андезитов и порфиритов. Неизменяемые андезитовые туфы кристаллические и кластические сравнительно нетрудно распознать по их минералогическому составу. Плагноклазовые кристаллы здесь великом заменяют щелочные полевые шпаты трахитовых туфов. Присутствие в заметном количестве типичных цветных минералов роговой обманки, гиперстена, авгита тоже очень характерно. Обломки в кластических туфах обнаруживают типичную для андезитов гиалопидитовую структуру и т.д.

Труднее диагноз древних порфиритовых туфов, подвергшихся изменениям. Плагноклаз в них очень часто альбитизирован, цветные минералы превращены в уралит,

хлорит, эпидот. Как вторичный минерал развивается кальцит, также глинистое вещество, серицит и вторичный кварц. От порфировых туфов, туфы порфиритовые отличаются развитием вторичных железисто-материальных минералов главным образом хлорита, а также развитием эпидота, поизита, кальцита. Но это все признаки сближающие их с диабазовыми (древними базальтовыми) туфами, от которых порфиритовые туфы отличить еще труднее.

б) Диабазовые туфы и брекчии представляют грязно-зеленые, зеленовато-серые или бурые породы, землистые или плотные и в последнем случае похожие на диабазовые афаниты, но часто сланцеватые и даже содержание окаменелости; это отвердевший пепел, иногда содержащий обломки и настоящие бомбы диабаза, а также куски других посторонних пород.

Шальштейн представляет диабазовый туф, обычно с примесью к вулканическому материалу или глинистого и известкового; эта порода, обыкновенно сланцеватая, часто содержит осколки диабазовых элементов: плагиоклаза, авгита, роговой обманки, железных руд (особенно ильменита), сильно разложившиеся, а также нередко свежий апатит. Обильные продукты разложения и новообразования представляют кальцит и другие карбонаты, хлорит эпидот, уралит, актинолит и другие вторичные амфиболы.

Иногда порода пятниста от скоплений бурых окислов железа, зеленого хлорита и т.д. Структура более или менее ясно сланцеватая или волокнистая.

Легкая разложимость базальтового материала объясняет то, что в шальштейнах не остается и следов пепловой структуры, но следы более крупных лапши иногда заметны. Под влиянием горообразующих процессов уже в верхней зоне регионального метаморфизма происходит еще большая утрата остатков первоначальной структуры и диабазовые туфы превращаются в зеленые сланцы.

Рыхлые вулканические выбросы отвечающие базальтам распространены во всех действующих и потухших

базальтовых вулканов. Цементация и диагенезис превращают эти продукты в базальтовые туфы разнообразной структуры, типы которой были уже описаны.

Очень чистый базальтовый пепловый туф представляет падагонит-бурая или черноватая также зеленоватая порода часто обильно пропитанная новообразованными цеолитами. В изломе видны блестящие смолистым блеском угловатые и округлые обломки стекла сцементированные более светлым и землистого вида цементом. Стекло легко разлагается с образованием цеолитов.

Известны также туфы щелочных базальтоидных пород. Они такого же почти состава как и базальтовые. Останавливаться на них мы здесь не будем.

3. ГРУППА КРЕМНИСТЫХ ПОРОД.

Под именем кремнистых пород объединяют все слоистые породы, состоящие преимущественно из кремнекислоты, которые заведомо не иластического происхождения, а отчасти биогенного, отчасти являются химическими осадками из воды, отчасти даже еще не установленного достоверно происхождения. Все эти породы небольшого в общем простирания и мощности, хотя в некоторых районах они играют существенную роль в строении местности как напр. яшмы в Ю. Урале. Перед паяльной труской они не плавятся, кислоты на них не действуют, щелочи действуют то очень сильно, то только слабо. Их кремнекислота только отчасти заключается в форме кварца и этот кварц, где он имеется, обнаруживает местами явные признаки вторичного происхождения.

Кремнистые сланцы и яшмы, а также лидит и фта-нит представляют собой плотные не плавящиеся перед паяльной труской, очень твердые породы с изломом плоским или плоскокоряковатым в больших кусках и за-

новистым в малых. Если порода ясно слоиста, то ее называют кремнистым сланцем; если она не обнаруживает слоистости и представляет однородную массивную массу, часто окрашенную в красный и бурый цвета, она получает название яшмы. Состоят эти породы преимущественно из плотного кварца с халцедоном и небольшим количеством спала и вследствие содержания углерода окрашены в серый до черного, цвет в других случаях лимонитом породы окрашены в коричневатый, гематитом в красный и хлоритом в зеленоватый цвет. Особенно типичны красные яшмы, широко распространенные в Южном Урале. Окраска меняется иногда полосами или пятнами. Узкие прожилки белого кварца часто сетью пререзывают породу и придают ей брекчиевидный облик. Содержание углистого вещества не редко значительно, при чем углистое вещество скопляется в трещинах и плоскостях отдельности в виде плоских гнезд сажеобразного порошка. Примеси глинистого вещества, соединения железа или карбонаты не играют скольконибудь заметной роли; все таки иногда количество их делается значительным.

Характерной примесью яшм (преимущественно красных) являются окислы марганца. Они обычны в виде дендритов. Иногда обособляются в виде проседков и прослойков, некоторые из которых настолько крупны, что представляют настоящие месторождения. Серный колчедан в кремнистых сланцах встречается довольно часто, в трещинах иногда также встречаются халлаит, вавеллит и родственные минералы. При выветривании кремнистые сланцы и яшмы покрываются тонкой как бумага корочкой серовато-белого до желтоватого цвета, подобно адияслам, с которыми их легко смешать по внешнему виду, особенно зеленые разновидности. Слоистость, как сказано, ясна в кремнистых сланцах хотя и здесь она проявляется в весьма различной степени; наблюдается также и мелкая складчатость часто в причудливых формах также в некоторых случаях бывает мелкая перемежаемость линзочек кремнистого и глинистого сланца.

Во многих кремнистых сланцах и яшмах обнаружены радиолярии, диатомей и другие организмы. Грантолиты встречаются преимущественно в слоях весьма богатых углистым веществом. Под микроскопом наряду с очень тонкозернистым агрегатом, который определяется как плотный кварц, видны радиальнолучистые формы халцедона. В высшей степени вероятно, что кремнистые сланцы, которые распространены в отложениях древнего палеозоя и до кульма были первоначально биогеновыми породами. Интересно указание на присутствие в некоторых кремнистых сланцах небольшого количества иода. Фтаниты бельгийского каменноугольного известняка, а также некоторые палеозойские кремнистые сланцы Туркестана должно быть являются окремнелыми известняками; подобное окремнение известняков встречается также и в более поздних отложениях.

Весьма интересными с геологической точки зрения являются кремнистые радиоляриевые породы. Примером осадка, который мог служить материалом для таких пород, является миоценовая радиоляриевая земля островов Барбадоса и Тринидада. На Барбадосе осадочная толща начинается фораминиферовыми известняками, которые в верхних частях более обогащаются кремнистыми организмами и переходят в радиоляриевую землю мощностью около 40 метр. Эта рыхлая нежная масса содержащая менее 1% известкового вещества и до 77% SiO_2 . Остальное глина, изредка спикулы губок и диатомей. Над этой толщей залегают опять фораминиферовые известняки с значительной примесью вулканического материала. Известняки находящиеся как ниже, так и выше радиоляриевых отложений сами кремнисты и содержат кремневые стяжения. Над известняками покрывающими радиоляриевую толщу лежит слой в 8 м. красной глины, петрографически похожий на красную глину глубокого моря. На Тринидаде также под радиоляриевыми отложениями залегает глобигериновый мергель. Радиоляриевые осадки более известковисты, чем на Барбадосе.

Древние кремнистые породы (яшмы, фтаниты и т.д.)

отличаются от описанных радиоляриевых осадков тем, что в них главная масса кремнекислоты заключена не в форме самых скелетов радиолярий, которые наоборот, обычно замещены хлоритовым веществом, а в цементе, их вмещающем. Есть кремнистые породы, где остатки радиолярий являются редкостью или даже отсутствуют (как в некоторых фланитах).

Во многих областях, например, на Урале, особенно в южной его половине, можно наблюдать, как кремнистые радиоляриевые породы переслаиваются с туфогенными зеленокаменными породами и с зеленокаменными лавами. Иногда встречаются непрерывные переходы между этими породами, при чем происходит быстрая смена типичных афанитовых радиоляриевых слоев сравнительно грубыми псаммитовыми туфогенными осадками. Такие различные слои иногда чередуются несколько раз. Известны (например в Богезах) случаи переслаивания кремнистых радиоляриевых пород с граувакками. Такое переслаивание свидетельствует о том, что радиоляриевые породы не всегда являются абиссальными отложениями, подобными современным радиоляриевым илам. Невозможно допустить колебания глубин от абиссальных до мелководных, при каких образуются граувакки и псаммитовые туфы. Очевидно, что образование радиоляриевых отложений происходит в пелагических условиях, но не абиссальных. Радиолярии планктонные формы, и не связаны с определенными глубинами.

Весьма замечательна связь яшм и кремнистых сланцев с изверженными диабазовыми породами и их туфами. Кажется весьма правдоподобным предположение, что такой изверженный материал был источником кремнекислоты, из которой построены скелеты этих организмов. Стекловатые массы вулканических пеплов в особенности легко разлагаются и это, повидимому, создает благоприятные условия для развития организмов с кремневым скелетом, какими являются радиолярии.

В других условиях образуются диатомовые породы. Под названием диатомовых пелитов (Naumann) обье-

двоят кремневые породы весьма тонколистоватые, мягкие и легко растирающиеся, светлоокрашенные в желтоватый или серовато-белый цвет. Таков полировальный сланец или трепел. Иногда эти породы совсем рыхлые как кизельгур; инфузорная земля. Полировальный сланец состоит в главной массе из кремневых скорлупок многих видов диатомей, как *Galionella*, *Vacillaria*, *Mavieola*, *Synedra* и так далее. Кремнекислота в них в форме опала, заключает поэтому много воды и имеет очень низкий удельный вес (никогда не превышающий двух). Порода пристаёт к языку и жадно впитывает воду. Происхождением его объясняется содержание органического вещества. Близко родственен полировальному сланцу и „липкий сланец“ (Klebschiefer) Парижского третичного бассейна, известный содержанием менилитовых стяжений. Кизельгур или инфузорная земля это рыхлая мучнистая, реже легко истирающаяся мел- или глиноподобная масса белого, желтого, редко светло-коричневато-го цвета, которая имеет такой же состав, как и трепел. Она встречается именно в зоне торфообразования и часто загрязнена растительными остатками; в трепеле также находят отпечатки листьев. Образование кизельгура и теперь еще продолжается в прудах, морях, реках и у многих морских берегов.

Если диатомовые пелиты содержат еще порядочное количество горючего органического вещества, то они по терминологии, предложенной Потонье, называются диатомовым сапропелем - при более жидкой и диатомовой сапроколой - при более плотной студенистой консистенции органического вещества. В этом органическом веществе жиры составляют существенную часть.

Кремнистая накипь - светлая до ослепительно белой, или же окрашенная окисями металлов очень ярко и пестро, то пористая и рыхлая, то плотная масса аморфного гидрата кремнекислоты гроздевидной или почковидной или же сталактитовой поверхностью. Кремнистая накипь осаждается при устьях горячих источников особенно у гейзеров в вулканических областях, при охлаждении растворителя и при содействии некоторых водорос-

лей. Она часто образует на большом протяжении мощные живописные террасы. Пресноводный кварцит - это светлоокрашенная, обычно желтовато - белая, крупнопористая до нодреватого кремнистая порода, пустоты которой часто облекают корки халцедона. Несмотря на свое дырчатое сложение она довольно прочна: Состоит преимущественно из аморфной кремнекислоты и халцедоновидной. При примеси гальки и песка переходит в песчаники и конгломераты. Значительно распространен в парижском третичном бассейне. Там, где он встречается его охотно применяют для мельничных жерновов, откуда его название жерновой кварцит.

4. ГРУППА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД.

(по Розенбушу и др.)

Глинистые породы представляют пелитовые осадки в более или менее измененном состоянии, в составе которых водные алюмосиликаты группы глин и слюд играют существенную роль. Изменение первоначального изображения осадка состоит во все дальше идущем отвердении его, и он превращается в яснослоистую или же сланцеватую породу при чем параллельно с этим идет образование аутигенных составных частей. Этот процесс может привести к совершенной перекристаллизации породы. Сообразно с этим различают в ряду глинистых пород ряд типов. Так Розенбуш и др. немецкие петрографы различают последовательные стадии: 1) Глина, 2) Сланцеватая глина, 3) Глинистый сланец, 4) Филлит или глинистослюдяной сланец (Tonglimmer schiefer); все эти породы связаны между собой постепенными, незаметными переходами. Эти изменения связаны с давлением, которое прежде всего выражается в развитии сланцеватости в породе. Изменение вещественного состава идет более или менее параллельно с этим. Английские и американские петрографы различают mudstone, который не обла-

дает какой либо сланцеватостью, shale - раскалывающийся в пластинки по первоначальной слоистости породы и slate - с клинажем, который обусловлен динамическими воздействиями на породу и может не совпадать со слоистостью.

Вследствие большой тонкости зерна не удается точно минералогически определить глинистую массу этих пород и во всяком случае как уже было сказано нельзя ее считать целиком за каолин. Многочисленными химическими опытами установлено, что в глинах широкое распространение имеют водные силикаты алюминия, более или менее растворимые или в соляной кислоте или в едких щелочах. Нельзя решить, принадлежат ли они к тому или другому из известковых растворимых в соляной кислоте глинистым минералом (галлуазит, аллофан, коллирит) и вообще представляют ли они собой кристаллические минералы или являются каолиновыми веществами. Аморфный гидрат кремнекислоты в глинах был многократно установлен анализами.

Как механическая примесь всегда в большем или меньшем количестве присутствуют мельчайшие кварцевые песчинки. Увеличение количества песка обуславливает переходы к суглинку и глинистому песку или песчанику. Часто также достоверно устанавливается присутствие частичек полевого шпата также как хлорита, мусковита в тончайших листочках и некоторых других похожих на эти минералы чешуек. Примесь кальцита или доломита, увеличиваясь обуславливает переходы к мергелям, мергелистым сланцам, известково-глинистым сланцам и известковым филлитам. Органические вещества, битуминовые и углистые - часто очень обильны и обуславливают весьма распространенную темную окраску породы. Другие пигменты представляют окислы железа.

Для многих глинистых пород характерно часто значительное содержание тонко рассеянного пирита, продукта действия освобождающегося при разложении организм сероводорода на содержащееся в породе железо.

Сланцеватая глина.

Связующим звеном между глинами, представляющими неизменные пелитовые осадки, и глинистыми сланцами, являющимися отвердевшими и подвергшимися диагенетическим и частью метаморфическим изменениям горными породами, служат те несколько отвердевшие и приобретшие легкую сланцеватость глинистые породы, которые получили название сланцеватых глин. В английской терминологии такие породы уже подходят под понятие shale, но эти два понятия - сланцеватые глины и shale не равнозначны. Shale обозначает также и некоторые из тех пород, которые называют на континенте Европы глинистыми сланцами (Tonschiefer).

Сланцеватая глина отличается от глины большей твердостью, ясной слоистостью и соответственно способностью расщепляться на пластинки. Ее минералогический и химический состав тот же как у глин, так-же же переходы в родственные группы пород. В них также непостоянно содержание щелочей и щелочных земель и также MgO преобладает над CaO и K_2O над Na_2O . Окраска серая до черной, также зеленоватая красная и коричневая и обусловлена теми же пигментами. Те-же и второстепенные и случайные составные части. Углистым сланцем называют часто сланцевые глины, богатые обугленными растительными остатками; они часто встречаются вместе с угольными пластами. Горючие сланцы представляют обычно сланцев. глины, богатые битумами и углистыми веществами Schieferletten или Lettenschiefer немцы называют красные и коричневые виды, легко рассыпающиеся на угловатые кусочки. Сланцеватые глины заменяют обычные глины в более древних отложениях, но распространены также и выше до третичных и ниже до кембрия в связи с другими слоистыми породами, обычно в областях не дислоцированных. В более сильно складчатых областях они отсутствуют совершенно. Здесь их замещают глинистые и глинисто-сланцевые сланцы или филлиты.

Глинистые сланцы.

Глинистые сланцы плотны, не рассыпаются, более или менее слоисты или же сланцеваты, часто листоваты. Они незначительной твердости, на главных плоскостях излома (сланцеватости или слоистости) отличаются матовым блеском в большей или меньшей степени, или реже совсем не блестят, в поперечном изломе не блестят иногда имеют землистый излом. Для невооруженного глаза или ^{под} лупой глинистые сланцы представляются совершенно плотными и однородными. Их окраска преимущественно серая, голубовато или зеленовато-серая до зеленой и зависит или от углистых веществ (серая) или от хлорита или других силикатов (зеленая); фиолетово-красная и красная окраска обуславливается окислами железа, желтоватая до коричневатой водными окислами железа, темно-серая до черной — богатым содержанием углистых примесей. Серный колчедан в кристаллах и конкрециях, кварц в зернах и линзах являются частыми сопутствующими составными частями; реже карбонаты и фосфорит.

На плоскостях слоистости и сланцеватости иногда появляются натечные пленки лимонита. Легкая пловчатость в виде тонкой волнистости на главной плоскости излома очень распространена. Иногда при достаточной тонкости она вызывает своеобразный шелковистый отлив.

Минералогический состав глинистого сланца можно установить микроскопически только отчасти, лучше всего на разрезах, перпендикулярных слоистости или сланцеватости. Существуют, хотя в общем редко, глинистые сланцы, которые ничем существенным не отличаются от сланцеватых глин; другие, совершенно постепенно переходят в филлиты или глинисто-сланцевые сланцы. При исследовании обычного глинистого сланца видны две главные явно кристаллические составные части: кварц в мельчайших зернышках и линзах и бесцветный до зеленоватого слюдястый минерал, принадлежащий к ряду мусковита. Кварц образует округленно-угловатые зер-

на или же плоские линзообразные часто весьма вытянутые агрегаты. Иногда ясно видно кластическое аллотипное происхождение кварцевых зерен (в сланцах типа shale). Но также очень распространены новообразования SiO_2 , повторяющие в микроскопических размерах те же соотношения, которые мы видели у кристаллизованных песчаников, хотя здесь этот процесс не приводит к развитию внешних кристаллических форм. Благодаря этому кластический характер все более и более стирается. Плоские линзообразные агрегаты, плохо видимые в разрезах по плоскостям наложения, благодаря этому процессу превращаются в плотное однородное тело. Светлая слюда в разрезах, перпендикулярны к плоскости наложения или сланцеватости дает удлиненные сечения с ясной спайностью параллельной длинным сторонам сечения; в разрезах по слоистости листочки слюды неправильно ограничены и не обнаруживают спайности. Таким образом, слюда лежит главным образом в плоскости наложения породы.

Нередко ее листочки располагаются розетками вокруг более крупных кварцевых зерен или же обволакивают во всех сторон линзовидные агрегаты кварца. Как третью кристаллическую составную часть глинистые сланцы содержат иногда в небольших количествах хлоритовый минерал. Он образует отдельные чешуйки, листочки и скопления чешуек. Его можно определить по спайности, преломлению и двупреломлению, плеохроизму, отношению к кислотам.

Как случайно минералы, но повидимому весьма распространенные входят рутил и турмалин. Рутил в чрезвычайно маленьких, оптически положительных рельефных иглочках красноватого цвета, также иногда в виде коленчатых двойников, иногда в виде сагенита; турмалин в виде призмочек, почти бесцветных, голубоватых или фиолетовых, которые легко узнать по оптическим свойствам и кристаллической форме. Оба минерала лучше всего изучать в изолированном состоянии; для этого нужно обработать порошок сланца плавиковой

кислотой. Содержание рутила редко превышает 1,5% количество турмалина исчезающе мало. Далее все глинистые сланцы содержат рудные железные минералы и, повидимому, железную слюдку (в листочках, просвечивающих красным, желтым или серым цветом), чаще чем магнетит. Все эти составные части расположены в плоскостях напластования или сланцеватости. Из прочих составных частей чаще всего встречается под микроскопом пирит, часто в очень хороших кристаллах (то куб, то пентагональный додекаэдр, реже различные комбинации). Характерно то, что этот пирит часто бывает окружен радиально расположенными листочками слюды, хлорита или призмочками („стебельками“) кварца. От обломков полевого шпата и хлопьев глины в значительно измененных глинистых сланцах большей частью не остается и следа; они исчезают при метаморфизме очень рано, сохраняясь главным образом в сланцах типа shale. В углистых глинистых сланцах кластический характер сохраняется лучше дольше. Поэтому кварцосытые сланцы и даже так называемый графитоидный гнейс обнаруживает еще ясные следы своего кластического происхождения. Углистое вещество, обычно легко сползающее, весьма распространено в тонком распылении и очень мешает при изучении шлифов, поэтому лучше его предварительно удалить прокаливанием, а окислы железа и др. рудные минералы растворением в кислотах. В конце концов в более измененных глинистых сланцах из первоначальных главных кластических составных частей остается лишь частично кварц. Затем пирит, апатит и другие, встречающиеся иногда случайные минералы тоже не аутигенны, но обнаруживают ясные следы переноса. Подобные следы переноса совершенно отсутствуют у рутила и турмалина.

Вообще о минералогическом составе глинистых сланцев можно сказать, что кластическая основная масса преобладает в сланцах типа shale, находящихся в областях с ненарушенным залеганием или слабо складчатых. В сланцах, которые англичане называют slate эти кластические элементы исчезают, уступая место новообра-

зованиям. И это изменение в минералогическом составе тем сильнее, чем резче выражены тектонические процессы, нарушающие их залегание.

Таким образом эта перекристаллизация вероятно начинается уже при нормальном диагенезисе, но главным образом связана с горообразовательными процессами.

Из того, что сказано о минералогическом составе, уже видно, что микроструктура глинистых сланцев колеблется от кластической часто адиагностической неразличимо - тонкозернистой до микрокристаллической (и притом обычно вследствие развития чешуйчатого серицита - лепидобластовой). В различных прослойках даже в одном и том же шлифе структура может быть различной.

Текстура глинистых сланцев ясная слоистая, причем текстурной плоскостью оказывается или плоскость первичной слоистости или сланцеватости (кливажа) или же они обе совпадают. Иногда чередуются очень тонкие прослой кварца с прослойками глинистых хлопьев, зернышек полевого шпата или же в более измененной породе прослой кварца и серицита. В других случаях в каждом прослое имеются и кварц и другие составные части, только в различных соотношениях. Наконец иногда плоские линзочки одной составной части облекаются также выклинивающимися полосами другой

в этом случае обычно в богатом кварцем сланце кварц образует эти облегающие полосы, а в сланцах бедных кварцем он образует плоские линзы. Своеобразное розетковое расположение некоторых минералов вокруг более крупных зерен кварца, кристаллов пирита или их псевдоморфов (также иногда и другие минералы образуют центр, например гранат) дает ослепляющую текстуру.

Площатость на плоскостях раскола глинистых сланцев в разрезах перпендикулярных к этой плоскости в шлифе выражается в волнообразном изогнутии различных слоев. При этом крылья этих микроскопических

складочек часто бывает сильно вытянуты и утонены, а преслои в седлах и мульдах раздуты: иногда получаются даже микроскопические сбросы и взбросы.

Важным признаком, по которому различаются разновидности глинистых сланцев, является интенсивность сланцеватости и ее отношение к первичной слоистости породы. Мы уже видели, что английские и американские геологи различают два типа сланцев. Shale с сланцеватостью менее напряженной и совпадающей с первичной слоистостью породы, и slate с сланцеватостью более резкой и не совпадающей с слоистостью (или совпадающее с ней случайно в крыльях складок) - кливаж. Французы различают schistes с более грубой сланцеватостью, и ardoises с более тонкой и совершенной, не принимая однако во внимание направление сланцеватости. В общем параллельно с прогрессирующей сланцеватостью меняется, как уже указывалось и минералогический состав, но переходы здесь совершенно постепенны.

Некоторые глинистые породы (shales) обладают весьма мало развитою сланцеватостью, но от глин отличаются заметно большей твердостью. Это обычно темные породы с землистым изломом и плитняковой отдельностью. Их называют аргиллитами. Может быть в русской терминологии их можно было бы называть глинистыми плитняками.

Кровельными сланцами называются очень тонко листоватые и плотные сланцы, раскалывающиеся по ровным плоскостям: они применяются для покрытия крыш. Их совершенная отдельность повидимому всегда отвечает поперечной сланцеватости. Аспидный сланец это кровельный сланец с высоким содержанием углеродистого вещества: вследствие этого он черного цвета и на нем хорошо можно писать. Кровельные и аспидные сланцы являются типичными ardoises французов.

Грифельный сланец - это сланец, колющийся на длинные тонкие стержни вследствие сланцеватости по двум пересекающимся направлениям или же вследствие сланце-

ватости по одному направлению, пересекающему хорошо сохранившуюся слоистость. Рисовальный сланец мягок и богат углем. Им или непосредственно можно писать или же для этого пригодна его отмученная легкая углистая часть.

Глинистые сланцы типа slate обнаруживаются в складчатых свитах всех периодов, начиная от докембрийских и до третичных. В спокойно залегающих свитах они отсутствуют. Здесь соответственные породы представлены сланцами типа shale или сланцеватыми глинами.

От нормальных глинистых сланцев своим химическим и минералогическим составом отличаются разновидности, которые, как это показывают анализы, связаны с ними постепенными переходами и промежуточными членами. Сюда относятся известково-глинистые сланцы, которые соответствуют приблизительно глинистому мергелю. Кальцит в известково-глинистых сланцах обычно образует аллотриоморфно-зернистые агрегаты индивидов с двойниковыми полосками. Доломит, напротив, встречается в идиоморфных рамоэдрах. Глинисто-сланцевая часть этих пород обнаруживает те-же стадии развития, как и нормальные глинистые сланцы.

Квасцовые сланцы. соответствуют красноватым глинам. Это глинистые сланцы черного или буро-черного цвета с высоким содержанием серного колчедана и, большей частью углистых и битуминозных веществ. Они часто содержат акцессорные сульфаты глинозема и сульфаты окиси железа и заключают иногда линзы и гнезда углистого барита, т. называемого гепатита и антраконита (битуминозного вонючего известняка). Многие красцовые сланцы богаты кремнеземом и переходят в кварциты и кремнистые сланцы. Точильными сланцами называют все сланцеватые породы, из которых делают точильные бруски. Они не имеют определенного постоянного состава. Многие из точильных сланцев являются сланцеватыми кварцитами, но наиболее известные и хорошие виды вовсе не являются богатыми SiO_2 . Их при-

менение для этой пели едва ли основывается на со-
держании кварца; можно предположить, что причиной
полезных свойств породы является железный блеск.

Ф и л л и т ы .

Филлиты или глинистослюдяные сланцы представля-
ют наиболее перекристаллизованные глинистые сланцы,
наиболее распространены в верхнем отделе метаморфи-
ческих докембрийских отложений, названном по ним
филлитовой формацией. Они более или менее тонко-лис-
товаты, плоско или волнисто сланцеваты, окрашены в
различные цвета. На плоскостях раскола они блестят.
Часто уже невооруженным глазом видны на этих плоско-
стях мелкие листочки слюды. На тусклых поперечных
изломах часто тоже можно различить, что сланец со-
ставлен существенно из кварца и слюды. Окраска их
иногда белая до светло - желтоватой, но обычно зе-
леновато или голубовато серая, также коричневато -
красная и черная. Окраской филлиты обязаны тем же
пигментам и второстепенным примесям, как глинистые
сланцы, с которыми они связаны постепенными перехо-
дами.

Микроскопическое исследование филлита показыва-
ет, что он состоит также как и глинистый сланец из
светлой, бесцветной до зеленоватой слюды и кварце-
вых зерен в очень изменчивых количествах; меньшее
значение имеет хлоритовый минерал. Величина зерен
этих составных частей значительно крупнее, чем у гли-
нистого сланца и позволяет более точные микроскопи-
ческие и химические определения. На основании их бес-
цветная до зеленоватой слюда считается серицитом, ко-
торый отличается от мусковита некоторыми особенностя-
ми - меньшим углом оптических осей, а химически - за-
метным содержанием окиси железа и ^{отчасти} растворимостью в
серной кислоте.

Вместе с тем должно быть
присутствует, как показывают многие анализы, натро-
вая слюда (парагонит), во многих породах даже господ-
ствующая. Как показывают шлифы сделанные по сланцевато-

сти и перпендикулярно к ней эти слюды бывают ограничены базисом, а остальные кристаллические грани по-видимому отсутствуют; базис их лежит в плоскости сланцеватости. Кварц входит в совершенно таких же формах как и глинистых сланцев, но он здесь обычно более грубозернист и не имеет признаков кластического аллотригенного происхождения; наиболее часто сохраняется аллотригенный характер кварца в очень углистых породах. Хлоритовая составная часть растворяется в соляной кислоте; она обладает теми же свойствами, что и в глинистых сланцах, только ее листочки и чешуй крупнее; лежат они также в плоскости сланцеватости.

Как второстепенные составные части филлиты как и глинистые сланцы содержат рутил в крошечных игольчатых, коленчатых двойниках и сафенитовых образованиях и турмалин. Как случайная составная часть имеет широкое распространение пирит и псевдоморфозы по нему (гетит); они также часто являются текстурными центрами.* Гранат в ромбических додекаэдрах в нормальных филлитах встречается редко и только в ничтожном количестве. Углистое вещество входит частью в виде угля, как в глинистых сланцах, частью как графитоид ($C = 99,76, H = 0,24$), а во многих породах и под влиянием местных условий в виде графита. Полевой шпат встречается гораздо реже, чем его можно было бы ожидать. Он частью в аллотриоморфных зернах перемежая с кварцем и слюдой, частью в более крупных индивидах более или менее идиоморфных очертаний, образуя как бы вкрапленные. Анализ показали, что он относится большей частью к альбиту. Характерно для него то, что он здесь образует лишь простые двойники, полисинтетические отсутствуют; нередко отсутствуют и простые двойниковые сростания. Менее достоверно доказано присутствие ортоклаза. В большинстве филлитов полевой шпат совершенно отсутствует. В филлитах многих областей распространенной составной частью является хлоритоид и оттрепат, которые встречаются в идиоморфных больших индивидах или в сплюснутых линзообразных зернах хорошо видимых простым глазом. Сильно раскристаллизованные филлиты, при-
*) Вокруг которых нарастают ветви более крупных кристаллов кварца, хлорита или слюды.

ближавшиеся к слюдяным сланцам часто содержат бурую магнетитовую слюду, частью в неправильных листочках, частью в гексагональных табличках. Как только появляется эта слюда, сейчас же исчезает хлорит, совершенно как при контактовом метаморфозе глинистых сланцев и филлитов. Чрезвычайно характерно, что все эти порфиробластовые минералы: альбит, хлоритовид и оттрепит, гранат и магнетитовая слюда: 1) располагаются не по плоскостям сланцеватости, а беспорядочно, 2) содержат включения нормальных составных частей филлита (особенно кварц, рутил и турмалин). 3) Расположение этих включений не отвечает строению заключаемого минерала, оно напр. не зонально, а наоборот следует лишь плоскостям сланцеватости филлита.

Эти минералы являются уже очевидными продуктами метаморфизма.

Все филлиты содержат небольшие количества железнорудных минералов и именно повидимому чаще магнетит, чем железный блеск. Их количество может быть значительно.

Структура филлита обнаруживает все структурные соотношения глинистых сланцев, при чем все эти соотношения вследствие большей кристалличности (здесь еще яснее. Уже отмечено совершенное присутствие в глинистых сланцах порфиробластов крупных полевых шпатов, олигита и т.д. И в глинистых сланцах и в филлитах части сдвига и трещины, возникшие при процессах складчатости и имеющие часто микроскопические размеры. Обычно они заполнены кварцем, часто местами наростом на стенках трещины.

Как видно из описания минералогического состава и структура филлитов это уже метаморфизованные породы. Они с равным правом могут рассматриваться и в группе пород осадочных и в группе метаморфических, где они являются наиболее распространенными представителями пород верхней зоны метаморфизма. Там мы их рассмотрим подробнее, а сейчас ограничимся лишь краткими указаниями со их систематике.

Среди филлитов выделяют особо серицитовые сланцы. Это породы обычно более светлые, чем собственно филлиты и в них ясно видно, что главной составной частью их является серицит.

Известковыми филлитами называют такие в которых кальцит примешан в качестве существенной составной части.

Существуют углистые и графитовые филлиты, содержащие в виде примеси эти вещества.

В кварцитовых филлитах много кварца, и они переходят в кварциты.

Наконец филлиты с порфиросластами метаморфических минералов различают по характеру последних: оупшатовые филлиты, пиритовые филлиты, гранатовые, хлоритовые, полевошпатовые, биотитовые.

5. КАРБОНАТОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ.

(по Ж. Лаппарану).

Они обыкновенно представлены известняками, доломитовыми известняками и доломитами. Анкерит в них встречается редко. Некоторые богаты карбонатом железа. (сидерит) и представляют железные руды. Но это во первых вторично измененные породы, а кроме того, представляя руды, они не входят в наше рассмотрение здесь. В большинстве же случаев карбонатные осадочные породы - известковые и представляют известняки, с которых мы и начнем.

Различные разновидности, обусловленные присутствием того или другого особого элемента, представляют виды переходные к другим типам пород: известняки доломитовые, кремнистые, фосфоритовые, глауконитовые, глинистые, являющиеся переходными к породам, где существенной составной частью будет доломит, кремнезем, фосфат извести, глауконит, глинистое вещество; многие из этих элементов могут впрочем существовать

совместно, при чем карбонат извести может играть лишь второстепенную роль в смысле самостоятельного минерала.

О структуре известняков.

Есть известняки, в которых известковые остатки организмов играют главную роль: они состоят из накопления этих организмов. Есть другие, где эти остатки организмов играют лишь второстепенную роль или даже совсем отсутствуют.

В первом случае организмы могут быть или целые или в виде обломков, окатанных или угловатых. Вид организмов определяет в большинстве случаев форму нахождения образующего его карбоната извести. Зная, что это за организмы, мы знаем также какие преобразования должен был претерпеть их скелет, если они принадлежат к числу тех, которые не остались неизменными. Строение известняка зависит от природы остатков организмов и степени их сохранности.

Во втором случае строение известняка зависит от формы нахождения карбоната извести, составляющего его массу и различных его структурных видоизменений, которых мы уже касались в общей части. Некоторые известняки состоят исключительно из кристаллических масс кальцита, размеры зерен которого варьируют от крупинки хорошо видимой простым глазом, до зерна, различаемого лишь под микроскопом. В целом породы видны ослепящие спайные плоскости отдельных зерен. Это строение мраморов, но оно свойственно не только древнему статуйному мрамору: это строение встречается и во многих других известняках, содержащих окаменелости или без них. В противоположность мрамору, такие известняки обнаруживают часто довольно большую неправильность в размерах зерен. В мраморах они представляют на вид мозаику обычно паваллотрисомфных зерен. В другом виде кальцит известняка принимает форму мелких зерен-гравул, которые различимы лишь под микроскопом. Иногда можно заметить в них кристаллическую форму и мы видим или очень мелкие ромбоэдри

или крошечные скаленоздры, усложненные деформационными гранями, которые придает им вид мелких округлых зерен. Зерна эти непосредственно прилегая одно к другому перекрывают в плите одно другое и представляют как бы аггломераты пылинок. Они образуют, например, главное вещество литографских известняков. Во многих известняках они часто встречаются вместе с карбонатом извести, более крупно кристаллическим и в таком случае часто собраны в небольшие массы, напоминающие по виду сгустки. Мы знаем, что эти мелкие зерна гранулы образуют также вещество раковин некоторых фораминифер. Они похожи на те зернышки, которые получаются как результат действия перфорирующих водорослей на оболочки раковин моллюсков.

Эти различные типы структур известняка были указаны в общей части под названием кристаллической, тонкозернистой и сгустковой. Далее в некоторых известняках распространена подробно описанная в своем месте структура солистая.

Известняки петрографически могут различаться по тем особенностям, которые характеризуют их главную составляющую часть. Этими особенностями могут быть: природа органических остатков, составляющих известняк, или его структура, или то и другое вместе. Кроме того по составу можно различать чистые известняки от нечистых, содержащих различные не известковые примеси.

О диагенетических изменениях и затвердении известняков.

Известковые осадки, сложившиеся первоначально на дне бассейнов в пластичном состоянии, делаются связными и превращаются в горную породу путем перекристаллизации. Вещество их нормально проходит эволюцию от аморфного состояния к кристаллическому без какого либо привнесения вазе цементующего карбоната известняка. В солистом известняке промежутки между осадочными заполняются кальцитом. Этот кальцитовый

цемент образуется также во всех известняках, где существенная часть породы состоит из органических обломков, но иногда его получается не в достаточном количестве чтобы придать осадку прочность твердой породы. Мы видим, что кальцит этого цемента кристаллизуется, нарастая на частицы первичного материала осадка, и что он при этом часто ориентируется в зависимости от их очертаний, но мы не знаем в точности сущности происходящих при этом процессов реакций. Мы знаем, что из среды, на счет которой он кристаллизовался, может получиться также иногда и кремнезем и что последний нарастает на зернах кварца, которые, в виде обломочных элементов, находились в отложении. Затверждение таких известковых отложений превращает осадочный слой в твердую горную породу. Отдельные пласты известняка последовательно налегают один на другой. Как уже упоминалось в своем месте, иногда бывает, что в каком либо из слоев известняка находятся обломки того же петрографического состава, обуславливающие в некоторых случаях ореховидную текстуру. Этот факт указывает на обстрету такого диагенетического затвердевания отложения, еще на месте отложения. Известняки также нередко обнаруживают в своей массе поверхности разрыва, сечение которых дает неправильные зубчатые линии. Таково, по Лашарану, образование стилолитов.

Их возникновение вызвано со сдвигами известковой массы в период ее затвердения. Общее направление параллельно наслоению и они часто связаны с отложением очень тонких слоев глинистых или углистых. В очень многих морских отложениях с фораминиферами замечается образование мелких ромбоэдров кальцита, часто заключенных в кремнистом веществе. Ромбоэдры образовались там, где было вещество протоплазмы фораминифер, и кремнезем пропитывает это самое вещество, воспроизводя его форму. Часто также мы видим как кремнезем образует отпечатки остатков других организмов, не имеющих собственного минерального вещества в соста-

ве (водоросли). Образование ромбоэдров шальгита, в тех условиях как указано, очевидно, произошло в период разложения органической материи. В своем месте уже указывалось, что выделение аммонийных солей вызывает осаждение карбоната извести из раствора сульфатов в морской воде. Что касается до кремнезема, пропитывавшего органические остатки, то он так точно воспроизводит их формы, что нам приходится заключить, что кремнезем заместил уже со времени их погребения в массе породы.

Окремнение известняков, часто сильно развитое, ставит сразу же задачи о источнике кремнезема и о его отложении. В кремнистых известняках, где кремнезем пропитал вещество органических остатков, можно заметить, что кремнистые прослойки постоянно связаны с глинистым веществом таким же как то, которое заключено в массе глинистых и мергелистых известняков. Эти кремнистые прослойки образованы из халцедона, обычно криптокристаллического, вместе с некоторым количеством опала. Лаппаран и другие авторы думают, что источником кремнезема может служить разложение вещества силикатов глинистого материала. Разложившись под действием жизнедеятельности некоторых организмов, как это происходит в хорошо известном случае развития диатомовых, материал этот служит первичным источником кремнезема, который идет на образования скелетных частей организмов; он фиксируется разлагающим ^{са)} органическим веществом, как протоплазмы фораминифер или студенистое вещество водорослей. Так могут накапливаться первично кремнистые известковые отложения. Пропитывавший органические остатки кремнезем отвердевает или на том же месте, где он отложился, или после концентрируется в отложении в некоторых отдельных частях. В первом случае образуются кремнистые известняки с радиоляриями или фораминиферами или со спикулами, во втором, образуются известняки с кремнями.

Образование известняков с кремнями показывает всю сложность процесса отложения кремнезема; мы ви-

дим, что последний, концентрируясь в некоторых отдельных частях осадка замещает собой известковые организмы, нередко образуя как бы псевдоморфозы этих организмов. Не совсем ясно однако каким образом произошло это замещение, и в каком виде кремнезем циркулировал в породе.

Наблюдая большое число кремней или кремнистых известняков, можно тем не менее заключить, что кремнезем, там где мы его видим, находился ранее в каком то состоянии несколько отличном от кристаллического или твердого скрытокристаллического. Возможно, что кремнезем первоначально был в коллоидальном состоянии.

известняки чистые.

известняки кристаллически зернистые. Они состоят из мозаики зерен кальцита и иногда имеют микроскопически сахаровидную структуру. В последнем случае они представляют мраморы. Таковы классические мраморы Каррары в итальянских Аппенин мезозойского возраста; таков в Греции мрамор Пентеликон о, таков наконец, мрамор Пароса, составляющий часть формации кристаллических сланцев. Среди палеозойских и более древних пород мраморы нередки, хотя часто зерно таких мраморов слишком неправильно, чтоб употреблять его для целей скульптурных.

Все эти кристаллические известняки представляют по видимому продукт перекристаллизации первоначального осадочного материала. Они локализованы в областях энергичного складкообразования. Многие из них переходят в мраморы, содержащие разные минералы, которые несомненно являются продуктами метаморфизма.

Если известняки, о которых идет речь, обязаны своим современным состоянием метаморфизму, преобразовавшему их вещество, то, с другой стороны, есть другие известняки, зернистый и кристаллический характер которых вызван нормальным развитием осадка, из которого они произошли. Такими, например, совсем молодые известняки Среднего Олигоцена в Эльзасе. Они

образуют темные или розоватые пласты из маленьких кристаллов несколько железистого кальцита, индивиду которого окаймляют друзы, заполненные битумом. Кристаллы имеют форму скаленоздров, но иногда на них правильно ориентируясь нарастает вторичный кальцит и перода, переставая быть друзовой, становится компактным кристаллическим известняком. Эти кристаллические известняки находятся в связи с пластами мягкого известняка с кремнистыми жилками, с песчаником, с лигнитами, и во всей этой свите встречается фауна солоноватых вод. Известняки эти принимают иногда солитовую структуру.

Тонко-зернистые известняки.

(Calcaires granuleux).

Под этим названием подразумеваются те известняки, которые главным образом состоят из скопления очень мелких зерен (грануль) кальцита, и во всей своей массе представляют уже описанную выше под этим названием структуру. Эти известняки очень распространены: они часто содержат ископаемые остатки, но эти ископаемые играют тут лишь второстепенную роль, и не являются существенной частью того петрографического типа, который можно назвать этим термином. Их сильная мелкозернистость придает им макроскопически компактный вид. Многие из них содержат некоторую примесь алюмо силикатового вещества и образуют то, что называется литографским известняком.

Мелкие зернышки кальцита, составляющие существенную часть тонкозернистых известняков, очень похожи на те, которые вырабатываются за счет разных известковых органических обломков, подвергавшихся действию перфорирующих и облекающих водорослей. Возможно, что и в данном случае они являются продуктом жизнедеятельности организмов, благодаря которой, как уже говорилось в своем месте, углекислая известь может выделяться из растворов других ее солей, главным образом сульфата, заключенного в морской воде.

При растворении в кислотах некоторые из тонкозернистых литографических известняков, например, известняки из триаса Эльзаса, как указывает Лаппаран, дают небольшой остаток, состоящий главным образом из очень мелких кристаллов кварца и калиевого полевого шпата: первые переполнены зернами кальцита, которые они захватывают в виде вростков, кристаллизуясь; вторые лишены зерен, но богаты газовыми включениями лимонно-розового оттенка. Немного кристаллов рутила, и небольшое количество глины, представляют единственные элементы, остающиеся от растворения этих известняков.

Оолитовые известняки.

Они очень распространены. Их встречают среди отложений всех периодов, но в средней юре они образуют в Западной Европе настолько значительные массы и пласты такого протяжения, что название это часто применяется к одному из ярусов этой эпохи.

Оолитовая структура уже была описана раньше. В качестве примера рассмотрим еще типичный юрский оолит.

Ядра оолитов, т.е. посторонние тела, на которые нарастают чешуйки оолита, представляют остатки криноид или морских ежей, остатки брахиопод, гастропод, всегда перекристаллизованных, остатки створок устриц, мананки или фораминиферы. Общая форма оолита определяется самою формой ядра. Вокруг этого ядра мы видим нарастание концентрических слоев оолита. Слои эти почти прозрачные или к ним примешаны мелкие известковые зерна. Зерна эти сами распределены группами, расположенными по лучам оолита и концентрически по его чешуйкам.

Не все органические остатки непременно окутаны ктипентом; встречаются обломки устриц и куски других пластинчатожабровых в голом виде. На некоторых мы видим следы организмов в форме трубочек, часто заг^{ибающихся} обратно. Некоторые обломки могут быть

соединены между собою такими трубчатыми организмами. То-же происходит и с оолитами. Трубчатые образования сами (заполнены мозаичным кальцитом; стенка же их является агрегатом мелких зернышек кальцита.

Что касается цемента, скрепляющего все материалы породы, то он состоит из кристаллически зернистого мозаичного кальцита иногда довольно крупного зерна. Этот кальцит ориентируется в некоторых случаях по соседству с остатками створок моллюсков, как и индивиды кальцита, образующие самую раковину.

Отметим, наконец, что значительное количество обломков раковин моллюсков просверлено тонкими водорослями, свернутыми клубком; Диаметр обволакивающих трубчатых наростов двойной или тройной по сравнению с просверливающим водорослью.

Таков юрский оолит. На него можно смотреть как на типичный оолит, мало измененные оолиты мы встречаем среди третичных отложений, среди палеозоя они обычно сильно изменены.

Очень часто встречаются оолитовые слои, которые представляют особый интерес тем, что образуют слои перемежающиеся с образованиями другого рода. Напр. слой оолита лежит между слоями преимущественно раковинного или полипнякового известняка. В некоторых случаях оолитовые образования не представляют целиком всего слоя, но лишь мало мощные прослойки налегающее один на другой и составляющие вместе с слоями известняка другого вида один общий пласт горной породы. В общем эти пласты или слои оолита достигают в горизонтальном направлении большого протяжения.

С точки зрения петрографической древние оолиты далеко не все тождественны; можно различать ряд типов. В значительной мере разнообразие оолитов древних зависит от степени и характера их изменения. Перекристаллизация приводит к развитию сначала радиально лучистого строения. Удлиненные призматические кальцита, замещающего арагонит, располагаются нормально к слоям первичного неизмененного оолита.

Дальнейшее изменение и перекристаллизация уничтожает и эту структуру, превращая соли в скопления более или менее крупных зерен карбоната.

В организмах в трубчатой формы ассоциация которых с солитами уже отмечалась, можно предполагать ряды ячеек обволакивающих водорослей. Их твердая стенка, благодаря которой сохранились их следы не всегда состоит из зерен кальцита, как мы видели в юрском солите: в солитовых фашиях раковинного известняка Эльзаса и Лотарингии они образуют как бы панцыри из кварца и полевого шпата с примесью некоторого количества чешуйчатого глинистого вещества и крошечных призм рутила, кристаллы которых тождественны с теми, которые встречаются и в зернистых известняках того же яруса тех же районов. Их хорошо можно наблюдать и в солитовых известняках, которые позднее превратились в доломиты и в которых, несмотря на то, что доломитизация совершенно уничтожила первоначальную структуру известняка, форма солитов сохранилась благодаря этим кремнистым оболочкам.

Известняки обломочные.

(calcaires graveleux).

Только что приведенные три типа известняков не должны непременно содержать органических остатков. Хотя очень часто случается, что в солитовых известняках ядрами солитов служат остатки органического происхождения, но есть среди них такие, где ядра состоят исключительно из минеральных остатков, из зерен кварца или небольших кусочков глинистого песчаника. Известняки чисто солитовые обычно представляют соли достаточно развитые в том смысле, что несколько оболочек прикрывают ядра; но есть и такие, где замечается лишь начальная стадия образования солитов. В таких случаях ядра их состоят из значительных осколков раковин. Эти остатки образуют обыкновенно более или менее окатанные зерна, на которых отложились тонкая известковая (арAGONитовая) оболоч-

ка, но много и таких остатков без покрова. Таким путем оолитовые известняки иногда переходят в известняки, состоящие из обломков (песчинок) известковых раковин. Известняк имеет обломочную структуру, но состоит главным образом из органических остатков. Этот тип и называется собственно обломочным известняком (*calcaire débris*). Такие известняки распространены во всей серии осадочных пород. В некоторых обломочных известняках попадаются фораминиферы.

Обломочные известняки с наиболее крупным зерном являются приобретенными отложениями. Они часто связаны с пластами или линзами конгломератов, пуддингов, в состав которых входят различные элементы. Петрографически они даже иногда переходят в эти слои. Те из известняков, зерно которых наиболее мелко, и в которых иногда попадаются фораминиферы, образовались далеко от берега. Когда зерно их становится еще мельче, элементы, составляющие их принимают характер тонкого детритуса; они переполняются фораминиферами и переходят в фораминиферовые известняки.

Характерной чертой небольших скатанных обломков, образующих эти обломочные известняки является частое присутствие в них перфорирующих водерослей. Такие обломки известковых раковин и т.п. благодаря этому скатаны коркой из мелких зернышек (грануль) кальцита, которые внедряются в них и придают им в шлифах особо типичный вид. Когда обломочные известняки переходят в фораминиферовые и теряют свой типичный вид, от обломков органических скелетов остаются небольшие отдельные осколки; тогда не наблюдается действия перфорирующих водерослей: последние действовали лишь в определенных батиметрических условиях при малой глубине воды. Во многих обломочных известняках сильно развит кальцитовый цемент. Они представляют иногда кристаллический вид. В них попадаются зерна кварца в качестве продуктов обломочного происхождения, которые иногда растут уже в породе за счет притока вторичного кремнезема: в результате получается, что образуются кристаллы кварца, но иногда в этих извест-

няках образуются местами очень мелкие кристаллы кварца, при чем не заметно, чтобы происхождение их было вызвано каким либо обломочным ядром; они обыкновенно дымчатого оттенка. Иногда также их сопровождают кристаллы полевого шпата.

Описанные обломочные известняки образуют определенную петрографическую группу независимо от природы организмов, обломки которых составляют осадочный материал породы. Рассмотрим теперь те известняки, характеристика которых зависит главным образом от структуры и микротекстуры содержащихся в них элементов органических остатков.

Раковинные известняки.

Раковинные известняки получаются от затвердения сложенных, состоящих главным образом из накопления раковин, принадлежавших таким организмам, как моллюски, брахиоподы или остракоды. Эти раковины могут быть или в целом виде или в обломках. Понятно, что соответственно природе группы преобладающих организмов меняется и вид известняка. Так например известняк состоящий из накопления тонких двустворчатых раковин, несомненно будет сильно отличаться от известняка, состоящего из гастропод или известняка с толстыми раковинами рудистов. Условия fossilization организмов тоже способствует изменению внешнего вида известняка. Известняки с пластинчатожаберными дают вообще массивные породы, в которых сохраняется первоначальная текстура организмов; известняки же с гастроподами, напротив представляют то компактные известняки, то известняки пористые, смотря по тому, произошла ли перекристаллизация раковин во время затвердения отложения, или же, если она не произошла в тот момент, вещество могло раствориться позднее, и осталась порода с их внутренними ядрами.

Ниже будет дана характеристика некоторых типов раковинных известняков, далеко не исчерпывающая всего их разнообразия. При этом речь будет лишь о морских отложениях. Об озерных будет сказано ниже.

Среди раковинных известняков часто обозначают под

названием ракушников те, которые состоят главным образом из двустворчатых раковин, а принадлежат к тому же или родственным видам.

Обратимся сперва к одному из наиболее типичных известняков, а именно на классический „Muschelkalk“ триаса. Самый распространенный тип раковинного известняка состоит из крупных раковин пластинчатожаберных, гастропод и брахиопод вместе с остатками криноидей, цементированных массой зернистого известняка. В некоторых случаях обломки раковин из перекристаллизованного кальцита или кремнеземные сопровождаются сгустками тонко зернистого известняка, многочисленными внутренними ядрами остракод состоящих тоже из тонко зернистой известковой массы, и гастропод, внутренность раковины которых заполнена тем же известняком; все это цементировано массой мозаичного кальцита.

Среди каменноугольных известняков раковинные известняки богаты *Productus* "ами и остатками *Spirifer* "ов, обыкновенно в сопровождении члеников криноид. Встречаются там некоторые фораминиферы: фузулины, *Endothyra* и Швагерины, также обломки кристаллов - табулат. Все эти материалы скреплены цементом из смеси тонко зернистого известняка и крупно кристаллического кальцита, кристаллы которого ориентируются как и те, которые составляют членики криноид.

Нередко в разных отложениях встречаются известняки, составленные из накоплений пластинчатожаберных в частности устричных раковин. Они образуют ракушники.

Есть раковинные известняки, состоящие главным образом из гастропод. Раковины этих организмов перекристаллизуются или же разрушаются и остаются лишь внутренние ядра их. В первом случае часто можно заметить, что вещество цементирующее перекристаллизованые раковины состоит из мозаичного кальцита, так что порода в массе представляет совершенно кристаллический вид. Во втором случае порода представляет

ся пористой.

Рудистовые известняки меловых отложений южных стран, тоже относятся к раковинным известнякам, если смотреть на них с точки зрения содержания их этих организмов; но если рассматривать массу, которая скрепляет раковины и образует главную толщу породы, то в некоторых типах видно, что она преимущественно состоит из фораминиферового известняка. Некоторые известняки с рудистами и некоторые устричные ракушники являются результатом развития этих организмов в том самом месте, где мы их наблюдаем. Они являются так называемыми строющими организмами но такими строющими организмами являются не одни они. Еще в большей степени такими известняками являются коралловые или полипняковые.

Известняки с остракодами представляют тоже очевидно раковинные известняки, но характер их проявляется лишь при микроскопическом изучении породы в шлифах. Остракоды представляют довольно обычные составные части известняков, и мы встречаем их во многих разновидностях.

Некоторые известняки, называемые „остракодовыми“ получили свое название по термину палеонтологическому, чтобы только указать, что они содержат эти организмы; но есть известняки, где остракоды составляют существенную составную часть их, и которые и с петрографической точки зрения следует назвать остракодовыми известняками. Они образуются из массы или мозаичного кальцита, или очень мелкозернистого известняка, или даже известняка тонко зернистого, в среде которого мы видим тонкие раковины остракод. Их внутреннее ядро часто состоит из мозаики зерен кальцита, если известняк цемента очень мелкозернистый или тонкозернистый или же, наоборот, из тонкозернистого известкового агрегата, если известняк цемента более крупно кристаллический.

Известняки криноидные.

Обломки криноидей часто встречаются в раковинных известняках, но есть фаши почти исключительно составленные из них. Название криноидных известняков следует придавать таким, которые характеризуются латеральным изломом свойственным членикам этих организмов, и название это обычно распространяется на все известняки, обладающие таким характером, будь они составлены из обломков криноид или обломков эриноидей.

Криноидные известняки переходят или в тонко зернистые известняки или раковинные известняки и с тонкозернистой массой.

Известняки с криноидами очень распространены среди пород каменноугольного известняка англо-франко-бельгийского. То что в Бельгии называют Petit granite представляет известняк, почти исключительно составленный из члеников криноидей и он образует мощные пласты в Турнейском ярусе. Но есть известняки с криноидами каменноугольного периода и другие, в которых вместе с этими организмами встречаются многие другие как например мшанки, брахиоподы, фораминиферы и даже местами они обогащены оолитами; различные, составляющие их материалы, нередко принимают вид небольших галек. Так криноидные известняки переходят в известняки обломочные.

Рассматривая известняки с криноидами с точки зрения их происхождения, можно разделить их на две категории: с одной стороны те, которые образовались накоплениями более или менее на месте остатков криноид, с другой те, которые состоят из обломков криноид скатанных и смешанных с другими организмами и завесенных течением более или менее далеко от места где они жили.

К первой категории принадлежат некоторые известняки соединенные с ясно рифовыми образованиями, коралловыми или мшанковыми. Некоторые тесно связаны со строматопоровыми, в которые переходят и которые про-

изоли от разрушения прежних рифов.

Мшанковые известняки.

Как уже говорилось, мшанки встречаются в составе многих известняков, но есть такие, которые состоят главным образом из организмов этого типа. Такого рода отложения довольно распространены среди осадочных пород. Иногда в мшанковых известняках также встречаются и фораминиферы.

Рифовые известняки.

Как уже было сказано, некоторые известняки образовались путем накопления организмов, живших на определенном месте, развитие которых вызвало накопление известкового слоя (каковыми являются известняки с рудистами и устричные ракушники). Такие организмы называют стромболи известняки. Эти образования можно сравнить с современными образованиями известными под названием „санки“. Эти образования получаются путем накопления скелетов организмов, независимых один от другого в своем развитии, и потому не представляющих характера рифа. Этот последний свойствен образованиям, которые получаются благодаря непрерывному развитию одной или нескольких групп организмов, продолжавшемуся от основания пласта до вершины его. Таковы известняки коралловые или известняки из гидроидных полипняков.

Рифовые известняки образуют в недрах того отложения, где находятся. Они образуют как бы скалистые гряды, которые прорезывают толщу нескольких слоев и которые коренятся в осадках, лежащих в их основании. Масса этих гряд сложного состава, составлена из разнородных материалов. Иногда удается подметить некоторые отдельные фазы их развития. Так Delhaue, изучая в девоне Арденн рифы с *Asercularia* напел, что их образование начинается с накопления полипняков, заключенных в осадках лежащих в основании рифа; тут уже проявляется слабое бугорчатое нарастание рифа.

Выше наблюдаются перемежающиеся зоны строматопор, мшанок, губковых образований с зонами из колоний *Zoantaria* и *Alcyonaria*, масса которых погружена в иле из остатков кораллов. Полипники отличаются большой неправильностью формы и проявляют тенденцию разрастаться вверху, придавая таким образом толщу рифу. В тех частях, где не развиваются полипники, и которые образуют как бы карманы в известняке, в изобилии находят раковины. По бокам рифа залегают сланцы с желваками известняка, расположенными неправильно и являющимися следами прежних обвалов.

Рифы с *Hydrozoa* этих районов представляют ту же форму. Они состоят из значительных масс строматопор вместе с большим количеством водорослей из семейства сифоней. Тут же встречаются *Favosites* и *Syathophyllum*, но разбросанные по отдельности, раковины брахиопод и несколько маленьких гастропод.

Вообще эти рифовые бугры покоятся на наслоенных известняках и прикрыты глинистыми известняками или сланцами. Такого рода ископаемые рифы вообще очень распространены в осадочных отложениях, и площадь распространения их в различные эпохи были изучены различными авторами. Иногда рифы совершенно разрушены и их известняки переходят в обломочные известняки.

Мы видели рифы, как образование более мощное, чем тогда нескольких слоев осадков, но есть образования рифового характера, которые образуют банки породы большого протяжения; это рифовые банки.

Некоторые залежи известняков с *Hydrozoa* принадлежат к этой категории. *Hydrozoa* в форме древовидных разветвлений, покоятся на другого типа известняках и развиваются, не достигая значительной высоты. Такие известняки обладают ясно выраженной слоистой текстурой. Вещество их состоит из тонкозернистого карбоната извести того же типа как в фораминиферах с молочно-белыми и фарфоровыми раковинами. В массе их иногда образуется волокнистый кремнезем, а на границе их со вмещающим известняком крупно кристаллический кальцит. В отдельных случаях мощность таких по-

липняков значительнее и достигает около 4 метров; в этом случае они иногда становятся брекчиевыми в верхней части.

Другие известняки - во образованные существенно кораллами - представляют также характер рифовых банок.

Характер рифовых банок иногда менее ясно выражен в пластах известняка, тогда просто говорят о „коралловом горизонте“.

Фораминиферовые известняки.

В большом числе известняков, описанных нами выше, местами встречаются фораминиферы; но бывает случай когда эти организмы настолько обильны, что почти одни сами по себе являются материалом для образования известняков, часто исключая даже все остальные организмы. Это фораминиферовые известняки. Есть среди этой категории и такие, которые состоят из нескольких видов той же группы и другие, где преобладает какой-либо один вид фораминифер; фораминиферовые известняки залегают иногда на очень большом протяжении, при этом многократно повторяются, образуя последовательными слоями и таким образом образуя мощную серию отложений.

Мы не будем останавливаться на описании различных фораминиферовых известняков. Их главные петрографические особенности очевидно определяются природой тех фораминифер, из которых они образованы. Некоторые из них образуют важные стратиграфические горизонты. Достаточно вспомнить фузулиновые и ввагерииновые известняки и каменноугольных отложений или пумулитовые известняки третичной системы. В фораминиферовых известняках попадаются остатки и других окаменелостей (брахиоподы, криноиды и др.). Некоторые представители писчего мела являются также фораминиферовыми известняками.

Мел (писчий мел) вообще представляет мягкую разновидность известняка, который можно писать. В большинстве случаев, это фораминиферовые известняки, в

которых кроме скорлупок фораминифер (глобигеринны и др.) встречаются также большей частью в виде обломков раковины моллюсков, остатки иглокожих, мшанок, кораллов и т.д., а также многочисленные кокколиты и гранулы и ключья тонкозернистого известняка. В мелу нередко встречаются кремнистые конкреции, некоторые мела мергелисты, в других встречается примесь глауконита.

Литотамниевые известняки.

Lithothamnium часто достаточно обильны в известняках, чтобы служить для их характеристики, но они обыкновенно не представляют их исключительной составной части. Вместе с остатками этих водорослей в таких известняках нередки и фораминиферы и другие органические остатки.

Известняки флагеллятовые.

Под этим названием мы подразумеваем известняки, масса которых как бы целиком образована скоплением рабдолитами и кокколитами. Некоторые из них, содержащие остатки иглокожих или радиолярий, образуют твердые известняки, очень мелкозернистые, в нижних меловых пластах Майорки. С другой стороны тот же состав свойственен и другим, очень тонким поропковатым мелям, как например, мел Медона. Мы видим там кроме того мелкие ромбоэдри кальцита и глобигеринны.

Известняки кремнистые и кремни

подчиненные известнякам.

Известняки со спикулами губок. Кремнистые известняки очень распространены. Это название придают тем и выделяют из типа чистых известняков лишь те, где содержание кремнезема не менее 15%. Некоторые кремнистые известняки очень твердые и с занозистым изломом, образуют слои, среди других разновидностей известняка. В массе породы мы в таких известняках нередко видим под микроскопом большое количество стекловидных

кремнистых спикул губок, чаще всего монактинеллидных. Спикулы губок иногда превращены в кальцит, а вместо того сама масса известняка становится кремнистой, содержа нередко до 20% SiO_2 . Этот кремнезем не видим непосредственно в известняке; он находится там в виде скелета, который проявляется лишь под действием кислоты; он пронизывает массу породы, составленной из зернышек карбоната извести.

Кремнистые известняки, представленные известняками со спикулами, обычно непрерывно переходят в более мягкие известняки, менее кремнистые, но с большим содержанием кластических элементов в которых часто нет спикул.

В известняках со спикулами губок, как только что сказано, спикулы то сохраняются и состоят из халцедона, то превращены в кальцит и в таком случае переходят в первый только что описанный тип спикулевого известняка: порода еще пропитана кремнеземом обыкновенно невидимым. Известняки, где спикулы из халцедона, иногда еще сильнее пропитаны в некоторых участках породы образуется настоящий кремнезём со всеми свойствами этого вещества, занозитым изломом и блеском.

Окремнение часто не равномерно распределяется по породе, а затрагивает отдельные слои и участки. Иногда получается перемежаемость более кремнистых и менее кремнистых слоев.

Кремнистые полосы в таких сложных пластах очень разнообразного вида. Иногда зоны прямолинейны и тогда кремнезём, находящийся в породе, представляет как бы пропластки параллельные направлению слоя. Иногда же зоны смяты и кремнезём обособляется в них в форме желваков почек и других неправильных стяжений.

Известняки с радиоляриями. Другого рода кремнистые известняки, довольно распространенные в некоторых районах, характеризуются присутствием радиолярий.

Они образуют пласты более или менее твердой породы, которая иногда после обработки кислотой, остав-

ляет связный скелет аморфного кремнезема, испещренного ослепками слюды и иголочками рутила. Радиолярии из группы Sphaerellaria встречаются вместе с глобигеринами с крупными порами; они нередко совершенно утрачивают свой скелет и только ядро их сохраняется, будучи образовано из мозаики зернышек кальцита, между тем как кальцит массы породы состоит из очень мелкозернистого кальцита.

Известняки с радиоляриями, представляют интересный тип пород по их взаимным отношениям с другими породами. Нередко они находятся в тесной связи с пластами песчаника и мергелистого известняка.

В третичных слоях Пиреней Лаппаран описывает такую картину залегания. На песчаном слое, структура которого указывает, что отложение произошло при влиянии сильного течения и который содержит остатки растений, отлагаются слои мергелистого известняка, на котором поκειται слой известняка с радиоляриями, в который он переходит часто незаметно. На известняке с радиоляриями поκειται непосредственно опять слой песчаный; таким образом ясно намечается цикличность отложения от залежи песка к залежи пелагического радиоляриевых известняков. Резкий переход последнего к песчаному свидетельствует о резком изменении условий отложения, которое вызывает усиленное осаждение обломочного материала и накопление песков. Когда такой период прошел, в спокойной воде образуются мергелистые известняки вследствие осаждения мути заполняющей воду. Эта муть повидимому и является по мнению Лаппарана источником снабжающим радиолярии тем кремнеземом, из которого они строят свой скелет.

Можно сопоставить этот способ образования известняков с радиоляриями с образованием яли и кремнистых сланцев (фаязитов) с радиоляриями. В обоих случаях определенную роль играет материал тонко распыленного силикатного вещества.

Кремень известняков.

В известняках с радиоляриями, рассмотренных выше, кремнезем обыкновенно не дает твердых конкреций того типа, который мы называем кремнем. Совсем иначе обстоит дело с кремнистыми известняками со спикулами губок, как это уже указано. Кроме того кремни встречаются в очень многих других типах известняков.

В меле, например, и других известняках иногда мы видим кремни, которые развились в форме располагающихся согласно напластованию почек, на одном или нескольких горизонтах. В кремнях иногда можно видеть следы их метасоматического образования путем замещения известняка. С минералогической точки зрения они обычно состоят из тонкого агрегата халцедона, нередко содержа заключенные в кремнистой массе ромбоэдри кальцита. Некоторые окаменелости плохо поддаются окремнению. Иногда в кремнях видны еще остатки спикулей губок. Некоторые кремни тянутся в толще известняка в виде тонких полос. По соседству с кремнями часто известняк уже пропитан кремнеземом: спикулы, содержащиеся в породе, состоят из халцедона и заметно начало перекристаллизации породы и замещения кремнеземом. Обособляются небольшие массы халцедона со включениями кальцита. Подобные явления широко распространены например в некоторых известняках Туркестана. Очень распространены кремневые стяжения в форме полос, более или менее согласных с слоистостью. Полосы кремня часто зональны: некоторые слои их богаче карбонатом извести, и в них остается много зерен кальцита. Обыкновенно к центру полосы кремня приходятся части наиболее известковистые, как будто кристаллизация кремнезема происходила, начиная с краев этой полосы.

Окремнение встречается в известняковых отложениях всех возрастов. Они образуют иногда полосы упорно встречающиеся на том же горизонте. Эти полосы связаны с определенным петрографическим типом замещаемого известкового слоя: они например переполнены обломка-

ми хриноид, которые не поддаются окремнению.

Хриноиды не всегда впрочем хорошо противостоят окремнению. В равнинном известняке среднего триаса находят кремни, где еще заметны следы прежних ослитов, оболочки раковин и остатки хриноидей, совершенно окремневших. Но несомненно, что иглокожие лучше других организмов противостоят окремнению; классическим примером служат морские ежи мела, у которых внутреннее ядро все заполнено кремнеземом, но раковина осталась известковой.

Встречаются иногда кремнистые брекчии, состоящие из угловатых кусков кремня, заключенных в известняке того же типа, как тот, откуда ведет свое происхождение сам камень. Эти брекчии, по мнению Лаппарана, показывают, что кремнезем концентрировался и затвердел быстро в отложении, так как брекчии современной эпохе самого отложения.

При дальнейших процессах изменения халцедон окремневших известняков переходит в кварц. Часто в породе развивается при этом белая сложная сеть кварцевых прожилков, рассекающая ее во всех направлениях. Существуют типы окремнения, когда непосредственно в массе известняка развивается кварц, вытесняя метасоматическое первоначальное вещество.

Доломитовые известняки и доломиты.

Часто встречаются тонко-зернистые известняки со ступчатой и тонкозернистой структурой, переполненные кристаллами доломита. В простейшем случае, известняк состоит из небольших округлых масс (ступчаток) тонкозернистого кальцита, более или менее обособленных; в промежутках видны более крупные зернышки кальцита; доломит обычно появляется в тех участках, где находится более крупно-кристаллический кальцит и развивается, проникая отсюда и как бы поедая мелкие массы тонкозернистого известняка. Он развивается иногда очень сильно и поглощает тогда все участки (ступчатки) тонкозернистого известняка. Следы первоначального строения, однако, остаются в породе, т.е. первичные.

зернышки кальцита воспроизводятся часто битуминозным веществом, следы которого после замещения доломитом обрисовывают контур каждой первоначальной массы. Но первичная структура породы может и совершенно исчезнуть.

Доломит нередко появляется и в известняках, богатых органическими остатками. В раковинных известняках мы видим кристаллы доломитов, разпадающиеся осколки раковин моллюсков и иногда совершенно преобразующие их. Болитовые известняки преобразуются в агрегат кристаллов доломита, и следы их первоначальной структуры исчезают, если обволакивавшие водоросли, развивавшиеся на скорлупах оседла не сохранили их рисунка. Примером несколько своеобразного доломитового известняка могут служить известняки с *Diploroga* альпийского триаса, где доломит крупно кристаллизовался в самом ядре водорослей.

Совершенно ясно, что все известняки, о которых шла речь, были доломитизированы: их превращение может настолько пройти до конца, что они превращаются в настоящие доломиты, не сохранив ничего из первоначальной структуры известняка.

В некоторых случаях определенно можно сказать, что доломитизация известняков произошла быстро еще во время отложения пласта в морском бассейне. Это случай, когда пласт образован местами из однородного доломитового известняка, а в других местах из переработанных обломков последнего. В других случаях доломитизация слоя известняка является результатом импрегнации, распространившейся в залежи сверху: пласт принимает иногда брекчиевое строение и доломитизация вызывает часто нарушение в порядке распределения материалов, входящих в его состав. В таких случаях можно думать, что доломитизация произошла во время периода, соответствующего отложению верхнего слоя до полного затвердения пласта. Верхний слой в таких случаях бывает совершенно доломитовым по крайней мере у лежащего боска.

В некоторых случаях наблюдается переослаивание

доломитов и доломитизированных известняков нормальными, при чем смена фазы и границ между отдельными слоями указывает, что образование слоев доломита отвечает каким то определенным геологическим условиям отложения осадка.

Очень много было споров о происхождении доломитизации известняков и много было высказано мнений по этому поводу. Многие авторы были поражены относительно богатым содержанием магнезии в некоторых организмах, как например *Alcyonaria* (15,73% $MgCO_3$) *Echinodermata* (до 14%) некоторые водоросли (до 27%) и вопрос сводился к тому, не является ли разрушение этих организмов источником магнезии. Однако, по наблюдениям Лаппарана нельзя считать, чтобы материалы этого характера более подверглись особому разрушению, чем другие материалы чисто известковые; точные же наблюдения показали, напротив, обогащения этих известковых организмов карбонатом магнезии: некоторые криноиды фиксируют внутри своих сетчатых члеников доломит. Кроме того, доломитизация известняков представляется явлением сингенетическим почти современной эпохе отложения или лишь несколько позднейшей. Представляется вероятным, что морская вода, пропитываемая всеми своими солями отложение, и действуя на него, переполненное к тому еще органическими разлагающимися веществами, является настоящим источником доломитизации известняка. Очень часто, и даже обычно,

доломиты являются пахучими и при ударе молотом обнаруживают сильный запах сероводорода. Трудно иначе объяснить этот факт как предположив, что сероводородная магнезия морской воды является первоначальным фактором доломитизации. Таким образом этот способ образования доломитов является процессом диатогенеза в осадке, отложившимся на дне бассейна, но еще не превратившимся в настоящую горную породу.

Если происхождение некоторых доломитов следует искать в доломитизации первоначально известкового отложения, то есть другие доломиты, где доломит является первичным материалом. Таковы, повидимому, доло-

миты, подчиненные или мергелевым известнякам кейпера или пермским песчаникам.

Некоторые доломиты кейпера состоят из скопления очень мелких ромбоэдров доломита, прижатых один к другому. Тонкий материал обломочного происхождения крошечные пластинки слюды, кристаллики рутила образуют вместе с кальцитом цемент, связующий эти ромбоэдры. Когда глинисто-сланцевые материалы сильнее распространены в породе, доломит становится мергелистым. Доломиты, подчиненные пермским песчаникам, того же приблизительно состава. Они представляют скопления ромбоэдров, иногда состава среднего между кальцитом и доломитом. Эти ромбоэдры, хорошо сформированные, связаны между собой глинисто-сланцевым веществом (с рутилом), в котором образовались маленькие кристаллы кварца. То, что в карбонатах не встречается захваченной ни одной частички сланцевого материала, указывает, что кристаллы их развились на полной свободе, и что они отложились одновременно с цементирующим их глинистым материалом.

Доломиты этого типа, т.е. в которых непосредственно образовывались в осадке кристаллы доломита, представляют отложения лагунного происхождения. Образование отложения их главной составной части объясняется концентрацией солей, растворенных в морской воде. Подобно тому как есть переходы от доломитов, полученных таким образом, к доломитам мергелистым, так есть и переход от таких доломитов к доломитистым песчаникам.

Неизвестно существуют ли чисто морские отложения с характерными чертами этого типа доломитов. Лапран указывает, что есть морские отложения с анкеритом, где кристаллы этого минерала произошли от непосредственного осаждения.

Доломитовые известняки претерпевают иногда глубокие преобразования, наиболее меньшая из которых состоит в исчезновении кальцита, связанного с доломитом. Таким путем образовались ноздреватые доломиты. Дымчатая вакка (Rauchwacke) представляет такого

рода породы: перегородчатое строение ее, вызванное развитием доломитов по пересекающимся плоскостям, придает ей особый вид.

Глинистые известняки и мергели.

Известняк называется глинистым тогда, когда он содержит алюмосиликатное вещество, которые принято объединять под названием глина. Если эти продукты в обильном количестве и достигают, или даже превышают, массу карбонатов породы, последнюю называют мергелем. Глинистые известняки, называют также мергелистыми известняками.

Глинистое вещество, которое пропитывает глинистые известняки или мергель, представлено не только типичной глиной, как ее определяют минералоги. Хотя есть основание предполагать, что оно частично состоит из водных силикатов глинизема, химический состав которых приближает их к каолину и галлуазиту, но надо допустить, что они кроме того, и часто в значительной степени, состоят из белой слюды типа серицита и из хлоритов. С этим „глинистым веществом“ постоянно связаны титановые минералы, как рутил или анатаз, которые во многих случаях являются продуктом разложения таких титанистых слюд, как биотит: очень тонкие чешуйки биотита превращаются в хлоритовые или глинистые. Может быть в некоторых случаях следует считать их продуктами разложения тонко измельченных осколков кислых вулканических стекол.

Есть глинистые и мергелистые известняки, представленные очень тонкими осадками, химический анализ которых обнаруживает присутствие значительного количества магнезии и окиси железа. Достаточно возможности присутствия хлоритовых чешуек, что объяснить этот факт, но можно также предполагать, что вместе с частичками этих минералов в осадок попадали и частички распадаения кальцио-магнезиальных силикатов типа роговой оманки или пироксена.

Глинистые и мергелистые известняки могут быть различного происхождения. Есть такие, которые характери-

зуются морскими организмами, а другие, которые представляют лагунный характер. В обоих случаях видим известняк, который в связи с „глиной“ образует цемент организмов, или вся масса отложения состоит из очень мелких ромбоэдров кальцита. Эти ромбоэдры иногда так малы и зерна породы так мелки, что они не отличаются от гранул тонкозернистого известняка (*calcaire granuleux*). Кальцит может сопровождаться и доломитом: мы уже говорили о существовании доломитовых мергелей.

Мергели морского происхождения почти всегда переполнены мелкими кокколитами, которые легко обнаружить, рассматривая в микроскоп вещество мергеля, размученное в воде.

Напомним о промышленном значении некоторых глинистых известняков, которые эксплуатируются, как материал для гидравлической извести или для цемента.

Мы не знаем, в каком виде отлагались материалы, которые придают осадку его глинистый или мергелистый характер. Если это слюды, первоначально содержавшие титан и богатые различными основаниями, все-таки неизвестно, произошло ли их разложение на месте или мергеля и глинистые известняки заключают эти минералы в том виде, в каком они попали в отложение. Но несомненно, что это самое глинистое вещество, какова бы ни была природа его в момент отложения, само в некоторых случаях разлагается далее в осадочной породе. Так мы видим, что вместо него иногда образуются маленькие кристаллики кварца; последние включают в себе вроски кристалликов рутила или анатаза как в первоначальных минералах. По мнению Лаппарана именно такого рода разложению следует приписать появление калиевых полевых шпатов в некоторых осадках.

Кварц и полевые шпаты очень обильны в некоторых пластах раковинного известняка триаса. Их тесная связь с крошечными кристалликами рутила дает основание предполагать, что эти элементы, как и титан, получились за счет слюдяного вещества, но неизвестным нам пока

способом. В других случаях, часто наблюдаемый переход глинистых известняков в кремнистые и нахождение в этих последних планктонных существ с кремнистой скорлупой наводит на мысль, что источником кремнезема этих скелетов должно быть глинистое вещество, разложение которого, доходящее до образования кремнезема, предшествовало образованию осадка: полученный кремнезем принимает форму опала и может превратиться в халцедон. В первом случае разложение глинистого материала происходит позднее акта осаждения и свободный кремнезем выделяется в виде кварца. Не нужно думать, впрочем, что маленькие кристаллики кварца образовались уже непременно после диагенетического затвердения отложения: они могут быть сингенетичными самому отложению.

Глинистые известняки или мергели могут иногда характеризоваться мелкими организмами, которыми они переполнены. Существуют фораминиферовые мергели, таковы некоторые фораминиферовые известняки, описанные выше спонголитовые мергели и переходящие в опоки радиоляриевые мергели. Как примесь последних можно указать верхне-юрские породы острова Ротти (к юго-западу от Тимора) описанные Н. А. Bronner'ом. Они богаты радиоляриями различных форм и особенно интересны тем, что в некоторых частях они содержат в изобилии конкреции окислов марганца, напоминая таким образом отложения, происходящие в настоящее время на больших глубинах.

Глауконитовые известняки.

Глауконит, который мы уже встречали в песчанках в виде зерен, наполняет иногда таким же образом известняки преимущественно песчанистые. Это часто наблюдается в известняках с фораминиферами. Мел, который Броннер называл когда хлоритовым мелом и который в общем представляет фауну сеноманского яруса французских меловых отложений является глауконитовым мелом.

Глауконитовые известняки встречаются на различных горизонтах осадочных образований. Известный пример представляют н.силурийские известняки окрестностей Ленинграда. Известняки глинисто-песчано-глауконитные встречаются среди каменноугольных отложений Техаса в Соединенных Штатах. Глауконит часто там связан с фосфатом извести. Goldmann связывает главные горизонты их с поверхностями стратиграфического перерыва. Пласты глауконитных и фосфатовых известняков, которые в Швеции залегают в породах на границе Кемория и Нижнего Силура представляют тот же вид. Повидимому, фосфатовые отложения преобладают в прибрежных фациях не глубоких вод, но более пелагического характера.

Фосфоритовые известняки.

Фосфат извести находится в известняках; или в форме рассеянной изотропной мути в известняках, где сохранились организмы известковые или кремнистые, фораминиферы, диатомовые или же в виде почек, иногда с оболочкоподобной структурой, при чем в скорлупках ясно видна кристаллическая ориентировка. Или же, например, в виде обломков костей.

Некоторые горизонты мела особенно богаты фосфоритами. Фосфоритовые известняки часто вместе с тем являются глауконитовыми и песчанистыми.

Все эти фосфоритовые известняки представляют морские отложения. В общем мы видим, что они происходят одни путем фосфатизации отложений с фораминиферами, другие от фосфатизации диатомовых отложений; можно проследить переходы от одного к другим. Colliet объясняет фосфатизацию известняка предположением, что аммиак, выделяемый при разложении органических веществ реагирует на фосфат извести растворяющихся органических скелетов и дает фосфат аммония. Фосфорная кислота фосфата аммония замещает углекислоту известняка и дает фосфат извести.

Опыт непосредственно показывает возможность такой реакции: известковые организмы помещенные в рас-

твор фосфата аммония превращаются в фосфат извести. Если в некоторых случаях и происходит фосфатизация известковых организмов, можно думать, что фосфатизация остатка совершилась вообще прежде, чем образовался ее известковый цемент. Фосфаты могли образоваться также при разложении органического вещества, которое осаждает известь из сернокислого раствора морской воды, давая карбонат, а последний при одновременном образовании фосфата аммония, реагируя с ним, вызывает осаждение фосфата извести. Таким образом могли получиться небольшие фосфоритовые массы, образующие отложения типа Гафезы и Тебессы. Но если возможны реакции такого характера и ими можно объяснить фосфатизацию известняка или вообще фосфатизацию морских отложений, то этим все же не разрешается главная задача, поставленная фосфатами. Задача эта, как она поставлена Сауеих, заключается в происхождении концентрации извести в отдельных пунктах морского дна. Сауеих указывает, что разрешение этой задачи надо искать в том, что существует тесная связь между залежами фосфорита и нарушением равновесия в древних морях. Эти нарушения равновесия вызывают гибель бесчисленных морских существ, которые в своем веществе доставляют в известную эпоху фосфорную кислоту, которая путем только что описанных реакций, может быть фиксирована в отложениях. Замечателен факт, что у мыса Доброй Надежды в Agulhas Bank, там где теплое течение от экватора встречает холодное течение с Южного Ледовитого Океана, добыты фосфоритовые конкреции. Встреча двух течений несомненно вызывает уничтожение морских существ, вещество которых способствует образованию конкреции не менее, чем перемены, вызванные в древних морях нарушением равновесия.

С другой стороны есть другие типы фосфоритовых известняков не морского происхождения. Это те, которые образуются в настоящее время в океанских коралловых островах, там, где птичий помет образовал залежи гуано. Залежи, образованные за счет остатков

коралловых островков и состоящие главным образом из обломочных отложений мало связанных, более или менее богатых фораминиферами, пропитываются продуктами выщелачивания гауно и, затвердевая, становятся фосфоритовыми известняками.

О некоторых других типах известняков.

Различные соли, растворенные в морской воде, могут пропитать, в виде хлористых соединений и сернокислых солей, залежи, образовавшиеся в лагунах в период испарения. Эти соленосные отложения, часто являются мергелистыми, но их главные петрографические особенности те же, что у лагунных мергелей: известковые или известково-магнезиальные карбонаты кристаллизовались в форме маленьких ромбоэдров и сцементированы чешуйками глинистых минералов. Поваренная соль может пропитывать такой мергель без непременно присутствия сернокислой извести. Серный колчедан обыкновенно замещает растительные остатки.

Одновременно с хлористыми соединениями, отложенные может сильно содержать сернокислую известь, которая, смотря по обстоятельствам проявляется или в виде ангидридов или гипса, и которую сопровождают кристаллы сульфата стронция (целестина). Такие мергелистые отложения чередуются обыкновенно с другими отложениями, состоящими главным образом из хлористых соединений или сульфатов.

Упомянем об известняках, проникнутых серой и связанных с отложениями гипсоносными и соленосными. Известняки содержат серу, известную в Сицилии. Они принадлежат к верхнему мисцену (Пентический ярус). Известняки, пропитанные серой, здесь чередуются с черными сланцевыми глинами, и вся масса пластов покрывается или на диатомовом трепеле или на пустом известняке; сверху залегает гипс. Сера в известняке почти всегда в аморфном виде: она образует там небольшие прожилки, линзы. Среднее содержание серы эксплуатируемых пластов ок. 24%. Эти породы пропитаны кроме того углеводородами.

Согласно одной из теорий, предполагают, что сернокислый кальцит, переходит в сернистый, из которого в присутствии воздуха образуется CaSO_3 и освобождается H_2S . Должны при этом образоваться полисернистые соединения и одновременно с карбонатами извести должна осаждаться сера. Другая теория главную роль приписывает сульфо-бактериям.

Битуминозные известняки представляют обыкновенно пористые породы, в порах которых встречаем углеводороды и продукты их окисления. Иногда невозможно определить является ли известняк первоначальным сингенетическим месторождением углеводородов, или же последние получают со стороны. Однако, в некоторых случаях, можно заметить, что ромбоэдры карбоната, образующие известняк, развились вместе с пропитыванием их углеводородами, и это дает нам повод заключать, что пропитывание залежи во всяком случае одновременно с его кристаллизацией. Лаппаран указывает, что в асфальтовых известняках Эльзаса (Добзань) карбонат извести отложился первоначально в состоянии пластическом, как у солитов. Он кристаллизовался позднее. Если осаждение этого карбоната извести связано с развитием растительных организмов нижней группы водорослей*), то естественно думать, что разложение этих водорослей вызвало образование углеводородов, превратившихся в асфальтовое вещество.

Вероятно, что в битуминозной мергелистой породе силурийского возраста, известной под названием кукурсита и представляющей разновидность горючего сланца, источником углеводородов являются водоросли.

Озерные известняки.

Многие известняки, несомненно озерного происхождения, представляют такое сходство характерных черт, что полезно выделить их в особую группу: они прежде

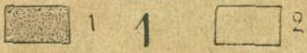
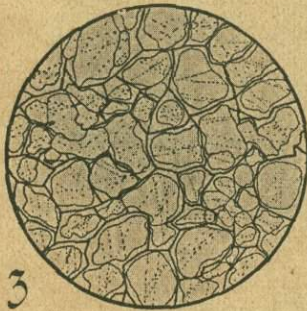
*) Как это предполагается в некоторых случаях в соли-
товых известняках.

всего поражают наблюдателя тонкостью зерна и окраской часто очень светлым, желтовато-розоватым. В общем они очень мало изучены. Они характеризуются типичной пресноводной фауной. Иногда слои таких плотных известняков чередуются с песчаными слоями.

Многочисленные остатки гастропод, содержащиеся в озерных известняках (*Limnaeus* и *Planorbis*) перекристаллизовываются. В шлифах под микроскопом их разрезы имеют вид участков из кристаллического мозаичного кальцита среди едва просвечивающей массы. Эти участки зернистого кальцита являются выполнениями внутренности раковин гастропод. Тут же встречаются подобные участки и неправильной формы. Что касается основной массы, она очень мелкозерниста и состоит из очень мелких кристаллов карбоната извести, со следами глины.

Некоторые озерные известняки срастковидной текстуры, состоят из конкреций, которые по форме сравнивают с кочнами цветной капусты. Они иногда песчанисты и песчинки в них оказываются захваченными в теле конкреций.

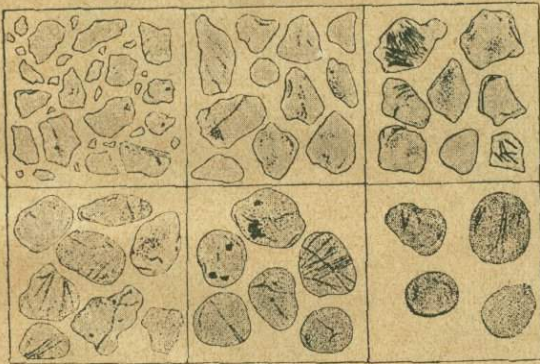
К числу озерных отложений относятся также известняки, образованные остатками известковых водорослей из семейства каралей, а также некоторые битуминозные сапропелевые известняки.



A

B

C



D

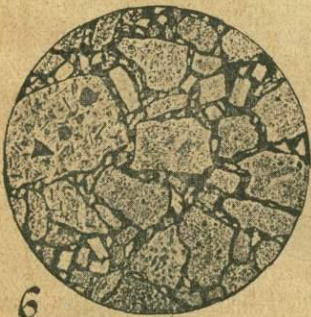
E

2

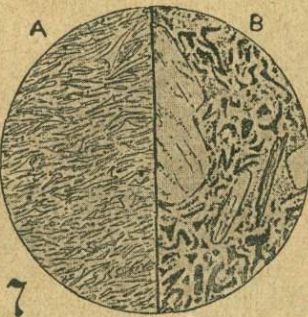
F



5



6



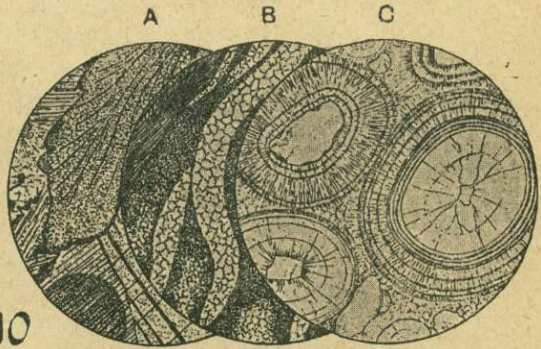
7



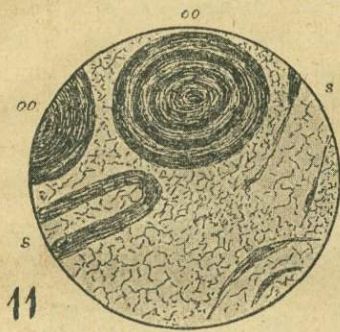
8



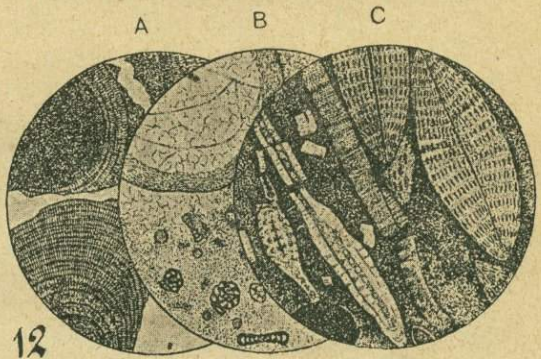
9



10



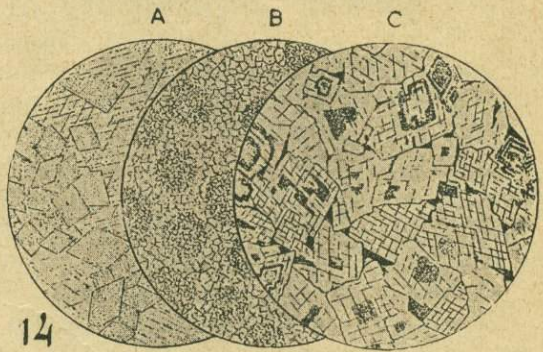
11



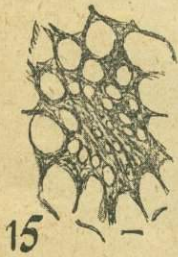
12



13



14



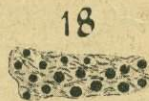
15



17



16



18



19



20

ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ РИСУНКОВ.

- Фиг. 1. Превращение ангидрита в гипс. Увелич. в 8 раз.
1 - ангидрит; 2 - гипс.
- Фиг. 2. Формы песчинок кварца. Увелич. в 16 раз;
А - ледниковый песок, Ронский ледник;
В и С - морские пески; Д - морской песок, значительно скатанный; Е - пустынный песок; F - пустынный песок (из пермских песчанников) с наростом кварцем.
- Фиг. 3. Кристаллический песчанник. Разрастание зерен кварца. Увелич. в 10 раз. Включения в песчинках не переходят в цемент.
- Фиг. 4. Стекловатый туф. Увелич. в 20 раз.
- Фиг. 5. Кристаллический туф. Увелич. в 20 раз.
- Фиг. 6. Обломочный туф. Увелич. в 20 раз.
- Фиг. 7. Вулканические туфы. Увелич. в 16 раз.
А - риолитовый, стекловатый - пепловая структура; В - андезитовый, стекловатый, с отдельными кристаллами; при разложении стекла выделяется много магнетита.
- Фиг. 8. Глинистый сланец. Кварцевые прослойки и линзы. Увелич. в 20 раз.
- Фиг. 9. Глинистый сланец, с пльчатой текстурой. Начальная стадия возникновения кливажа. Увелич. в 20 раз.
- Фиг. 10. Известняки. А - остатки кораллов. В - слева сверху обломок брахиоподы, в середине перекристаллизованный (арагонитовый, перешедший в кальцит) обломок пластинчато-жаберных, С - оолиты, начавшиеся перекристаллизовываться с образованием радиально-лучистой структуры. Увелич. в 16 раз.
- Фиг. 11. Оолитовый известняк; оо - оолита, s - перекристаллизованные остатки пластинчато-жаберных, облекающиеся *клинцитом*. Увелич. в 16 р.
- Фиг. 12. Известняки: А с *Lithothamnion*. В - сверху остатки *Fenestella* внизу - фораминиферы; С - слева нитчатые водоросли, справа фораминиферы (современный известняк с островов Тонга). Увеличение в 16 раз.
- Фиг. 13. Известняк. br - остаток брахиоподы, cl - членики лилий. В цементирующей известковой массе - мелкие песчинки кварца. Увелич. в 12 раз.
- Фиг. 14. Доломиты. Увелич. в 16 раз. А - отдельные ромбоэдры доломита в кальците; В - видны остатки оолитовой структуры, С - доломит; видна зональность в некоторых кристаллах и примесь железистого вещества между ними.
- Фиг. 15. Строение мшанок.
- Фиг. 16. Пластинчатый и призматический слои раковины устрицы.

- Фиг. 17. Разрез перфорированной брахиоподы.
Фиг. 18. Тангенциальный разрез перфорированной раковины брахиоподы.
Фиг. 19. Поперечный разрез не перфорированной раковины брахиоподы.
Фиг. 20. Окатанный обломок раковины, превращенной в зернистый кальцит и переработанной снаружи облекающими водорослями.

---еёеёе---

О Г Л А В Л Е Н И Е.

	Стр.
ЧАСТЬ I. ОБЩАЯ.	I.
Минеральный состав осадочных пород	4.
Органический материал осадочных пород	15
Кремнистые организмы	16
Организмы известковистые и магнезиальные	18
Фораминиферы	19
Иглокожие	23
Иглокожие	24
Ракообразные	25
Мшанки	25
Известковые брахиоподы	26
Моллюски	26
Фосфатные скелеты организмов	28
Следы организмов	29
Структура и текстура осадочных пород	33
Структура обломочных пород	34
Структура химических осадочных пород	43
Структуры органогеновых пород	46
Структуры известняков и доломитов	47
Текстура осадочных пород	48
Отдельность в осадочных породах	55
О химическом составе осадочных пород	56
Осадки как материал для образования ос. пор.	63
Валунные и щебневые отложения	66
Органогеновые отложения	79
Химические осадки	82
ЧАСТЬ II. СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.	
Горные породы, как химические осадки	86
Кластические осадочные породы	89
Группа кремнистых пород	101
Группа глинистых пород	106
Карбонатные осадочные породы	118
Известняки чистые	123
Известняки тонко-зернистые	124
Известняки органогеновые	125
Остальные карбонатные породы	140
Пояснения к таблицам рисунков	152

На книжном складе имеются следующие книги, которые высылаются по почте с наложенным платежом.

(Адрес: В. О., 21 линия, Горный Институт. Касса Взаимопомощи).

	Руб.	К.
Агафонов. Прошлое и настоящее земли. 1925 г.	5	25
Аншелес. Определение ретикул. плотн. градей кристаллов	—	80
Амброс. Подземные условия нефтяных месторождений	7	50
Архангельский. Обзор геолог. стр. Европейской России. Т. I. Юго-Восток	1	65
Тоже. Средняя Россия	4	35
Бюллетень Московского Общества Испытат. Природы. Ч. 31. 1922 г.	2	—
Тоже ч. 32, вып. 1—2	2	—
Тоже ч. 32, вып. 3	2	—
Браунс. Химическая минералогия. 1904 г.	3	25
Богданович. Очерки месторожд. нефти и друг. битумов	1	20
Кам.-строит. материалы	2	65
Борисяк. Донецкая юра.	—	45
Великанов. Гидрология суши	2	50
Вернадский. Опыт описательной минералогии. Т. II. Вып. 2	1	20
Вебер. Полезные ископаемые Туркестана	4	—
Герд и Герд. Учебник минералогии	1	25
Гефер и Семихатов. Подземные воды и источники	3	50
Дакке. Геология	—	70
Стратиграфия	—	70
Дубах и Спарро. осушение болот откр. канавами	4	—
Залесский. Заводские топки и печи	2	30
Известия Института Прикладной Геофизики. Т. I	3	—
Калицкий. Геология нефти	1	25
Крег. Поиски нефти	3	50
Кузнецкий бассейн. Сборник статей. 1925 г.	2	50
Левинсон-Лессинг. Петрография. Ч. I.	5	25
Мефферт. Геол. оч. Лисичанского р. Донбасса	2	80
" Геол. оч. Марьевского р. Донбасса	2	50
Мак Лафлин. Разработка нефтяных месторождений	—	—
Нечаев. Минералогия	2	75
Обручев. Рудные месторождения (конспект)	2	50
Р. Пилль. Справочная книга для инженеров (на английском яз.) 1918 г.	20	—
Пятницкий. Генетические отношения Крив. р. месторожд. Ч. I.	—	65
Тоже. Ч. II.	—	65
Потонье. Сапропелиты	1	25
Скочинский. Современ. угольн. рудники С. А. и Великобрит. и перспективы механизации рудников Донбасса.	3	—
Саткевич. Термодинамика.	2	80
Справочник по нефтяному делу	35	—
Родыгин. Геол. оч. Боково-Хрустальского антрацитового района	2	—
Бюллетень Лен. О-ва Естество испытателей 1924 г.	3	—
Труды. Лен. О-ва Естество испытателей 1925 г.	6	—
Федоровский. Минералогия. часть I: Генезис	2	50
" II: Описание	2	—
" III: Определение.	2	—
Федоровский. Генетическая минералогия.	1	—
Ферсман. Драгоценные и цветные камни Союза (месторождения)	5	50
Ферсман. Хим. элементы земли и космоса	2	—

	Руб.	К.
Хютте. Справочник для инженеров в 3-х томах, 1926 г.	23	—
Чернышев. Историческая геология. Девон.	3	—
Яворский. Материал для геологии Кузбасса	1	—
Яворский. Геологический очерк Северо-восточной части Донбасса	2	—
Яковлев С. Учебник геологии	2	—
Яковлев. Палеонтология. 2-е издание.	5	—
Дубах. Жизнь реки.	2	75
Усов М. А. Геол. история Кузбасса	—	45
Вернадский. Ист. минералов земной коры	2	25
Федоровский. Опыт прикладной минералогии.	2	—
Зильберманн. Рук. и табл. для опр. минералов при пом. п. трубки	3	25
Левинсон-Лессинг. Введение в геологию	3	—
Ог. Геология, том I	4	50
Мушкетов. Физическая геология т. I	7	50
Мушкетов. " " т. II	7	50
Борисяк. Геологический очерк Сибири, 1923 г.	1	50
Обручев. Олекминско-Витимский золотоносный район.	1	—
Лебедев. Учебник минералогии 1891	2	—
Ферсман. Геохимия России	1	80
Павлов. Причины вымирания животных.	1	20
Эммонс. Введение в уч. о рудн. местор. 344 стр.	4	50
Левинсон—Лессинг. Успехи Петрографии в России	3	90
Соколов. Петрографические таблицы, 1912 г.	—	75
Вернадский. Живое вещество в химии моря	—	35
Танатар. Основы теорет. петрографии	—	70
Романов М. Учение о кристаллогр. проекциях (в пер.)	6	25
Трушков. Экспертиза и оценка рудных месторожд.	1	—
Карпинский. Очерки геолог. прошлого Европ. России	1	50
Мушкетов и Штини. Техническая геология.	3	50
Луцицкий. Петрография	1	70
Вегенер. Причины происх. материков и океанов.	1	25
Борисяк. Историческая геология.	1	50
Соколов и Лутугин. Горл. район гл. антиклинала Донбасса.	2	50
Записки Р. Минералогического Об-ва:		
ч. 51 в II	4	—
" 53 " II	3	50
" 52 " I	6	—
" 54 " I	4	—
" 53 " I	4	50
Бокий. Практич. Курс Горного Иск.		
ч. I Основы Г. И.	3	40
" II Разведки, бурение	5	50
" III Эксплоатация месторождений	5	50
Веденеев. Гидроэлектрические установки	2	30
Козьмин. Ленточные транспортеры	1	50
Шюрингтон. Англо русский горно-техн. словарь	5	—

227