ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ………………………………………………………………………..3

ГЛАВА 1. СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД……………………...……………4

1.1. Химический состав осадочных пород……………………………...……..4

1.2. Минеральный состав осадочных пород……………………………..……9

ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД…………………………..…..15

2.1. Структура осадочных пород. Классификация сторон структур осадочных горных пород….…………………………………………………….15

ГЛАВА 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД…...……26

3.1. Виды зон осадконакопления……………………………………...………27

3.2. Анализ зоны осадконакопления………………………………….………31

ЗАКЛЮЧЕНИЕ………………………………………………………………….37

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ……………………………………………………….38

ВВЕДЕНИЕ

Если глубокие недра литосферы почти всецело сложены магматическими породами, то поверхностная толща земной коры почти на 75% состоит из осадочных пород, хотя мощность их невелика. В некоторых местах она достигает всего несколько десятков или несколько сотен метров. Однако па отдельных участках земной коры, которые носят название областей прогиба или геосинклиналей, толща осадочных пород иногда достигает 15-20 км.

Осадочные породы образовались на поверхности литосферы в результате накопления минеральных масс, полученных в процессе разрушения магматических, метаморфических и осадочных горных пород. Процессы разрушения горных пород литосферы и накопления новых пород на поверхности Земли идут повсеместно: в пустынях, где энергичную работу ведет ветер; вдоль морских и океанических берегов, где волны перемещают обломочный материал; на дне глубоких частей морей и океанов, где отмирающие организмы дают начало толщам осадочных пород. Условия образования накладывают существенный отпечаток на облик осадочных пород. В одних случаях они состоят из обломков ранее разрушенных горных пород, в других - из скопления органических остатков, в третьих - из кристаллических зерен, выпавших из раствора.

Превращение осадка в горную породу называется диагенезом*.* Этот процесс заключается в оседании осадка, его накоплении, постепенном уплотнении, обезвоживании и кристаллизации.

# ГЛАВА 1. СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы – породы, существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры, и образующиеся в результате переотложения продуктов выветривания и разрушения различных горных пород, химического  и механического  выпадения осадка из воды, жизнедеятельности  организмов  или всех трех процессов одновременно.

# 

# 1.1. Химический состав осадочных пород

Химический состав осадочных пород весьма сложный, что отражает разнообразие осадочных пород. Он рассматривается по группам пород. Но можно попытаться представить средний состав всех осадочных пород, в который внесли бы свой вклад все осадочные породы пропорционально их Кларку, или среднему содержанию в осадочной оболочке Земли. Для запоминания средний химический состав осадочных пород лучше сравнивать с таковым магматических пород.

Средние химические составы магматических и осадочных пород почти полностью тождественны друг другу, особенно по главным, петрофильным (породообразующим) окислам: кремнезема 59,14 и 58,53% — по Ф. Кларку, или 61,69 и 62,20% — по У. Твенхофелу, К. Лейсу и У. Миду. Осадочные породы лишь на 0,5% менее кремнекислые, а по другим данным примерно на ту же величину более кислые, чем изверженные. В целом этот параметр свидетельствует о среднем (андезитовом) составе всех магматических и осадочных пород.

Глинозема в магматических породах около 15,4%, а в осадочных примерно 14%. Незначительное отличие — уменьшение на 1,0-1,5% — в осадочных породах скорее всего кажущееся, благодаря особенностям процентного (относительного) способа выражения содержания: к общему балансу состава прибавились новые компоненты осадочных пород, которые практически отсутствуют в магматических породах Н2О, СО2 и др.), и тогда содержания всех других компонентов уменьшаются на соответствующую долю этой прибавки, пропорциональную их содержанию в магматических породах. Поэтому и "уменьшается" содержание кремнезема, глинозема, соединений железа и других компонентов. Иначе пришлось бы допустить, что глинозем накапливается в гидросфере, т.е. рассеивается в осадочном процессе, что явно не свойственно ему и другим труднорастворимым компонентам.

Суммарное содержание окислов железа в магматических породах около 6,5%, а в осадочных около 5,5%, т.е. весьма близко, а уменьшение на 1 % также в основном кажущееся, хотя отчасти, возможно, действительно часть железа рассеивается в биосфере и гидросфере. Большие и показательные отличия видны в соотношениях трехвалентного (окисного) и двухвалентного (закисного) железа: в магматических породах преобладает второе, а в осадочных — окисное. Это четко указывает на преобладание окислительных условий и господство кислорода в атмосфере и гидросфере, по крайней мере с протерозоя. Однако и закисного железа в осадочных породах много, и это также есть в значительной мере результат влияния жизни: растения производят кислород, а отмершее органическое вещество восстанавливает большую часть трехвалентного железа в осадках до двухвалентного.

Окислов щелочноземельных элементов в магматических породах 8,5%, а в осадочных около 8 %, т.е. снова те же почти тождественные соотношения, свидетельствующие о круговороте одного и того же вещества Земли. Однако раздельное рассмотрение СаО и MgO снова показывает экзогенное, в основном биогенное разделение этих соединений: если в магматических породах преобладание СаО над MgO незначительное, то в осадочных породах оно более чем двукратное. Такое фракционирование химически сходных элементов не могло произойти чисто химическими способами. Накопление СаО в осадочных породах в значительно больших количествах по сравнению с магматическими породами (5,44% и 4,98 %) — результат связывания его в скелетах организмов. В противоположность биогенному СаО MgO не накапливается в телах организмов и их скелете в заметных количествах и далеко не весь освобожденный из силикатов осаждается химически. Значительная его часть рассеивается, пополняя соленость океана. Из него он осаждается только в немногих, аридных зонах в виде доломита и сульфатно-хлоридных солей.

Следующая пара элементов — щелочные окислы — составляет около 6,5-7% в магматических породах и только около 4% — в осадочных породах. Это явное рассеяние легко объяснимо с позиций седиментационных процессов: как легко растворимые они не осаждаются, а постоянно пополняют запасы хлоридных и сульфатных солей океана. Раздельное рассмотрение щелочей показывает резкое различие в седиментогенезе этих химических тождественных элементов.

В магматических породах их примерно поровну, натрия даже несколько больше (3,84 и 3,13%), а в осадочных породах соотношение резко меняется: калия почти в три раза больше, чем натрия (2,81% и 1,10%). И снова как бы антиэнтропийное поведение калия объясняется включением биогенного процесса осаждения. Но фиксация калия происходит и абиогенным процессом — глинистыми минералами, именно гидрослюдами (гидромусковитами, глауконитами). Натрий же в основном остается в гидросфере.

Принципиальным отличием химического состава осадочных пород от магматических является значительное (около 10%) содержание летучих компонентов, главным образом воды и СО2, практически не содержащихся в магматических породах. Они поступают в осадочные породы главным образом из атмосферы и гидросферы через биогенные минералы и органическое вещество, а также через гидратацию глинистых, окисных, сульфатных и других минералов. Это прибавка к тому веществу, которое получается в результате выветривания магматических пород, идущего не только с соблюдением закона сохранения вещества, но и с прибавлением его — примерно на 7%. Хотя количественно это только 1/10 часть трансформирующегося вещества, но его химическая и геохимическая роль глобальна, и оно участвует в судьбе и круговороте практически всего остального вещества горных пород. Оно подчеркивает специфику экзогенного породообразования — решающую энергетическую и материальную роль воды, живого и органического вещества вообще, без которого нельзя понять осадочное породообразование и которое резко отличает его от эндогенного.

Таким образом, сравнительное рассмотрение химического состава осадочных и магматических пород позволяет утверждать, что на основании большого их тождества нельзя сделать вывод о том, что осадочные породы являются в основном новообразованными, а не вторичными по отношению к магматическим. Но нельзя сделать и противоположный вывод: что магматические породы первичны. И те и другие на определенном витке круговорота вещества Земли являются первичными и вторичными по отношению друг к другу. Второй вывод заключается в том, что в химическом составе, в его деталях все же есть черты, отражающие специфику хемогенных превращений в осадочном процессе: гидратация, карбонатизация, окисление и т.д., а при еще более пристальном внимании можно заметить восстановление и некоторые другие химические процессы.

Если рассматривать химический состав осадочных пород на уровне элементов (таблица 1.), то легко заметить, что они наполовину (49,95% по весу (массе) и 58,50% по числу атомов) состоят из кислорода, что позволяет в известном смысле назвать их специфической газовой, кислородной оболочкой Земли.

Таблица 1

Средний химический состав осадочных пород по элементам (%) (по Л.В.Пустовалову, 1940)

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Элементы | По массе (по Ф.Кларку) | По числу атомов (по А.Е.Ферсману) |
| Кислород | 49,95 | 58,50 |
| Кремний | 27,55 | 18,20 |
| Алюминий | 6,93 | 4,79 |
| Железо | 3,90 | 1,31 |
| Кальций | 3.82 | 1,82 |
| Калий | 2,33 | 1,12 |
| Углерод | 2,01 | 3,13 |
| Магний | 1,52 | 1,16 |
| Натрий | 0,82 | 0,675 |
| Водород | 0,48 | 9,0 |

На втором месте — кремний (27,55% по массе), на третьем — алюминий (около 7%), далее — железо (около 4%), кальций (окаю 4%), калий (2,33%), углерод (2,01%) и магний (1,52%).

Интересно отметить, что натрия по массе всего 0,82%, а водорода, стоящего десятым в списке, — 0,48% по массе, но 9% по объему, точнее по числу атомов.

# 1.2. Минеральный состав осадочных пород

Более высокий, чем химический, минеральный уровень организации вещества позволяет уже в полной мере увидеть первичный, новообразованный характер подавляющего большинства осадочных пород, опровергающий еще бытующий у петрографов взгляд на них как на продукты разрушения магматических или других пород.

Все основные минералы и их группы (всего 18), слагающие магматические и осадочные породы, М.С. Швецовым даны по Твенхофелу (таблица 2.).

Уже чисто формально этот список можно разбить на четыре группы. Первая — темноцветные (оливин, пироксены, амфиболы, биотит) и основные плагиоклазы, вместе составляющие 31%; встречаются практически только в магматических породах, а в осадочных — в виде акцессориев, лишь изредка образуя пласты мощностью до 1 м.

Вторая группа — минералы железа и титана (магнетит, титанит, ильменит), а также кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, составляющие вместе 45% магматических пород; встречаются также и в осадочных породах, но в меньшем количестве (15,66%). Это минералы также магматические (как и первая группа), но в осадочных породах они имеют двойственное происхождение: во-первых, продукты разрушения магматических пород, т.е. остаточные, или реликтовые, во-вторых, и новообразованные, возникшие в осадочной оболочке: не только магнетит, но и титанит, и альбит, и калиевые полевые шпаты. Вероятно, это не меньше 4%, а если учитывать не вошедшие в подсчет огромные магнетитовые толщи джеспилитов докембрия первично-осадочного генезиса, то и до 7 %.

Таблица 2

Средний минеральный состав (%) магматических (М) и осадочных (О) пород

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Минералы и их группы | М | О |
| 1 .Оливин | 2,65 | — |
| Биотит | 3,86 | — |
| Роговая обманка | 1,60 | — |
| Авгит и другие пироксены | 12,90 | — |
| Анортит и другие основные плагиоклазы | 9,80 | - |
| 2.Магнетит | 3,15 | 0,07 |
| Альбит | 25,60 | 4,55 |

Таблица 2

Средний минеральный состав (%) магматических (М) и осадочных (О) пород

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Минералы и их группы | М | О |
| Ортоклаз | 14,85 | 11,02 |
| 3.Кварц | 20,40 | 34,80 |
| Мусковит,серицит, гидрослюды | 3,85 | 15,11 |
| 4.Другие глинистые минералы | — | 14,51 |
| Железные осадочные минералы | — | 4,00 |
| Доломит, сидерит | — | 9,07 |
| Кальцит | — | 4,25 |
| Гипс и ангидрит | — | 0,97 |
| Фосфатные минералы | — | 0,35 |
| Органические минералы | — | 0,73 |
| Всего | 100,11 | 99,45 |

Третья группа — кварц, мусковит и мусковитовые гидрослюды — также встречаются как в магматических, так и в осадочных породах, но в последних в значительно больших количествах — 50%. Большая их часть, не менее разности суммарных содержаний в обеих группах — 26%, является новообразованной.

Четвертая группа минералов свойственна практически только осадочным породам. Это глинистые, карбонатные, сульфатные, железные, алюминиевые, марганцевые, фосфатные, органические минералы, в сумме составляющие 34%. Они полностью новообразованные. Вместе с новообразованными минералами третьей группы (не менее 26%), и второй группы (не менее 5-7%) — новообразованных минералов в осадочных породах около 70%, возможно 75%.

Таким образом, осадочные породы состоят на 3/4 из минералов новообразованных, что показывает первичность большинства осадочных, являющихся не продуктами разрушения магматических или других пород, а результатом синтеза в новых термодинамических условиях, как бы в новой химической лаборатории.

Полный список минералов, встречающихся в осадочных породах, привести нельзя, так как это практически все минералы Земли, т.е. все реликтовые минералы, оставшиеся от магматических и метаморфических пород, и все новообразованные в зоне осадкообразования и стратисфере, т.е. осадочные минералы (Дир и др., 1965, 1966; Дэна и др., 1953, 1954; Минералы, 1-960-1967; Лазаренко, 1963; Теодорович, 1958). Среди них, кроме приведенных в табл. 2., сульфиды, силикаты цеолитовой, анальцимовой и других групп, минералы меди, алюминия, фтора и т.д. Основные породообразующие минералы, а их несколько сотен, описаны в соответствующих главах систематической части пород.

Осадочные минералы, часто называемые аутигенными, т.е. автохтонными, или рожденными на месте, в зоне осадкообразования или в осадочной оболочке Земли, характеризуются некоторыми общими свойствами, отличающими их от эндогенных. Хотя среди них обычны и высококристалличные, и даже гигантокристаллические минералы, все же их лицо определяют аморфные и микро-, скрыто- или полукристаллические минералы — глинистые, кремневые, железные, алюминиевые, фосфатные, марганцевые, органические. Второе общее свойство — гидратированность, причем вода в их составе разная, по разному связанная — гидроксильная конституционная, цеолитная, гигроскопическая и иная. В-третьих, они имеют переменный состав — не только связанный с переменным количеством воды, но и с изменчивым комплексом поглощенных катионов и других компонентов (адсорбированных редких и рассеянных элементов и др.). В них широко распространены изоморфизм и полиморфизм, что еще больше усложняет выделение минеральных видов и разграничение непрерывных серий, типичных для глинистых, карбонатных и других минералов. Осадочные минералы чаще магматических представлены в окисленной форме.

Все это весьма затрудняет минералогическое изучение осадочных пород, которые представляют "крепкий орешек" для распознания и выявления особенностей их структуры и состава. Поэтому осадочная минералогия вооружена гораздо большим арсеналом методов изучения, включая рентгеноструктурный, электронно-микроскопический, термический, люминесцентный, спектральный анализы и другие разнообразные методы химического анализа, инфракрасную спектроскопию и т.д. Осадочную минералогию можно сравнить с космосом или океаном, освоение которых еще впереди, и они в познании неисчерпаемы.

Следует отметить еще одну важную особенность осадочных минералов, сближающую их с живым веществом, — это способность реагировать на изменения окружающей среды, в чем можно видеть имитацию и как бы предвосхищение обмена веществ, составляющего сущность жизни. В наиболее сильной степени эта особенность проявляется в самых типичных и распространенных (их свыше 30% от всех минералов осадочных пород) глинистых минералах — алюмосиликатах слоистой кристаллической структуры, часто с подвижной кристаллической решеткой, способной обратимо раздвигаться или сжиматься многократно в зависимости от увеличения или уменьшения влажности, обладающей способностью катионного обмена со средой и другими минералами. Емкость поглощения у глин наибольшая из всех минералов и она разнообразна по природе: катионы и биполярные молекулы воды входят между слоями кристаллической решетки, поглощаются огромной (из-за их общей тонкой дисперсности) поверхностью глинистых частиц, а также чисто капиллярными силами.

# ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Строение пород — вторая (после минерального состава), петрографическая их сторона, в генетическом (информативном) отношении нередко становящаяся первой, главной. Строением определяются и многие физические, прочностные свойства пород и их массивов и толщ, а также фильтрационные и коллекторские свойства. Строение пород как понятие охватывает много важных и самостоятельных сторон, которые получили свои названия — термины: структура, текстура и укладка (или упаковка). Нередко все вместе они обозначаются как структура, тогда это синоним термина "строение". Однако большинство геологов всех стран вслед за Розенбушем и Заварицким в понятии "строение" различают структуру и текстуру, хотя оба эти термина в переводе на русский язык означают одно — строение.

# 

# 2.1. Структура осадочных пород. Классификация сторон структур осадочных горных пород

Структура— это та сторона строения, которая выражает зернистость породы и определяется ею, т.е. это размер, форма и взаимоотношение зерен, а текстура — та сторона строения, которая выражается расположением зерен и определяется им, т.е. это слоистое или неслоистое расположение зерен (текстура в узком смысле слова) и степень сближенности, или сгруженности, зерен (укладка, или упаковка, зерен). В последнее время укладку зерен начинают рассматривать как самостоятельную, третью сторону строения, так как нередки породы с одной текстурой (например, слоистой или неслоистой), но разные по укладке: плотной или рыхлой, с удаленными друг от друга зернами.

Структуры классифицируются по всем трем их сторонам, или аспектам: по взаимоотношению зерен, их размеру и форме. Взаимоотношение зерен показывает способ образования породы и, в частности, решает вопрос, возникли ли минералы на месте залегания породы или были сюда принесены. По типу взаимоотношения все осадочные породы подразделяются на две группы: I — конформнозернистые, или конформные, и II — неконформнозернистые, или неконформные (рис. 1.).

.

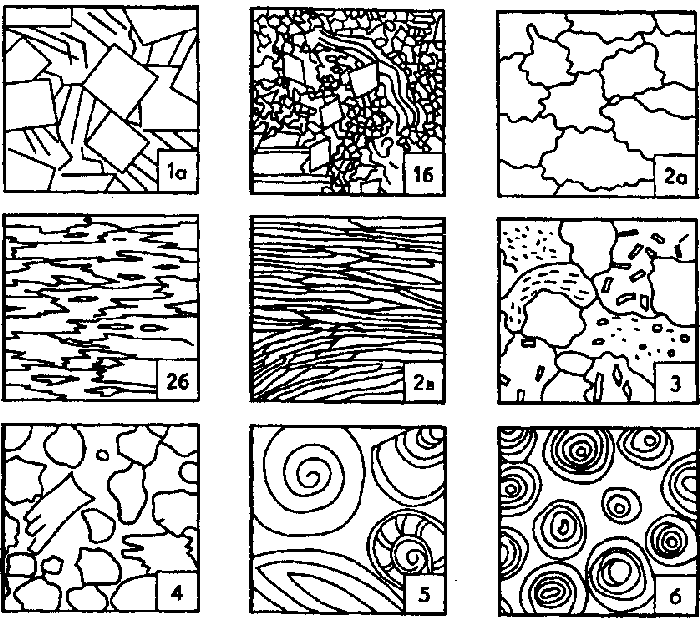


Рис. 1. Структуры осадочных пород по взаимоотношению зерен:

1-3 — конформнозернистые и 4-6 — неконформнозернистые структуры: 1a — гипидиоморфная (или гипидиоморфно-зернистая), 16 — гипидиобластовая (или гипидиогранобластовая) с элементами биоморфной, 2а, 26, 2в — грано-, лепидо- и фибро(или немато)бластовые; 3 — механоконформная (или механоконформнозер-нистая); 4 — обломочная, или кластитовая (кластовая); 5 — биоморфная раковинная; 6 — сфероагрегатная, например оолитовая

Различают три или четыре типа конформных структур (табл. 3):

1. Гипидиоморфнозернистая, или гипидиоморфная (рис. 1, 1а), в которой зернами являются кристаллы, последовательность выделения которых выражается их степенью идиоморфизма: ранние, т.е. первые, более идиоморфны, поздние приспосабливаются к промежуткам; образуется при кристаллизации из раствора, т.е. первично, подобно тому как это происходит при кристаллизации из расплавов (граниты, габбро и др.).

2. Гипидиогранобластовая, или гипидиобластовая (Штейнберг, 1957) внешне похожа на гипидиоморфную, но существенно отличается происхождением: она не первична, а вторична, возникает при метасоматозе или перераспределении вещества в твердой породе, например при доломитизации известняков (рис. 1., 1б). Доломит, обладая большей кристаллизационной силой по сравнению с кальцитом, способен образовать свою ромбоэдрическую форму даже в твердой, известковой породе, как бы раздвинуть или уничтожить кристаллы кальцита. Такую структуру ошибочно принимают за первичную и делают неправильный вывод о первичности доломита. Признаки его вторичности надо искать на бесспорно первичных компонентах: оолитах, обломках раковин и т.д. Если доломитовые ромбоэдры "съедают" часть их объема, то ясно, что они вторичны, возникли в твердой породе. Гипидиобластовая структура является промежуточной между гипидиоморфной и гранобластовой.

3. Гранобластовая, а в случае листоватой или волокнистой формы кристаллов лепидобластовая и фибробшетовая (нематобластовая) — кристаллы неидиоморфны, а аллотриоморфны или вообще весьма неправильны. Они образуются при бластезе — росте кристаллов в твердой породе, при раскристаллизации аморфного вещества или перекристаллизации кремневых, карбонатных, глинистых и других пород. Структура, таким образом, вторична. Она также свойственна всем метаморфическим породам: гнейсам, сланцам, амфиболитам и т.д.

4. Механоконформнозернистая, или механоконформная, возникает при механическом приспособлении зерен друг к другу под давлением вышележащих слоев или при стрессе (боковом, например складкообразовательном, давлении): более пластичные и менее крепкие зерна (слюды, обломки глин, сланцев, алевролите, известняков, эффузивов и т.д.) приспосабливаются к прочным (кварц, часто плагиоклазы, обломки кварцитов, кремней и др.), обжимаются вокруг них, прилегая плотно, без промежутков; прочные зерна часто внедряются в пластичные. Часто эти структуры конформны не полностью, так как степень механического приспособления бывает разной, варьирующей от 0 до 100%. Мера конформности — отношение длины конформных контактов к неконформным или ко всему периметру зерна. Развивается структура по обломочной, раковинной и сфероагрегатной, реликты которых четко просматриваются особенно в неполноконформнозернистых механических структурах. Эта структура распространена в граувакках, туфах, карбонатных обломочных и других породах.

Конформнозернистые структуры свидетельствуют о механической равновесности породы, когда исчезло поровое пространство и зерна плотно прилегают друг к другу. Генетически они весьма различны и по отношению к породе бывают как первичными (гипидиоморфная), так и вторичными (бластовые и механоконформные).

Неконформнозернистые структуры (рис.1, 4-6; табл.3) характеризуются несоответствием контуров у соседних зерен, и последние не заполняют полностью пространство, часть его остается пустым (это пористость породы) или позже заполняется цементом. Каждое зерно индивидуально, идиоморфно, зерна не приспособлены друг к другу, порода в целом механически неравновесна, и в ней возможно сближение зерен при уплотнении или перекристаллизации, при которых развиваются уже конформнозернистые структуры, стирающие первичные.

Таблица 3.

Структуры осадочных пород по взаимоотношению зерен

|  |  |
| --- | --- |
| I. Конформнозернистые  1. Гипидиоморфнозернистая  2. Гипидиогранобластовая  3. Гранобластовая,  лепидобластовая, фибро  (или немато) бластовая  4. Механоконформнозернистая | II. Неконформнозернистые  1. Цельноскелетные биоморфные:  а) раковинные, или ракушняковые,  б) биогермные и др.  2. Шаро- или сфероагрегатные:  а) оолитовая, б) сферолитовая,  в) пизолитовая, г) бобовая,  д) онколитовая, е) конкреционная,  ж) желваковая, з) копролитовая,  и) окатышевая, к) сгустковая,  л) комковатая и др.  3. Обломочная, или кластическая:  а) кристаллокластическая,  б) литокластическая,  в) витрокластическая,  г) биокластическая |

В зависимости от формы и, следовательно, от способа образования зерен различают три основных типа неконформных структур.

1. Цельноскелетные биоморфные структуры — раковинные, или ракушняковые (структурными элементами — зернами — являются раковины) , и биогермные — коралловые, строматолитовые — и др., когда захороняются прижизненно скелеты обычно прикрепляющихся организмов.

2. Шароагрегатные, или сфероагрегатные, и примыкающие к ним многочисленные структуры в основном химического и биологического, реже механического (глиняные катуны и др.) происхождения, когда структурными элементами служат обычно сферические тела — агрегаты мелких кристалликов или аморфные образования, сохраняющие свою первичную форму: оолитовая, сферолитовая, пизолитовая, онколитовая, бобовая, копролитовая, комковатая, сгустковая, конкреционная, желваковая, окатышевая, псевдоолитовая и т.д. Они широко распространены в карбонатных, фосфатных, алюминиевых, железных, марганцевых и других породах.

3. Обломочные, или кластические, структуры (иначе — детритовые) — осадки и породы сложены обломками кристаллов, стекла, пород, органических остатков, т.е. имеют соответственно кристалло-, витро-, лито- и биокластическую структуру. Последняя нередко называется органогенно-обломочной или органогенно-детритовой. То, что зерна — обломки, видно по их контурам, которые представляют поверхности дробления с одной или разных сторон, первично целостного кристалла, оолита, раковины или вулканического стекла. Обломочные структуры свойственны всем обломочным породам, большинству глинистых и фосфоритовых, многим карбонатным, бокситовым, эффузивным и другим породам. Это самые распространенные осадочные структуры: ими обладают 60-70% осадочных пород или больше.

Размер зерен— вторая, а для обломочных пород — первостепенная сторона структуры. Хотя еще существует некоторый разнобой в понимании границ гранулометрических (греч. гранула — зерно) типов и классов, особенно в разных странах, все же большинство из них понимается одинаково или близко. Из двух основных требований к гранулометрическим классификациям — естественность границ и удобство в употреблении — в существующих классификациях обычно выполняется одно, так как в детальных классификациях совместить их трудно. Требование естественности границ особенно важно для обломочных пород, слагающихся из зерен, переносившихся и откладывавшихся индивидуально, когда проявлялись качественные скачки между разными популяциями зерен. К гранулометрии кластолитов приспосабливаются размерностные структуры и других пород, что упрощает и унифицирует структурный анализ осадочных пород в целом (табл 4.).

Таблица 4

Общая гранулометрическая классификация структур осадочных пород

|  |  |
| --- | --- |
| Размерность, мм | Структура |
| А. ЯСНОЗЕРНИСТЫЕ или ФАНЕРОМЕРНЫЕ (полномерные), — крупнее 0,05мм | |
| I. 10000—10 | Грубомерные: гига- и грубообломочные, гига- и грубоскелетные |
| 10000—1000 | гигаобломочные, или блоковые, гигаглыбовые, гигавалунные,  гигаскелетные |

Таблица 4

Общая гранулометрическая классификация структур осадочных пород

|  |  |
| --- | --- |
| II. 10 — 2 | КРУПНОМЕРНЫЕ: крупнообломочные — дресвяные,  дресвяниковые, гравийные, гравелитовые, крупноскелетные,  гигакристаллические |
| 10 — 5 | крупнодресвяные (фавийные) и т.д. |
| 5 — 2 | мелкодресвяные —"— |
| III. 2 — 0,05 | МЕЛКОМЕРНЫЕ: среднеобломочные (песчаные),  среднескелетные, макрокристаллические |
| 2—1 | грубозернистые, грубопесчаные (грубопсаммитовые) |
| 1 —0,5 | крупнозернистые |
| 0,5 — 0,25 | среднезернистые |
| 0,25 — 0,1 | мелкозернистые |
| 0,1 —0,05 | тонкозернистые |
| Б. КРИПТОМЕРНЫЕ, незернистые визуально: пелитоморфные, афанитовые —меньше 0,05 мм | |

 Таблица 4

Общая гранулометрическая классификация структур осадочных пород

|  |  |
| --- | --- |
| IV. 0,05 — 0,0001 | МИКРОМЕРНЫЕ: микрообломочные, или алевритовые,  микрозернистые, чешуйчатые, микробиоскелетные |
| 0,05 — 0,001  (0,005) | алевритовые, микрозернистые, микрочешуйчатые |
| 0,05 — 0,01 | крупнопелитовая |
| 0,01 — 0,005 | среднепелитовая |
| 0,005 — 0,001 | мелко- (или грубопелитовая) |
| 0,001 — 0,0001 | субколлоидальные, мелкопелитовые, и  ультратонкочешуйчатые |
| V. Мельче 0,0001 | КОЛЛОИДАЛЬНЫЕ |
| VI. Без зерна | НЕЗЕРНИСТЫЕ: бесструктурные, аморфные |

По размеру зерна все структуры, как и породы, прежде всего делятся на две самые крупные группы: яснозернистые, или фанеромерные (полномерные), зерно которых видно невооруженным глазом, и криптомерные, или скрытозернистые, а также и незернистые, которые визуально воспринимаются как сплошные, бесструктурные, что и обозначается двумя равноценными терминами: пелитоморфные, т.е. глиноподобные, землистые (например, мергели, опоки, диатомиты), и афанитовые — стекловатые по виду (обсидианы, кремни, яшмы). Граница между ними 0,05 мм — предел разрешения глазом зернистости. Эта самая важная граница в гранулометрическом ряду выбрана не по онтологическим (присущим объекту), а по познавательным, гносеологическим, т.е. методическим, критериям. Но, может быть, это счастливая случайность, с этой границей совпадает скачок свойств и в объектах — в породах: в более тонких осадках появляется связность, резко подскакивает высота капиллярного поднятия и т.д. Таким образом, граница 0,05 мм является также естественной, а не только методической. Естественное обоснование имеет и граница 2 мм: более крупные обломочные породы практически только литокластические, т.е. состоящие из обломков пород, а более мелкие часто также бывают и кристаллокластическими, т.е. состоящими и из минералов.

Граница 0,0001 мм (или 0,0002 мм) также естественна, так как отмечает верхний предел коллоидных растворов, не подчиняющихся силе тяжести, имеющих один заряд для всех частиц, снятие которых вызывает коагуляцию коллоидного раствора и осаждение. Это и предел разрешения светового микроскопа, так как размер коллоидальных частиц меньше половины длины световой волны.

Некоторое гидродинамическое обоснование границы в 10 мм приводит Л.Б. Рухин (1969), что и позволяет принять ее за раздел гравия и галек. Верхний предел галек (10 см) принимается без обоснования, а иногда его отодвигают до 20 см.

Отмеченные естественные, т.е. лежащие в самом объекте, границы все же обосновываются слабо. Это позволяет многим литологам для удобства и простоты пользоваться обычным арифметическим рядом, разбитым более или менее равномерно. Для хемогенных пород такой подход вполне приемлем.

Зернистость осадочных пород характеризуется также степенью равно- или разнозернистости, что для обломочных пород выражается степенью сортировки. Среди разнозернистых выделяется порфировая или порфировидная структура: порода четко делится на две фракции: тонкую, являющуюся фоном, или основной массой, и более крупные вкрапленники, а промежуточные по размеру зерна отсутствуют.

# 

# ГЛАВА 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В становлении осадочной породы решающими являются термодинамические и химические условия зоны осадкообразования. Л.В. Пустовалов (1940), впервые введший понятие, определяет его так: "Поверхностную зону Земли, в которой совершаются процессы, имеющие то или иное непосредственное отношение к образованию осадочных пород, мы называем зоной осадкообразования или осадконакопления". С первого взгляда определение тавтологическое: оно повторяет почти буквально то, что надо определить. Но в действительности оно строго логичное и содержательное, а то, что оно воспринимается как весьма общее и неконкретное, зависит от сложности и разнородности этой оболочки Земли.

В самом деле, процессы образования осадочных пород, сначала в виде их зародышевой формы — осадка, охватывают буквально всю поверхность земли, каждый квадратный сантиметр ее, будь то суша или морское дно. Но, кроме того, они развертываются во всей толще гидросферы ив атмосфере, а также в верхней части литосферы. Осадкообразование на поверхности литосферы начинается на самых высоких вершинах гор, где морозное выветривание и ледниковая экзарация производят огромное количество грубых и тонких частиц, перемещающихся далее силой тяжести по склонам, снежными лавинами, селевыми потоками и реками, а также подземными водами, по пути образующими временные или постоянные накопления. Но процессы осадкообразования продолжаются и в них, и на плоских водоразделах во влажном климате эстафета переходит от физического выветривания к химическому, а также биологическому, пустыни — арена активных процессов осадкообразования как в механической (дюны), так и в химической (соленакопительные водоемы) формах.

В болотах, озерах, лагунах накапливаются тончайшие илистые и органические осадки, а также торфяники — угли, горючие сланцы, сапропели, железные руды, известняки, , на пляже — высокодинамичные крупнозернистые осадки — песчаные и галечно-валунные отложения, россыпи тяжелых минералов. Исключительно разнообразны процессы осадконакопления в морях и океанах, как бы повторяющие континентальные (выветривание, коллювиальные, флювиальные, волновые и тиховодные), а также биогенные (рифы, банки ракушниковые, планктоногенные накопления) и вулканические. И все они совершаются в разнообразных по динамике среды, ее химизму и населенности жизнью обстановках, на разных глубинах и в разных тектонических и климатических режимах. И после того как осадок отложился, в нем не прекращаются процессы осадкообразования, точнее породообразования, — растворение, окисление, восстановление, гидратация, выпадение новых минералов, называемых диагенетическими, а также вывод из осадка снова в морскую воду большого числа элементов и соединений: СО2, NH4, СН4 и других газов, катионов и анионов металлов и металлоидов. Эти процессы в илу и в твердых породах на суше активно протекают до уровня (зеркала) стоячих грунтовых вод, который в горах располагается иногда на глубине 1-1,5 км — такова зона активного просачивания дождевых и талых вод, а с ними перемещаются сверху вниз и в горизонтальном направлении под уклон зеркала грунтовых вод СО2, О2, органические и сильные кислоты и другие агенты выветривания и его продукты.

# 

# 3.1. Виды зон осадконакопления

Принадлежность всей гидросферы к зоне осадконакопления не вызывает сомнения: в ней совершаются многочисленные и энергичные процессы, имеющие прямое отношение к осадкообразованию — синтез частиц будущих осадков (планктонные организмы и их скелет, кристаллики солей при перенасыщении, коллоиды и т.д.), энергичный транспорт терригенного, вулканогенного, биогенного и иного вещества и гравитационное его осаждение, а также трансформация в результате механического, физического, химического и биологического воздействия на частицы, осадки и породы. Гидросфера, следовательно, участвует в осадкообразовании и вещественно, и энергетически.

Атмосфера принадлежит зоне осадкообразования потому, что в ее нижней части (по крайней мере до высоты 25-30 км, на которой проходят струйные течения со скоростью в многие сотни километров в час, переносящие вулканическую, эоловую и другую пыль) осуществляется перенос твердых, жидких и газовых частиц (энергетический вклад), осуществляется химическое воздействие атмосферы (ее газов, воды).

Зона осадкообразования (рис. 2.), следовательно, геометрически охватывает нижнюю часть атмосферы (25-30 км), всю гидросферу и верхнюю часть литосферы (до уровня стоячих грунтовых вод). Если сравнить ее с биосферой, выделенной В.И. Вернадским (1965), то зона осадкообразования полностью с ней совпадает по границам и составу. Это не случайно, а показывает суть осадочного процесса: он в основном на Земле биологический — по движущим силам и материальному вкладу биосферы. Это делает осадконакопление, как и жизнь на Земле, в основном космическим явлением и процессом. Поэтому осадочный процесс нельзя понять в отрыве от биосферы.

Если более близко рассмотреть зону осадкообразования (30), то обнаруживается резкая контрастность и неоднородность агрегатного состояния вещества (рис. 2.): здесь в равной мере господствуют все три состояния — твердое, жидкое, газовое. Ни в одной зоне Земли нет такого контрастного их соотношения, и уже из этой гетерогенности, точнее гетеротропности, следует ожидать энергичных процессов взаимодействия между этими состояниями вещества. Аккумулирует солнечную энергию в наиболее концентрированном виде прежде всего живое вещество, а затем глинистые и другие осадочные минералы. Благодаря живому веществу, аккумулировавшему огромные запасы солнечной энергии и всегда готовому легко отдать ее, становятся возможным антиэнтропийные процессы на Земле, повышающие уровень организации вещества и запасы его энергии высоких классов. Эта энергия становится причиной глобальных процессов преобразования вещества, круговоротов его, накопления и фракционирования химических элементов, мобилизации, транспортировки компонентов осадков и накопления их, а также глубокого преобразования в сингенезе и диагенезе.

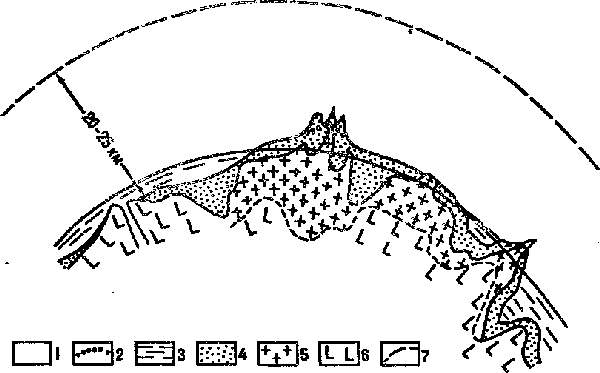


Рис. 2. Зона осадкообразования (1-3 и часть 4) и стратисфера (4):

1 — атмосфера, ее нижняя часть; 2 — подошва зоны осадкообразования в горах; 3 — гидросфера открытая; 4 — осадочный слой Земли — стратисфера (за малым исключением — верхней ее части, попадающей в зону просачивания атмосферных осадков); 5 — гранитно-метаморфический слой земной коры; б — ее базальтовый слой; 7 — граница между гранитно-метаморфическим и базальтовым слоями земной коры.

Лунные приливы и отливы перемещают огромные массы воды и осадков, определяя жизнь в широкой береговой зоне, формируя особый генетический тип — приливные отложения, перемешивая и снабжая кислородом толщу воды до 1,5 км.

Помимо космических в седиментогенезе проявляются и земные, теллурические виды энергии: гравитационная, или сила земного притяжения, внутриземное тепло как в виде теплового потока, так и в аккумулированном состоянии — в эндогенных минералах, энергия радиоактивного распада и энергия химических реакций. В частности, последний вид энергии проявляется при выветривании, минералообразование которого в основном экзотермическое, т.е. идущее с выделением тепла. Тепловой поток на Земле распределен неравномерно, и там, где он значителен, идут более энергично процессы преобразования осадочных пород и их метаморфизация. В конце концов на той или иной глубине (10-25 км) осадочные породы "исчезают", т.е. превращаются в метаморфические или магматические. Гравитация в зоне осадкообразования проявляется как непосредственно в гравитационном перемещении материала (обвалы, осыпи, оползни и т.д.), так и косвенно — через движение флюидов, особенно воды под уклон, перемещающей огромные массы материала. Гравитация действует и в атмосфере — осаждение эоловой и вулканической пыли, — ив водоемах — осаждение взвесей, планктонного, вулканического и космического материала и образование осадков.

В зоне осадкообразования специфично и весьма тесно взаимодействуют не только все четыре оболочки Земли — атмосфера, гидросфера, литосфера и пронизывающая их биосфера, не только вещество в трех своих состояниях, но и разнообразные виды энергии, как космические, так и земные. И это взаимодействие отличается не только энергетичностью, но и весьма большой лабильностью, т.е. подвижностью и изменчивостью во времени и в пространстве. Игра видов энергии и сил и взаимодействие состояний подвержены колебаниям в течение часов, суток, сезонов, годов и более длительных циклов и часто совершается аритмично, не через равные промежутки времени, что определяется вероятностными законами интерференции состояний и сил. Погодные условия, сильно отражающиеся на процессах осадконакопления (наводнения, бури, смерчи, ураганы, выпадение дождей или сухие сезоны), до сих пор предсказываются с большими ошибками или вообще не предугадываются.

Большая часть зоны осадкообразования — атмосфера и гидросфера, как и биосфера, — отличается высокой подвижностью для динамических (механических) процессов, что объясняется их малой плотностью и контактовым, или барьерным, положением между Землей и Космосом, на границе которых разыгрываются мощные глобальные процессы из-за резких локальных различий в нагревании, влажности, давлении, рельефе. Но эти глобальные динамические процессы обусловливаются не столько внутренними неоднородностями, сколько внешними факторами, главным образом климатом, т.е. наклоном поверхности земли к солнечным лучам. Они выравнивают состав атмосферы и гидросферы.

В противоположность этим весьма подвижным оболочкам литосфера неоднородна по площади и часто меняется на коротких расстояниях: гранитный массив по резкой границе контактирует с базальтами и карбонатно-глинистыми толщами и т.д. Поэтому материальное, вещественное участие литосферы в осадкообразовании очень сильно меняется от участка к участку.

# 3.2. Анализ зоны осадкообразования

Рассматривая подробнее зону осадкообразования, проследим, прежде всего изменения температуры. Абсолютная амплитуда колебания температуры на поверхности земли 170-175°С: абсолютный минимум зафиксирован советскими зимовщиками в Антарктиде на станции Восток и равен - 88°С. До 85ºС, возможно, до 900°C нагреваются камни в пустыне. В одной точке в течение суток амплитуда колебания температуры может достигать 500C и больше: в горах Тянь-Шаня и Памира днем камни нагреваются до 500C и больше, а ночью охлаждаются до 0 или -10 — -20°С. Колебания температуры и вообще температурный режим оказывают разнообразное и глубокое влияние на осадочный процесс в зоне осадкообразования. Основные проявления сводятся к нескольким группам процессов.

1. Влияние на скорость химических реакций, например при химическом выветривании. По правилу Вант-Гоффа, скорость их удваивается или даже утраивается с изменением температуры на 10°С. Поэтому крайние по абсолютной амплитуде температурных колебаний (1700°C) точки отличаются по скоростям химических реакций более чем в 30000 раз. Это выдвигает температуру в качестве основного термодинамического фактора осадочного процесса, по которому должны выделяться главные типы седиментогенеза. Поскольку на поверхности изменение температуры обусловливается солнечной энергией, главной зональностью седиментогенеза становится широтная, или климатическая, зональность. Реальное пролегание этих зон определяется рельефом, т.е. тектоническим фактором, деформирующим их границы.

2. Усиление физического и химического выветривания. Главным фактором первого являются температурные колебания, вызывающие вследствие анизотропии кристаллов разную величину расширения в разных направлениях и образование трещиноватости. В результате порода, даже мономинеральная, в зоне колебаний температуры постепенно расчленяется на блоки, щебень, хрящ, или дресву, песок и алевритовые зерна — предел физического, морозного измельчения. Максимально температурное физическое выветривание проявляется в сухих, или аридных, зонах Земли (пустыни), а также в высокогорных и полярных областях, где оно сочетается с морозным выветриванием. Продуктами физического выветривания, главным фактором которого являются температурные колебания, становятся каменистые развалы и удаляющиеся ветром или водой обломочные частицы, поступающие в пути миграции.

3. Различное нагревание земной поверхности вызывает движения воздуха (вплоть до ураганов), перемещающие огромные массы твердых (дюны, лёссы, снег), жидких (волны) и газовых (облака) веществ.

4. Ветер, а также различное нагревание воды вызывают морские течения и волнение, перемещающие гигантские массы воды и минеральных, а также биогенных компонентов, снабжающие глубинные и придонные воды кислородом и тем самым обеспечивающие жизнь даже на дне океанов, сортирующие осадки, вызывающие образование россыпей и формирование многих генетических типов отложений.

5. Охлаждение воды повышает ее плотность (максимальная при +4°C), опускание на глубину, что в озерах вызывает дважды в год (осенью и ранней весной при нагревании до +4°C) регулярное вертикальное перемешивание воды, а в океанах глобальное перемещение по дну холодных антарктических и арктических вод в меридиональном направлении — контурные течения, формирующие контуриты — отложения у подножий континентов. Эти погружения холодной и наиболее плотной воды на дно в озерах и океанах снабжают кислородом глубинные и придонные воды, обеспечивая жизнь и окислительные процессы.

6. В вертикальном столбе воды суточные колебания температуры сказываются до глубины в несколько метров, годовые — до 1000 м. Ниже устанавливается постоянная низкая (4-5°С, а у дна 2-3°С) температура. А это увеличивает растворимость газов, которая растет с понижением температуры. В свою очередь это способствует развитию жизни и сильно влияет на хемогенный седиментогенез, например на осаждение фосфатов, карбонатов. В растворе морской воды удерживается большое количество катионов (Ca и др.), и когда эти воды в зонах апвеллинга (подъема воды) будут поданы в верхние слои с более высокой температурой и низким давлением, газы выделятся из растворенного состояния и диффундируют в атмосферу, а удерживаемые в равновесии с ними катионы, например в виде бикарбоната Са(НСО3)2, образуют менее растворимые соли (СаСОз), выпадающие в осадок из пересыщенных растворов.

7. Повышение температуры увеличивает растворимость большинства соединений, не связанных с газовой фазой.

8. Повышение температуры сильно увеличивает расцвет жизни как на суше (тропические леса), так и в водоемах, в которых действуют еще и подъемы воды, но уменьшает растворимость газов. Расцвет жизни интенсифицирует круговорот веществ и способствует биогенной садке минерального и органического вещества, но препятствует химическому осаждению, так как использует карбонатное, кремневое, фосфатное и другое вещество для построения тела и скелета организмов и тем самым отдаляет или даже, с течением геологического времени, исключает достижение насыщения и химического выпадения. Но взаимоотношение расцвета жизни с температурой сложнее и определяется также другими факторами, выступающими часто как более важные (газовый режим, наличие питательных компонентов и движение воды), поэтому в холодных водах высоких широт жизнь довольно обильная, биомасса большая и влияние жизни на осадочный процесс значительное.

Давление оказывает меньшее влияние на образование осадков, во-первых, потому, что оно на поверхности земли малое (в среднем 1 атм), а во-вторых, не так изменчиво во времени и в пространстве. Но все же оно снижается в горах до 0,5 атм, а в толще воды увеличивается на 1 атм с углублением на 10 м. Так, на глубинах 100 м давление 10 атм, на 200 м — 20 атм (край шельфа), на 4000-5000 м (океаническое дно) — 400-500 атм, на 11 000 м — 1100 атм., что соизмеримо с давлением до 3500-4000 атм. в осадочной оболочке и с давлением газов в вулканическом очаге. Это одно из влияний давления на осадочный, в данном случае — на вулканогенно-осадочный процесс: взрывной характер извержений на таких глубинах (начиная с первых километров и даже с сотен метров) становится практически невозможным, поэтому не образуются туфы, а вулканический процесс сводится в основном к эффузивной, лавовой форме извержения и даже совершается в виде силлов между осадками и толщей воды, эквивалентной кровле из пород толщиной 1-1,5 км. Взвешивающий эффект морской воды порождает и другую форму излияний — пульверизацию лавы, при которой порождаются пульверизационные (шариковые) гиалокластиты.

Второе важное следствие нарастания давления с глубиной — увеличение растворимости газов: О2, СО2, H2S и др. Выше мы видели, что в этом же направлении действует и понижение температуры. Поэтому оба этих мощных фактора, влияющих согласованно и прямо пропорционально, реализуются в очень больших массах растворенных в морской глубинной воде газов, которые удерживают в растворе и большие массы катионов, включая седиментообразующие и питательные для планктона. Подъем их в зонах дивергенции или апвеллингов приводит к химическому осаждению карбонатов, фосфатов непосредственно или опосредованно через планктоногенные осадки.

Кроме того, "погодные" колебания давления, хотя и небольшие по абсолютному значению (десятые доли атмосферы), способствуют зарождению циклонов (области низких давлений) и антициклонов (области высоких давлений), которые дальше развиваются в сильные ветры и мощнейшие ураганы и штормы. Помимо этого малые падения или повышения давления управляют газовым режимом почв и гидросферы и населяющим их микро- и макробиосом, растворимостью карбонатов и т.д.

Следует отметить, что давления в гидросфере, даже весьма большие (до 1 кбар и больше), не вызывают уплотнения осадков, так как последние состоят больше из воды (глинистые осадки — на 80-90%), а вода практически несжимаема. Только те осадки, которые водную фазу содержат в количестве менее 30-35% (пески), или первично твердые породы испытывают влияние давления столба воды и уплотняются: в них минеральные частицы опираются друг на друга. В историческом масштабе времени давление, оказываемое трансгрессирующим морем, на шельф, появлением материкового оледенения (толщиной льда до 4 км), способно привести к медленному прогибанию (опусканию) территории, а после их снятия (регрессия, дегляциация) — подъему ее. Искусственные водохранилища электростанций также порождают водной нагрузкой землетрясения силой до 2-3 баллов.

Заключение

Осадочные горные породы - один из видов горных пород, которые образовались в результате осаждения солей в высыхающих водоемах: химические осадки, скопления остатков растительного и животного мира: органогенные, а также в результате разрушения массивных горных пород магматического или осадочного происхождения - обломочные. К химическим осадкам относят гипс, ангидрит, магнезит, доломит и известковые туфы.

В основе группировки обломочных пород лежат структура (размер), степень окатанности частиц, характер и состав цемента и минеральный состав обломков. К породам этой группы относятся гравий, галька, щебень, пески и песчаники, алевролиты.

Наиболее типичными представителями коллоидно-осадочных пород являются глины, аргиллиты и глинистые сланцы. К породам коллоидно-осадочного происхождения относятся также многочисленные глиноземистые (латериты, бокситы), железистые, марганцевые (руды) образования. Текстуры и структуры этих пород землистые, пористые, оолитовые, бобовые и конкреционные.

Хемогенные горные породы. Этот генетический тип охватывает группу сульфатных и галоидных пород.

Сульфатные породы представлены ангидритом и гипсом, а галоидные - каменной солью и калийными солями - карналлитом и сильвинитом-образующими залежи калийных солей, имеющих большое промышленное значение

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанский Ю.П. и др. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Новосибирск, Наука, 1987.
2. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям. М., МГУ, 1988.
3. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М., Высшая школа, 1984.
4. Логвиненко Н.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л., Недра, 1987
5. Маракушев А.А. Петрография. М., МГУ, 1993
6. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М., МГУ, 1995