

55(075.8)

Г 36

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ  
Сумский государственный университет

**КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ**  
по курсу "Геология с основами геоморфологии"  
для студентов специальности 7.070801  
дневной формы обучения

Сумы Изд-во СумГУ 2000

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ  
Сумский государственный университет

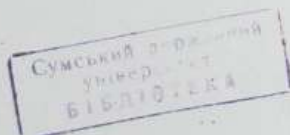
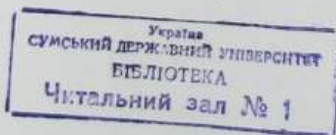
**КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ**  
по курсу "Геология с основами геоморфологии"  
для студентов специальности 7.070801  
дневной формы обучения

У/к 1533

Утверждено на заседании  
как конспект лекций  
по дисциплине  
«Геология с основами  
геоморфологии»,  
специальности 7.070801.

Протокол № 1 от 28.08.1999 г.

Сумы Изд-во СумГУ 2000



1705

Учебное издание

**Конспект лекций  
по курсу "Геология с основами геоморфологии"  
для студентов специальности 7.070801  
дневной формы обучения**

Составитель  
Ответственный за выпуск

В.Д. Василега  
Л.Д. Пляцук

План 2000 г. поз. 133.

Под к печати 26.05.00 Формат 60x84/16.

Тираж 50 экз.

Заказ № 246

Себестоимость изд.

У грн. 14 коп.

Уч. – изд. лист. 9,

Усл. печ. лист 12, 73

---

Изд-во СумГУ 40007, г. Сумы, ул. Р – Корсакова, 2  
"Ризоцентр" СумГУ, 40007, г. Сумы,  
ул. Р – Корсакова, 2

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |    |
|---|----|
| I Основные данные о земле<br>и земной коре.....                       | 6  |
| Тема 1 Строение Земли.....  | 6  |
| 1 Земная кора.....  | 7  |
| 2 Мантия.....   | 13 |
| 3 Ядро.....   | 15 |
| Тема 2 Минералы и горные породы.....                                  | 16 |
| 1 Химический состав земной коры.....                                  | 17 |
| 2 Порообразующие минералы.....  | 18 |
| 3 Классификация минералов.....  | 24 |
| 4 Горные породы.....  | 35 |
| Тема 3 Общие сведения о рельефе<br>земной поверхности.....            | 38 |
| 1 Понятия о формах и элементах форм.....                              | 38 |
| 2 Морфография и морфометрия рельефа.....                              | 42 |
| 3 Генезис рельефа.....  | 45 |
| II Геологическая деятельность факторов<br>внешней динамики Земли..... | 48 |
| Тема 4 Выветривание.....  | 48 |
| 1 Механическое выветривание.....                                      | 49 |
| 2 Физическое выветривание.....  | 51 |
| 3 Химическое выветривание.....  | 53 |
| 4 Биологическое выветривание.....                                     | 54 |
| 5 Продукты выветривания.....  | 55 |
| Тема 5 Геологическая деятельность<br>поверхностных вод.....           | 58 |
| 1 Общие сведения о стоке.....   | 59 |
| 2 Геологическая деятельность рек.....                                 | 61 |
| 3 Разрушительная работа рек.....                                      | 67 |
| 4 Транспортирующая работа рек.....                                    | 77 |
| 5 Речные отложения.....   | 77 |
| 6 Геологическая деятельность водотоков.....                           | 79 |

|  |     |
|--|-----|
| Тема 6 Геологическая деятельность<br>подземных вод.....                      | 88  |
| 1 Классификация подземных вод.....   | 89  |
| 2 Химизм подземных вод.....  | 91  |
| 3 Условия залегания подземных вод.....                                       | 93  |
| 4 Результаты геологической деятельности<br>подземных вод.....                | 97  |
| Тема 7 Геологическая деятельность морей<br>и океанов.....                    | 112 |
| 1 Общие сведения по океанологии.....   | 113 |
| 2 Рельеф дна Мирового океана.....  | 117 |
| 3 Разрушительная работа моря.....  | 121 |
| 4 Транспортирующая деятельность моря.....                                    | 122 |
| 5 Аккумулирующая деятельность моря.....                                      | 124 |
| Тема 8 Геологическая деятельность озер<br>и болот.....                       | 130 |
| 1 Деятельность озер.....   | 130 |
| 2 Деятельность болот.....  | 133 |
| Тема 9 Геологическая деятельность льда.....                                  | 135 |
| 1 Типы льда.....   | 135 |
| 2 Промерзание грунтов.....   | 138 |
| 3 Ледники.....   | 140 |
| Тема 10 Геологическая деятельность<br>человека.....                          | 145 |
| 1 Виды технической деятельности человека.....                                | 146 |
| 2 Антропогенные изменения земной коры.....                                   | 149 |
| III Геологическая деятельность<br>факторов внутренней динамики<br>Земли..... | 151 |
| Тема 11 Магматизм.....   | 151 |
| 1 Интрузивный магматизм.....   | 153 |
| 2 Эффузивный магматизм.....  | 155 |
| Тема 12 Землетрясения.....   | 163 |
| 1 Физическая характеристика<br>землетрясений.....                            | 163 |

|  |     |
|--|-----|
| 2 Типы землетрясений.....  | 166 |
| 3 Распространенность землетрясений на Земле. Предсказание землетрясений..... | 167 |
| Тема 13 Метаморфизм.....   | 169 |
| 1 Факторы метаморфизма.....  | 169 |
| 2 Типы метаморфизма.....   | 171 |
| Тема 14 Тектонические движения.....  | 173 |
| 1 Классификация тектонических движений.....                                  | 174 |
| 2 Колебательные тектонические движения.....                                  | 175 |
| 3 Складчатые и разрывные тектонические движения.....                         | 178 |
| 4 Причины тектонических движений. Геотектонические гипотезы.....             | 182 |
| Тема 15 Основные тектонические структуры тектоно- и литосферы.....           | 190 |

# РАЗДЕЛ I ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ О ЗЕМЛЕ И ЗЕМНОЙ КОРЕ

## ТЕМА I СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

### План

- 1 Земная кора.
- 2 Мантия.
- 3 Ядро.

### Список литературы

1. Перельман А.И. Земная кора и биосфера. - М., 1985.
2. Никонова А. Человек воздействует на земную кору. - М., 1980.
3. Резанов И.А. Сверхглубокое бурение. - М., 1981.
4. Свинко Й.М., Сявий М.Я. Геология з основами палеонтології. - К., 1995.
5. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. - М., 1983.
6. Гескэлл Т.Ф. Под глубинами океанов / Пер. с англ. - М., 1963.

Представление о внутреннем строении Земли основано на изучении характера распределения в земных недрах упругих колебаний - сейсмических волн. Они могут вызываться как естественным (при землетрясениях), так и искусственным путем (взрывы). Недра Земли в зависимости от свойств и плотности слагающих их веществ делят на несколько оболочек, или геосфер, которые обозначают заглавными буквами латинского алфавита:

- А - земная кора,
- В - верхняя мантия,
- С - средняя мантия,

- D' и D'' - нижняя мантия;
- E - внешнее ядро;
- F - переходная оболочка;
- G - внутреннее ядро (субъядро) (рисунок 1.1).

### 1 Земная кора

Термин «земная кора» был предложен Э.Зюссом в 19 в., когда предполагалось, что Земля первоначально представляла собой раскаленный шар, который постепенно остывал и покрывался корой.

Земная кора (слой А) - самый верхний твердый слой планеты. От нижележащих геосфер она отделена поверхностью М (Мохо, Мохоровичича), названной так в честь югославского геофизика А.Мохоровичича. Глубина залегания этой поверхности различна: на континентах от 35 до 70 км, в океанах от 5 до 15 км; в среднем - 33 км. При переходе этой границы меняются химический состав вещества и его плотность, в связи с чем происходит скачкообразное увеличение скорости распространения упругих волн (продольных - от 6,8 до 8,4 км/с; поперечных - от 3,7 до 4,7 км/с). Средняя плотность горных пород, слагающих земную кору, составляет  $2,8 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^3$ , изменяясь от 1,6 до  $3,2 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^3$ . На долю земной коры приходится около 0,8% всей массы нашей планеты.

В химическом составе земной коры преобладают О (49,13%), Si (26%) и Al (7,45%). Значительную роль играют также Fe (4,2%), Ca (3,25%), Na (2,40%), K (2,35%) и Mg (2,35%). Самый распространенный элемент - кислород - представлен оксидами  $\text{SiO}_2$  (58%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15%), FeO и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (8%), CaO (6%), MgO (4%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (4%),  $\text{K}_2\text{O}$  (2-2,5 %) и т.д. Земная кора характеризуется относительно высоким содержанием долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия. Минеральный состав земной коры определяется легкоплавкими силикатами с преобладанием алюмосиликатов. Химический состав земной коры отличается от со-



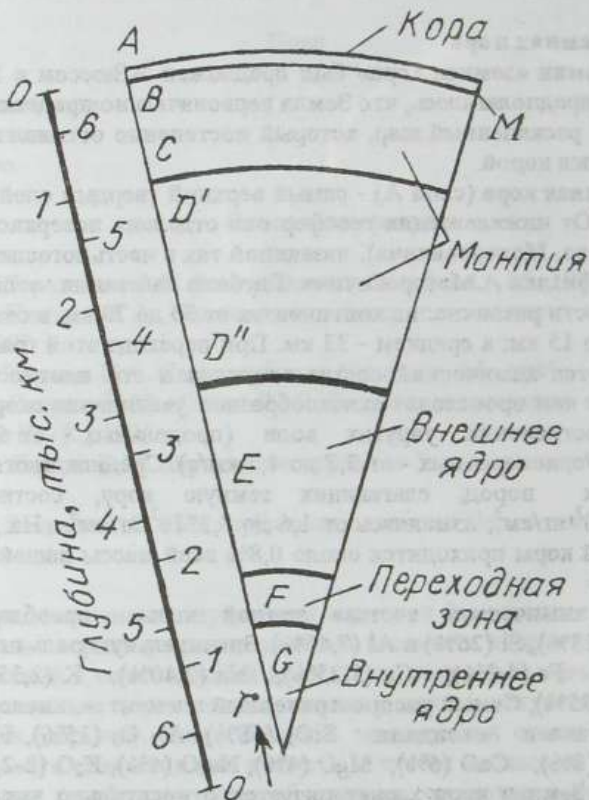


Рисунок 1.1 – Слон в Земле: М – граница Моховорвичича

става нижележащих оболочек и метеоритного вещества повышенной концентрацией кремнезема, щелочных металлов, большинства редких элементов с пониженным содержанием магния и элементов группы железа (Fe, Co, Ni, Cr). Считают, что вещество земной коры образовалось из мантии за счет выплавления и дегазации.

По особенностям геологического строения, геофизической характеристике, химическому составу земную кору делят на три типа: континентальный, океанический и промежуточный (рисунок 1.2).

*Континентальная кора* покрывает третью часть поверхности земного шара. Она присуща континентам, мелководным зонам морей и океанов (шельфам) и крупным островам. Традиционно в ее строении выделяют три слоя, которые условно называют осадочным, «гранитным» и «базальтовым».

Осадочный слой сложен преимущественно осадочными породами (песчаники, известняки, глины, мергели и т.п.). Мощность слоя - 10-15 км, скорость распределения упругих колебаний - 1,6-5 км/с, средняя плотность пород - 2,5 г/см<sup>3</sup>.

«Гранитный» слой - специфическая принадлежность континентальной коры. Скорость распространения в нем продольных упругих колебаний - 5,5-6,5 км/с. Во многих местах земного шара он обнажается на земной поверхности, вскрыт скважинами. Сложен слой кислыми магматическими и глубокометаморфизированными породами (гнейсы, слюдистые сланцы и др.). В связи с этим правильнее было бы назвать его гранитогнейсовым, или гранитометаморфическим слоем. Мощность слоя на равнинах составляет 15-20 км, в горных районах альпийского типа - 35-40 км.

Средняя плотность 2,7 г/см<sup>3</sup>. Подошва гранитного слоя представляет собой поверхность Конрада (К).

«Базальтовый» слой залегает в основании коры. На дневной поверхности достоверно не обнажается и скважинами не вскрыт. О составе его судят по сейсмологическим данным. Экспериментально установлено, что скорости распределе-

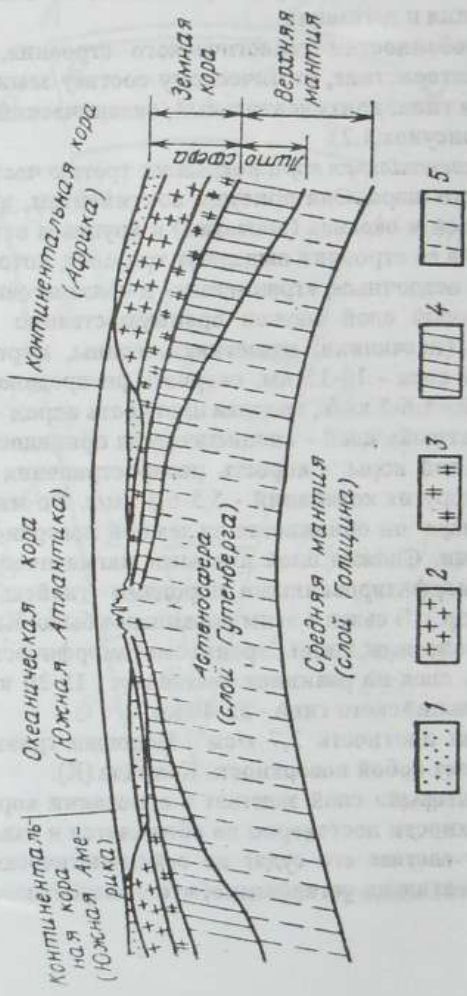


Рисунок 1.2 – Разрез земной коры по линии Южная Америка – Африка:  
 1 – осадочный слой, 2 – «границный» слой континентов, 3 – «базальтовый» слой континентов и базальтовый, габбро-серпентинитовый слой океанов, 4 – подкоровая часть литосферы (субстрат), 5 – астеносфера

ния продольных упругих колебаний (6,5 - 7,4 км/с), присущие этому слою, отвечают базальтовым породам. Однако такие же скорости характерны для осадочных и вулканических пород, прошедших высшую (гранулитовую) стадию метаморфизма. Поэтому ряд исследователей предложили выделять этот слой как гранулито-базитовый. Мощность слоя до 40 км. Подошва его соответствует поверхности М. Сейсмические данные свидетельствуют, что поверхность М расслоена и не представляет собой единой границы раздела - это своеобразный переходный слой между земной корой и мантией. Плотность слоя около  $2,9 \text{ г/см}^3$ .

Характерная особенность строения континентальной коры - наличие сравнительно резкого увеличения ее мощности под горными сооружениями. Максимальные мощности (свыше 70 км) установлены под Гималаями. Обычно в горных районах мощность коры изменяется от 50 до 65 км, а под равнинами - от 35 до 45 км. Эта особенность строения горных массивов получила название корней гор.

*Океаническая кора* по своему строению принципиально отличается от континентальной. Она состоит из трех слоев: первого - осадочного, второго - базальтового и третьего - габбро-серпентинитового. Общая мощность океанической коры варьирует от 5 до 15 км (рисунок 1.2).

Первый - осадочный слой - покрывает дно морей и океанов. Плотность осадков около  $2 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$ , а скорость распространения сейсмических волн в нем варьирует от 1,5 до 2,5 км/с. Осадочный слой океанов образовался за счет выноса осадочных веществ реками с континентов, собственно океанического осадконакопления и вулканической деятельности. В меньшем масштабе осадочный материал поставляется в Мировой океан ледниками в результате морской эрозии, деятельности ветра. Мощность осадочного слоя океанов колеблется от нескольких метров до 2 км вблизи континентов. Увеличение мощности до 1 км отмечено на ряде крупных подводных плато и возвышенностях, удаленных от матери-

ков. Аномально высокие мощности осадочного слоя установлены по перифериям океанов. Например, на окраине Атлантического океана выявлены осадочные тела (линзы), мощность которых превышает 15 км. Столь же внушительны мощности осадочного слоя и в котловинах окраинных морей (Охотское, Японское моря и др.).

Второй - базальтовый слой океанической коры - сложен чередующимися между собой базальтовыми лавовыми потоками, брекчиями, вулканическими пеплами. Также разнообразность слоя определяет и резкие (от 2,2 до 5,5 км/с) колебания скоростей распространения продольных сейсмических волн. Мощность слоя варьирует от 1,5-2 км в районах подводных поднятий до 0-500 м в наиболее глубоководных впадинах.

Третий - габбро-серпентинитовый слой - называют фундаментом океанической коры. Он прослеживается стабильно во всех частях океанов. Слой характеризуется постоянством мощности (5-6 км) и скоростью распространения сейсмических волн в пределах 6,4-7,2 км/с. О его составе имеются различные суждения. Одни исследователи считают, что слой сложен в основном габброидами и серпентинизированным перидотитом - ультраосновной магматической породой мантийного происхождения, несколько видоизмененной в результате контакта с океаническими водами. Другие отстаивают гипотезу базальтового состава слоя, полагая, что он сложен такими минералами, как роговая обманка (амфиболит) и плагноклаз.

*Промежуточная, или переходная кора*, имеет признаки как континентальной, так и океанической коры, в связи с чем различают два ее подтипа: субконтинентальный и субокеанический.

Субконтинентальная кора характерна для некоторых островных дуг. В ее строении присутствуют осадочный, «гранитный», «базальтовый» слои. Гранитный слой в отличие от континентов имеет существенно сокращенную мощность.

Общая мощность субконтинентальной коры 30-35 км. Субокеаническая кора присуща окраинным и некоторым внутриконтинентальным морям. По своему строению она тождественна океанической коре, но отличается значительно увеличенной мощностью осадочного слоя (до 20 км). Гранитный слой практически отсутствует. Мощность субокеанической коры 30-35 км.

Земная кора вместе с верхним слоем мантии (до астеносферы) образует чрезвычайно важную оболочку земных недр - литосферу. Эта жесткая оболочка, характеризующаяся высокой прочностью и упругими свойствами, залегает на ослабленном, пластичном астеносферном слое. Под материками подошва литосферы залегает на глубинах от 150 до 250 км, а под океанами - на глубинах от 7 до 90 км. Такое существенное различие в мощности континентальной и океанической литосферы объясняется более древним возрастом первой. Подкоровые части литосферы (субстрат) образуются за счет охлаждения и кристаллизации горячего мантийного вещества.

## 2 Мантия

Мантия представляет собой вещественный комплекс, залегающий между поверхностями Мохоровичича и Вихерта-Гутенберга соответственно в интервале глубин от 33 км (в среднем) до 2900 км. Это самая мощная геосфера Земли. На ее долю приходится 83% ее объема и почти 66% массы. Сейсмологические данные позволяют выделить в пределах мантии следующие геосферы: верхнюю мантию (слой В), среднюю мантию (слой С) и нижнюю мантию (слой D' и D'').

*Верхняя мантия* (слой В) включает подкоровую часть литосферы и астеносферу (слой Гутенберга). Отделена от средней мантии границей раздела на глубине около 410 км.

В пределах астеносферы происходит частичное расплавление базальтовых составляющих. Вещество в этом слое характеризуется пониженной вязкостью и пластичностью.

С существованием астеносферы связывают явление *изостазии*, которое выражается в стремлении литосферы к равновесному состоянию. Астеносфера является тем пластичным слоем, который выравнивает давления разновысотных и разноплотных блоков литосферы. Примерно на глубине 100 км давление литосферы одинаковое и не зависит от рельефа местности. Астеносфера служит генератором тектонической активности литосферы, поскольку в ее пределах происходит движение магматических масс. Это область затухания движений литосферы, своеобразный амортизатор, «смягчающий» проявление в литосфере активности глубинных недр Земли.

Верхняя мантия характеризуется в целом увеличенным скоростью распространения продольных сейсмических волн от 7,9 до 9 км/с.

*Средняя мантия* (слой С или слой Голицина) отделяется от нижней мантии границей раздела на глубине 950-1000 км. Ниже этой поверхности раздела скорость сейсмических волн плавно нарастает и меняется для продольных волн от 9 до 11,4 км/с, а для поперечных - от 5 до 6,4 км/с.

Химический и минеральный состав средней мантии принципиально не отличаются от состава верхней мантии.

Средняя мантия вместе с верхней мантией и земной корой образует *тектоносферу* - главную область проявления тектонических и магматических процессов.

*Нижняя мантия* (слой D' и D'') прослеживается до глубины 2900 км (поверхность Вихерта-Гутенберга). Граница раздела весьма четкая, так как здесь резко падает (с 12,6 до 8,1 км/с) скорость распространения продольных упругих колебаний, а поперечные колебания вообще не прослеживаются. В основании нижней мантии выделяют переходную обо-

лочку (слой D''), которая располагается в интервале глубин 2700 - 2900 км.

### 3 Ядро

Граница между мантией и ядром, как отмечалось выше, называется поверхностью Вихерта-Гутенберга. Ядро занимает центральную часть Земли, составляя около 17% ее объема и 34% массы. В пределах ядра сейсмологические данные позволяют выделить внешнее ядро, переходную оболочку и внутреннее ядро.

*Внешнее ядро* (слой E) заключено в пределах 2900-4980 км. Вещество в нем находится в расплавленно-жидком состоянии или состоянии, близком к нему.

*Переходная оболочка* соответствует интервалу глубин 4480-5120 км.

*Внутреннее ядро* (слой G или субъядро) занимает самую сердцевину нашей планеты. Его радиус 1250 км.

В отношении химического и минерального состава ядра Земли существуют две основные точки зрения. Согласно первой ядро - железоникелевое, согласно второй - силикатное (т.е. тождественно составу мантии).

Современные данные о внутреннем строении Земли позволяют сравнить ее с вращающимся толстостенным шаром (кора и мантия), имеющим внутреннюю полость, заполненную жидкостью (внешнее ядро), в которой плавает сравнительно небольшое шарообразное твердое субъядро. В центре системы внутреннее ядро удерживается силами ньютоновского тяготения и может вращаться иначе, чем мантия. Именно этим эффектом динамомеханизма создается геомагнитное поле нашей планеты.



## Вопросы для самопроверки

- 1 Перечислите основные геосферы Земли. Укажите глубины раздела.
- 2 Что понимается под земной корой?
- 3 Охарактеризуйте континентальную земную кору.
- 4 Охарактеризуйте океаническую земную кору.
- 5 Охарактеризуйте промежуточный тип коры.
- 6 Дайте характеристику астеносферы.
- 7 В чем заключается сущность изостазии?
- 8 Охарактеризуйте среднюю мантию.
- 9 Что понимается под тектоносферой?
- 10 Охарактеризуйте нижнюю мантию.
- 11 Охарактеризуйте внешнее ядро, переходную оболочку, внутреннее ядро.

## ТЕМА 2 МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

### План

- 1 Химический состав земной коры.
- 2 Породообразующие минералы.
- 3 Классификация минералов.
- 4 Горные породы.

### Список литературы

1. Геологический словарь. - М., 1978. - Т.1-2.
2. Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрея. - Л., 1985.
3. Кузин М.Ф., Егоров Н.К. Полевой определитель минералов. - М., 1983.
4. Шнюков Е.Ф. Мир минералов. - К., 1978.

5. Кневленко Е.Я. и др. Декоративные коллекционные минералы. - М., 1987.
6. Полканов Ю.А. Минералы Крыма. - Симферополь. 1989.
7. Логинова А.М. Практикум по геологии. - М., 1976.
8. Музафаров В.Г. Минералогия и петрография. - М., 1964.
9. Каденская М.И. Руководство к практическим занятиям по минералогии и петрографии. - М., 1976.

### 1 Химический состав земной коры

Первые обобщения по химическому составу земной коры были сделаны американским ученым Ф.Кларком в конце XIX в. Позднее эту проблему изучали В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, А.П. Виноградов и др. Они опубликовали данные о кларковых содержаниях (по предложению А.Е. Ферсмана *кларком* называется содержание элемента в земной коре в весовых процентах) элементов. По А.П. Виноградову кларки главных элементов следующие: O - 46; Si - 29,5; Al - 8,05; Fe - 4,65; Ca - 2,96; Na - 2,5; K - 2,5; Mg - 1,87; все прочие - 0,97. В последнее время было установлено, что земная кора состоит из следующих оксидов (весовых %):

|  |                                       |
|--|---------------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> - 66,4;               | MgO - 2,2;                            |
| TiO <sub>2</sub> - 0,7;                | CaO - 3,8;                            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 14,9; | Na <sub>2</sub> O - 3,6;              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 1,5;  | K <sub>2</sub> O - 3,3;               |
| FeO - 3,0;                             | H <sub>2</sub> O - 0,6;               |
| MnO - 0,08;                            | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,18. |

Таким образом, химизм земной коры определяется немногими элементами (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na), слагающими ее основную массу. При этом кислород, обладая большими размерами ионов, занимает 92% ее объема.

y/k 1533

Химические элементы, входящие в состав земной коры, редко находятся в свободном состоянии. Большинство из них образуют природные химические соединения – минералы.

*Минералы* – природные тела, приблизительно однородные по химическому составу и физическим свойствам, образующиеся в результате физико-химических процессов в глубинах и на поверхности Земли. Известно около 4 тыс. минералов.

*Минералогия* – наука о минералах, их составе, свойствах, особенностях и закономерностях строения, а также об условиях их образования и изменения в природных условиях.

*Горные породы* представляют собой природные агрегаты минералов более или менее постоянного минералогического и химического состава, которые образуют самостоятельные геологические тела. Горные породы изучаются *петрографией*.

Минералы бывают твердые, жидкие и газообразные. Большинство минералов относится к телам твердым. Ниже будут рассмотрены только твердые минералы, и прежде всего те из них, которые являются главной составной частью наиболее распространенных горных пород – *породообразующие минералы* – и главной составной частью важнейших полезных ископаемых – *рудобразующие минералы*.

## 2 Породообразующие минералы

Как отмечалось выше, в природе известно около четырех тысяч минералов, однако наибольшее распространение получили лишь 30–40 минералов, играющие существенную роль в сложении горных пород и геосфер Земли. Минералы эти получили название *породообразующих*. Их содержание в породах более 5%. Минералы, содержащиеся в породах в количестве менее 5%, называются *акцессорными*.

В природе минералы чаще всего встречаются в виде кристаллов, имеющих форму многогранников. Способность минералов к самоограничению обусловлена закономерным рас-

положенном составляющих их атомов, ионов и молекул. Пространственное расположение этих частиц и характеризует структуру кристалла. Плоскости, ограничивающие его, называются *гранями*, линии пересечения плоскостей – *ребрами*, точки пересечения ребер – *вершинами*. Граням кристаллов соответствуют плоскости наиболее плотного расположения частиц; ребрам отвечают ряды частиц, находящиеся на линии пересечения граней. Углы между соответствующими гранями кристаллов одного и того же минерала одинаковы и постоянны. В этом заключается закон *постоянства граничных углов*. Поскольку каждый минерал характеризуется определенными углами, по ним можно точно определить минералы.

Различают следующие формы кристаллов (рисунок 2.1): вытянутые в одном направлении (призматические, столбчатые, игольчатые, волокнистые); вытянутые в двух направлениях (таблитчатые, пластинчатые, листоватые, чешуйчатые); одинаково развитые по всем трем измерениям – изометрические (куб, октаэдр и др.). В природе часто встречаются правильные сростания одиночных кристаллов: двойники, тройники и т.д.

Все кристаллы обладают *симметрией*. Симметричность кристалла выражается в правильном повторении элементов его ограничения.

Минералы в природе встречаются как в кристаллическом, так и в аморфном состояниях, когда слагающие их частицы (атомы, ионы, молекулы и др.) беспорядочно расположены в пространстве. Физические свойства аморфных минералов приблизительно одинаковы во всех направлениях. Такие минералы называют *изотропными*. В отличие от них кристаллы *анизотропны*, т.е. их физические свойства будут различны в зависимости от выбранного направления, в котором эти свойства рассматриваются.

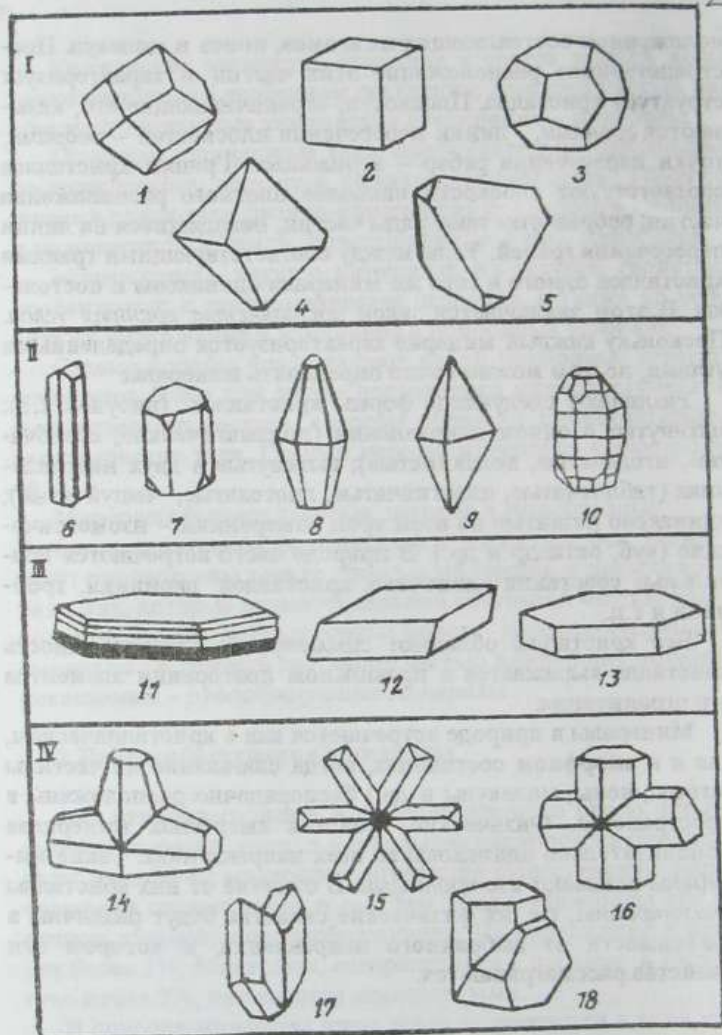


Рисунок 2.1 – Кристаллические формы минералов и формы их растворения (объяснение на следующей странице):

- I – изометрические кристаллы: 1 – ромбический додекаэдр (грават); 2 – кубический (галенит); 3 – пентагондодекаэдр (пирит); 4 – октаэдр (алмаз); 5 – тетраэдр (сфалерит);
- II – кристаллы, вытянутые в одном направлении: 6 – столбчатый (барит); 7 – короткостолбчатый (корунд); 8 – усеченно-дипирамидальный (корунд); 9 – пирамидальный (сера); 10 – бочонковидный (корунд);
- III – кристаллы, вытянутые в двух направлениях: 11 – таблитчатый (графит); 12 – ромбоэдр (кальцит); 13 – таблитчатый (пирротин);
- IV – типы срастания кристаллов: 14 – двойник пирротина; 15 – тройник арсенопирита; 16 – двойник ставролита; 17 – двойник гипса; 18 – двойник калицита

Рисунок 2.1, лист 2.

## Физические свойства минералов

Изучение минералов возможно по их внешним признакам: форме, физическим свойствам, оптическим особенностям и др. Такой метод определения минералов применяется в полевых условиях и называется *макроскопическим*, или *полевым*. Этим методом с достаточной надежностью можно определить наиболее распространенные в природе пороодо- и рудообразующие минералы.

Важнейшими физическими свойствами минералов, которые используются для их макроскопического определения, являются цвет, твердость, блеск, спайность, излом, прозрачность, плотность и некоторые другие.

**Цвет.** Окраска минералов обусловлена химическим составом, строением и наличием примесей марганца, железа, хрома, меди и других веществ. Большинство минералов окрашены в серый цвет и близкие к нему оттенки. Многие меняют свой цвет в зависимости от химических красителей (галит, кварц, флюорит, апатит и др.)

**Твердость.** Под твердостью понимают способность минерала противостоять внешнему механическому воздействию. Определяют ее путем царапания поверхности исследуемого минерала другим или предметом, твердость которого известна. Для определения твердости служит шкала Мооса с десятью эталонными минералами. В этой шкале минералы располагаются один за другим по степени увеличения твердости. Порядковый номер минерала является его твердостью.

### Шкала твердости Мооса

|              |               |
|--------------|---------------|
| 1 – тальк;   | 6 – ортоклаз; |
| 2 – гипс;    | 7 – кварц;    |
| 3 – кальцит; | 8 – топаз;    |
| 4 – флюорит; | 9 – корунд;   |
| 5 – апатит;  | 10 – алмаз.   |

Для определения твердости какого-нибудь минерала его свежую поверхность царапают одним из эталонных образцов. При этом более твердые минералы оставляют царапину (углубление) на более мягких. Подбирая минералы из шкалы Мооса, добиваются такого положения, когда на исследуемом минерале остается неясная черта от эталонного минерала, и последний сам слегка царапается. В этом случае твердость эталонного и исследуемого минералов одинакова.

Например, если исследуемый минерал легко царапается топазом, а кварц оставляет на нем неясную черту, то образец имеет твердость 7.

**Б л е с к.** Данное свойство определяется способностью минералов отражать свет. По этому признаку все минералы делятся на две группы: с металлическим и неметаллическим блеском. Минералы с металлическим блеском напоминают блеск поверхности металлов. К ним относится большинство рудообразующих минералов.

Большинство минералов обладает неметаллическим блеском. Это породообразующие минералы. К неметаллическому блеску относятся: стеклянный, алмазный, перламутровый, шелковистый, жирный и восковой блеск.

**С п а й н о с т ь.** Это способность минералов раскалываться по плоскостям, совпадающим с гранями кристаллической решетки. В зависимости от того, насколько легко раскалываются минералы, выделяются следующие степени спайности: весьма совершенная, совершенная, средняя, несовершенная, весьма не совершенная.

**И з л о м.** Это вид поверхности минералов, не обладающей спайностью. Излом может быть раковистый, неровный, занозистый, землистый, зернистый.

**П р о з р а ч н о с т ь.** Определяется способностью минералов пропускать свет и зависит от физико-химических свойств.

**П л о т н о с т ь** минералов определяется отношением массы к занимаемому объему и зависит от их химического



состава и типа кристаллической структуры. Численно равна удельному весу. Плотность минералов измеряется в пределах 0,9-23 г/см<sup>3</sup>; главных породообразующих – от 2 до 3,5 г/см<sup>3</sup>. Выделяют минералы легкие – 0,9-2,5; средние – 2,5-4; тяжелые – 4-23.

**Прочие свойства** Для некоторых минералов характерны такие свойства, как магнитность – способность действовать на магнитную стрелку, вкус, запах, ковкость, реакция с соляной кислотой, упругость, хрупкость, свечение в рентгеновских и катодных лучах.

### 3 Классификация минералов

В основу классификации минералов положен принцип объединения минералов, обладающих сходством, и разделения тех, которые отличаются между собой. Минералы можно распределить в порядке возрастания их плотности или твердости, по блеску, оптическим свойствам или кристаллической структуре.

Ниже будут рассмотрены три типа классификации: химическая, генетическая и по их практическому значению.

Наиболее общепринятой является *химическая классификация*, по которой минералы разбивают на классы, отличающиеся друг от друга по типу химического соединения.

По химической классификации минералы делятся на 8 классов (таблица 2.1).

Таблица 2.1 – Характеристика главных породообразующих минералов

| Минералы                            | Химическая формула | Разновидности        | Твердость по шкале Мооса | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Блеск                      | Цвет                     |
|-------------------------------------|--------------------|----------------------|--------------------------|------------------------------|----------------------------|--------------------------|
| 1                                   | 2                  | 3                    | 4                        | 5                            | 6                          | 7                        |
| <i>Самородные элементы</i>          |                    |                      |                          |                              |                            |                          |
| Алмаз                               | C                  | Карбонадо, карбункул | 10                       | 3,25                         | Алмазный                   | Прозрачный               |
| Графит                              | C                  | -                    | 1                        | 2,2                          | Металлоподобный до жирного | Стально-серый до черного |
| Сера                                | S                  | -                    | 1,5-2,5                  | 2,1                          | Жирный                     | Желтый                   |
| <i>Сульфиды</i>                     |                    |                      |                          |                              |                            |                          |
| Пирит (серый или железный колчедан) | Fe <sub>2</sub> S  | -                    | 6-6,5                    | 4,9-5,2                      | Металлический              | Латуно-желтый            |
| Марказит (лучистый колчедан)        | Fe <sub>2</sub> S  | -                    | 6-6,5                    | 4,5-4,9                      | То же                      | Бледнолатуно-желтый      |
| Галенит (свинцовый блеск)           | PbS                | -                    | 2-3                      | 7,4-7,6                      | -                          | Свинцово-серый           |

Продолжение таблицы 2.1

| 1                           | 2  | 3 | 4       | 5       | 6          | 7                                   |
|-----------------------------|--|---|---------|---------|------------|-------------------------------------|
| Гипс                        | $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$           | - | 2       | 2,3     | Стеклянный | Белый, серый, розовый               |
| Ангидрит (безводный гипс)   | $\text{CaSO}_4$                                      | - | 3-3,5   | 2,8-3   | То же      | Белый, серый, голубой, розовый      |
| Барит (тяжелый шпат)        | $\text{BaSO}_4$                                      | - | 2,5-3,5 | 4,3-4,7 | -''-       | Различный (в светлых тонах)         |
| Мирабилит (глауберова соль) | $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$ | - | 1,5-2   | 1,5     | -''-       | Белый                               |
| <i>Галоиды</i>              |  |   |         |         |            |                                     |
| Галит                       | $\text{NaCl}$  | - | 2,5     | 2,1-2,2 | Стеклянный | Белый, розовый, серый, голубоватый  |
| Сильвин                     | $\text{KCl}$   | - | 2,5     | 2,1-2,2 | То же      | То же                               |
| Флюорит (плавиковый шпат)   | $\text{CaF}_2$                                       | - | 4       | 3,0-3,2 | -''-       | Белый, фиолетовый, зеленый, розовый |

Продолжение таблицы 2.1

| 1  | 2   | 3  | 4       | 5         | 6                  | 7                         |
|--|---|--|---------|-----------|--------------------|---------------------------|
| <i>Оксиды и гидроксиды</i>                 |   |  |         |           |                    |                           |
| Кварц                                      | SiO <sub>2</sub>  | Кремьень, горный хрусталь, аметист, марнон | 7       | 2,28-2,33 | Стеклянный, жирный | Разнообразный             |
| Халцедон                                   | SiO <sub>2</sub>  | Агат, сердолик                             | 6,5     | 2,6       | Жирный, мутный     | Светло-серый, голубоватый |
| Опал                                       | SiO <sub>2</sub> x nH <sub>2</sub> O                                    | -  | 5,5-6,5 | 2,2-2,3   | Жирный             | Белый, желтый, серый      |
| Гематит (красный железняк, железный блеск) | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | -  | 5,5-6   | 4,9-5,3   | Металлический      | Черный, краснобурый       |
| Магнетит (магнитный железняк)              | Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> или FeO x Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -  | 5,5-6   | 4,9-5,2   | Полуметаллический  | Железо-черный             |
| Лимонит (бурый железняк)                   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x nH <sub>2</sub> O                      | -  | 1-5,5   | 3,6-4     | Матовый            | Железобурый, ржавый       |

Продолжение таблицы 2.1

| 1                                     | 2                           | 3   | 4       | 5       | 6               | 7  |
|---------------------------------------|-----------------------------|---|---------|---------|-----------------|--|
| Корунд                                | $Al_2O_3$                   | Рубин,<br>сапфир,<br>наждак               | 9       | 3,9-4   | Стек-<br>лянный | Серый,<br>синева-<br>тый,<br>розовый                       |
| Боксит                                | $Al_2O_3$ х<br>х $nH_2O$    | -   | 1-3     | 2,3-3,5 | Мутный          | Белый,<br>розо-<br>вый,<br>бурый                           |
| <i>Карбонаты</i>                      |                             |   |         |         |                 |  |
| Кальцит<br>(извест-<br>ковый<br>шпат) | $CaCO_3$                    | Исланд-<br>ский<br>шпат,<br>араго-<br>нит | 3       | 2,7     | Стек-<br>лянный | Белый,<br>серый,<br>розо-<br>вый,<br>голубой               |
| Магне-<br>зит                         | $MgCO_3$                    | -   | 3,5-4,5 | 3,1     | То же           | Белый,<br>серый,<br>желтый                                 |
| Доло-<br>мит<br>(горький<br>шпат)     | $CaCO_3$ х<br>х<br>$MgCO_3$ | -   | 3,5-4   | 2,8-2,9 | Стек-<br>лянный | Белый,<br>желтый,<br>серый                                 |
| Сидерит<br>(желез-<br>ный<br>шпат)    | $FeCO_3$                    | -   | 3,5-4,5 | 3,7-3,9 | То же           | Серый,<br>жесто-<br>во-<br>бурый                           |
| <i>Фосфаты</i>                        |                             |   |         |         |                 |  |
| Апатит                                | $Ca_5(Cl,F) хх (PO_4)_3$    | -   | 5       | 3,2     | Стек-<br>лянный | Жел-<br>тый,<br>зеле-<br>ный,<br>фиоле-<br>товый,<br>белый |

Продолжение таблицы 2.1

| 1                         | 2                                   | 3   | 4     | 5             | 6                 | 7                                  |
|---------------------------|-------------------------------------|---|-------|---------------|-------------------|------------------------------------|
| Фосфорит                  | Аналогичная                         |   | 2-5   | 3,2           | Магтовый          | Серый, бурый, черный               |
| <i>Силикаты</i>           |                                     |   |       |               |                   |                                    |
| Группа полевого шпата     |                                     |   |       |               |                   |                                    |
| Ортоклаз                  | $K_2O$ х<br>$Al_2O_3$ х<br>$6SiO_2$ | -   | 6     | 2,54-<br>2,57 | Стекло-<br>лянный | Белый,<br>серый,<br>розовый        |
| Микроклин                 | Аналогичная                         | Амазонит  | 6-6,5 | 2,54-<br>2,57 | То же             | Розовый,<br>зеленый                |
| Группа плагио-<br>оклазов |                                     |   |       |               |                   |                                    |
| Альбит                    | $Na_2O$ х<br>$Al_2O_3$              | Лабрадор,<br>лунный<br>камень,<br>солнечный<br>камень | 6-6,5 | 2,6           | Перламутровый     | Белый,<br>синеватый,<br>желтоватый |
| Анортит                   | $CaO$ х<br>$Al_2O_3$ х<br>$2SiO_2$  | То же   | 6-6,5 | 2,75-<br>2,76 | Стекло-<br>лянный | Серый,<br>белый,<br>желтоватый     |

Продолжение таблицы 2.1

| 1                                  | 2  | 3        | 4     | 5       | 6           | 7                  |
|------------------------------------|--|----------|-------|---------|-------------|--------------------|
| Группа пироксенов                  |  |          |       |         |             |                    |
| Оливин (перидот)                   | $2(\text{Mg,Fe})_x \text{x SiO}_2$   | Хризолит | 6,5-7 | 3,3-3,4 | То же       | Оливково-зеленый   |
| Авгит                              | $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})_x \text{x}[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$            |          | 6,5   | 3,3-3,6 | -           | Зелено-черный      |
| Группа амфиболов                   |  |          |       |         |             |                    |
| Роговая обманка                    | Состоят из:<br>$\text{Si,Al,Co, Mg,Fe,Na,O, OH}$                               |          | 5,5-6 | 2,9-3,4 | Шелковистый | Темно-зеленый      |
| Группа алумосиликатов              |  |          |       |         |             |                    |
| Нефелин (элеолит, масляный камень) | $\text{Na}_2\text{O}_x \text{xAl}_2\text{O}_3 \text{x} \text{x} 2\text{SiO}_2$ | -        | 5-6   | 2,6     | Жирный      | Серый, зеленоватый |
| Лейцит                             | $\text{K}_2\text{O}_x \text{xAl}_2\text{O}_3 \text{x} \text{x} 4\text{SiO}_2$  | -        | 5,5-6 | 2,5     | Стеклянный  | Белый, серый       |

Продолжение таблицы 2.1

| 1                       | 2  | 3 | 4     | 5       | 6                         | 7                        |
|-------------------------|--|---|-------|---------|---------------------------|--------------------------|
| Группа водных силикатов |  |   |       |         |                           |                          |
| Мусковит                | $K_2Ox$<br>$x3Al_2O_3x$<br>$x6SiO_2x$<br>$x2H_2O$                | - | 2-3   | 2,7-3,1 | Стеклянный, перламутровый | Серый                    |
| Биотит                  | $K_2Ox$<br>$xAl_2O_3x$<br>$x6(Mg,Fe)Ox$<br>$x6SiO_2x$<br>$2H_2O$ | - | 2-3   | 3-3,1   | Стеклянный, перламутровый | Черный                   |
| Тальк                   | $3MgOx$<br>$x4SiO_4x$<br>$xH_2O$                                 | - | 1     | 2,7-2,8 | Жирный, перламутровый     | Белый, желтовато-зеленый |
| Каолинит                | $2H_2OxAl_2O_3x$<br>$xSiO_2$                                     |   | 1-2,5 | 2,6     | Матовый, жирный           | Белый                    |

Самородные элементы. Минералы этого класса состоят из одного химического элемента. К ним относится небольшая группа минералов, находящихся в земной коре в самородном виде: золото, платина, алмаз, серебро, графит, сера и др. На их долю приходится около 0,1% массы земной коры.

Сульфиды. К сульфидам относятся минералы, представляющие собой сернистые соединения металлов. Это рудообразующие минералы. Многие из них являются основным



источником для получения меди, свинца, цинка, ртути и др. Известно около 200 минералов, которые слагают 0,15% массы земной коры. Характерные черты для большинства из них: металлический блеск, значительная плотность (4 и больше) и сравнительно невысокая твердость.

**Сульфаты** представляют собой соли серной кислоты. Они слагают 0,1% массы земной коры. Характерные особенности большинства минералов: светлая окраска, небольшая твердость.

**Галоиды**. Минералы этого класса представляют собой соли галоидоводородных кислот. Широко распространены хлористые и фтористые соединения. В природе известно около 100 минералов. Характерные признаки: светлая окраска (иногда они прозрачны), небольшая твердость и легкая растворимость в воде.

**Оксиды и гидроксиды**. Это широко распространенные в природе минералы, на долю которых приходится до 17% массы земной коры. По химическому составу они представляют собой соединения элементов с кислородом (оксиды) и гидроксогруппой (гидроксиды).

**Карбонаты**. К карбонатам относятся около 80 минералов. Они составляют около 2% массы земной коры. По химическому составу – это соли угольной кислоты. Характерная черта карбонатов – реакция с разбавленной соляной кислотой.

**Фосфаты** – соли фосфорной кислоты. Слагают 0,7% массы земной коры.

**Силикаты**. По составу – сложные химические соединения. Это наиболее распространенные породообразующие минералы. Всего известно около 800 минералов. Они составляют 85% массы земной коры. Химическая классификация рассматривает силикаты как соли кремниевых кислот.

### Генетическая классификация

Генетическая классификация основана на делении минералов по условиям их образования (генезиса). Исходя из этого принципа минералы можно классифицировать следующим образом:

- 1 Минералы, характерные для магматических процессов.
- 2 Минералы вулканического происхождения.
- 3 Минералы пегматитовых жил.
- 4 Минералы пневматолитовых жил.
- 5 Минералы гидротермального происхождения (рудные жилы).
- 6 Минералы, образуемые при выветривании.
- 7 Химические осадки морей, заливов, лагун, озер и болот.
- 8 Минералы органогенного происхождения.
- 9 Минералы метаморфического происхождения.

Более подробно процессы, в результате которых образуются минералы (магматизм, вулканизм, выветривание т.д.), будут рассмотрены в последующих лекциях.

### *Классификация минералов и горных пород по их практическому значению*

I Горючие ископаемые: каменный уголь, антрацит, бурый уголь, торф, нефть, горючий газ.

II Руды черных металлов: железные руды – магнитный железняк, красный железняк, бурый железняк, сидерит; хромовая руда – хромистый железняк; марганцевая руда – пиролюзит; титановая руда – титанистый железняк.

III Руды цветных металлов: медная руда – медный колчедан; алюминиевые руды – боксит, нефелин; полиметаллические руды – свинцовый блеск, цинковая обманка; никелевая руда – чарниерит; ртутная руда – киноварь; сурьмяная руда – сурьмяный блеск; мышьяковая руда – реальгар.

IV Руды редких металлов: оловянная руда – оловянный камень; вольфрамовая руда – вольфрамит; молибденовая руда – молибденовый блеск.

V Драгоценные металлы: золото, платина.

VI Агроруды: сырье для получения фосфорных удобрений – апатит, осфорит; сырье для получения калийных удобрений – калийные соли – сильвин, карналит; сырье для получения азотных удобрений – натриевая и калийная селитры.

VII Сырье для химической промышленности: сера, серный колчедан, каменная соль, мирабилит, ангидрит, гипс.

VIII Огнеупоры: асбест, доломит, магнезит.

IX Сырье для электрической промышленности: слюда.

X Сырье для фарфоровой промышленности: каолинит, полевошпат.

XI Сырье для стекольной промышленности: кварцевый песок.

XII Сырье для цементной промышленности: мергель, мел.

XIII Сырье для кирпичной промышленности: глина, суглинок, лёсс.

XIV Естественные каменные строительные материалы: гранит, базальт, диабаз, вулканический туф, гейзерит, известняк, песок, гравий, щебень, галечник, песчаник, известковый туф, гнейс, кварцит.

XV Поделочные и декоративные камни: мрамор, яшма, лабрадорит, порфирит.

XVI Самоцветы: аметист, изумруд, сапфир, рубин, аквамарин, горный хрусталь, топаз.

XVII Абразивные материалы: пемза, наждак, корунд, алмаз.

#### 4 Горные породы

Горные породы отличаются друг от друга химическим составом, размером и строением слагающих их частиц (*структурой*), расположением этих частиц в пространстве (*текстурой*), различными другими физическими свойствами (цветом, плотностью, хрупкостью и т.д.). Но главным признаком, который положен в основу разделения пород, является их происхождение – генезис. В зависимости от этого породы делятся на осадочные, магматические и метаморфические.

*Осадочные породы* образовались в поверхностной части земной коры в результате разрушения, переотложения и преобразования на поверхности Земли, на дне морей и океанов, в реках и озерах ранее существовавших отложений. Процесс формирования осадочных пород получил название *литогенеза*.

Он состоит из нескольких стадий:

- 1 Образование исходного материала путем разрушения (эрозии) коренных пород.
- 2 Перенос продуктов разрушения.
- 3 Накопление рыхлого осадка – *седиментогенез*.
- 4 Преобразование этого осадка в плотную осадочную породу – *диагенез*.
- 5 Последующее изменение осадочной породы за счет уплотнения, перекристаллизации и т.д. – *катагенез* или *эпигенез*.

Осадочные породы могут возникать различными путями: в результате накопления обломков, выпадения в осадок продуктов химических и биохимических реакций, совместного проявления ряда факторов и др. В зависимости от способа образования осадочные породы делятся на обломочные, химические, биохимические (органогенные) и смешанные.

*Обломочные* – осадочные породы – сформировались из осадков, представляющих собой механические продукты раз-

рушения ранее существовавших пород. Беря за основу размеры частиц, слагающих обломочные породы, их делят на грубообломочные, или *псефиты* (более 2 мм в поперечнике) – вляуны, щебень, конгломерат; песчаные, или *псаммиты* (2-0,1 мм) – пески, песчанки; мелкозернистые, или *слевриты* (0,1-0,01 мм) – слевриты, слевролиты, лёсс; глины, или *пегиты* (менее 0,1 мм) – глины, аргиллиты. При классификации осадочных пород учитывают также окатанность обломков и характер скрепляющего цемента.

*Химические* осадочные породы возникли в процессе химических реакций или за счет выпадения при насыщении раствора (например, при выпаривании водоемов). Поэтому их иногда называют *эвапоритами*. В зависимости от химического состава осадочные породы делят на карбонатные, кремнистые, железистые, галондные и сернокислые.

*Биохимические (органогенные)* породы образовались в результате жизнедеятельности животных или растительных организмов. Однако этот процесс протекал с участием различных химических реакций, поэтому данную группу можно рассматривать как биохимические породы (органогенные известняки, мел, трепел, торф, уголь, нефть).

*Смешанные* породы произошли при наложении не менее двух породообразующих факторов. Например, в их составе отмечается материал обломочного и химического происхождения или обломочного и органического происхождения (мергели, опоки, песчаные известняки).

*Магматические* породы возникли при застывании или кристаллизации жидкого силикатного расплава (магмы) в недрах Земли или на ее поверхности. В связи с этим выделяют интрузивные и эффузивные породы. *Интрузивные* – образуются при застывании магмы в толще земной коры в условиях высокого давления и медленного охлаждения. *Эффузивные* – это магматические породы, образовавшиеся в результате излияния на земную поверхность лавы и быстрого ее

отвердевания. Магматические породы широко участвуют в строении литосферы, занимая более 90% ее объема.

Химическая классификация магматических пород основывается на содержании в них кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ). По этому признаку выделяют следующие группы: ультраосновные ( $\text{SiO}_2$  менее 40%), основные (40-52%), средние (52-65%), кислые (65-75%) и ультракислые (более 75%) породы.

К ультраосновным породам относят перидотит, пироксенит, дунит; к основным – габбро, диабаз, базальт; к средним – сиенит, диорит, андезит; к кислым – гранит, гранодиорит, кварцевый порфир, липарит; к ультракислым – пегматит.

*Метаморфические* породы представляют собой продукт преобразования преимущественно осадочных, реже магматических пород. К преобразующим факторам относят давление, температуру, воздействие газовых и водных растворов. Наиболее распространенные метаморфические породы – сланцы, филлиты, гнейсы, кварциты, мраморы, яшма, роговики, скарпы, серпентиты.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Дайте определения понятий «минераль» и «горные породы».
- 2 Дайте характеристику структуры кристалла.
- 3 Каковы физические свойства минералов?
- 4 Какие классы минералов Вы знаете? Приведите примеры.
- 5 В чем суть генетической классификации минералов?
- 6 Назовите группы минералов и горных пород по их практическому значению.
- 7 Дайте определение осадочных горных пород. Приведите их классификацию по способу образования.
- 8 Какие породы относят к обломочным и химическим.
- 9 Назовите породы биохимического и смешанного происхождения. В каких условиях они возникают?

10 Определите магматические горные породы, дайте их классификацию.

11 Какие породы относятся к метаморфическим?

### ТЕМА 3 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

#### План

- 1 Понятия о формах и элементах форм рельефа.
- 2 Морфография и морфометрия рельефа.
- 3 Генезис рельефа.

#### Список литературы

1. Леонтьев О.К., Рычагов Т.И. Общая геоморфология. - М., 1988.
2. Якушова А.Ф. Геология с элементами геоморфологии. - М., 1983.
3. Шуклин И.С. Общая геоморфология. - М., 1974. - Т. 1-3.
4. Райс Р.Дж. Основы геоморфологии. - М., 1980.
5. Ершов В.В. и др. Основы геологии. - М., 1986.

#### 1 Понятие о формах и элементах форм рельефа

*Рельеф* (от лат. *relievo* – поднимаю) – совокупность форм земной поверхности, различных по очертаниям, размерам, происхождению, возрасту и истории развития. Рельеф любого участка земной поверхности складывается из чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из элементов рельефа.

*Формы рельефа* представляют собой отдельные неровности земной поверхности.

*Элементы рельефа* – отдельные поверхности, ограничивающие формы рельефа любого происхождения и создающие каркас рельефа.

Таким образом, рельеф любого участка земной поверхности складывается из чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из элементов рельефа. По геометрическим признакам выделяются следующие элементы рельефа: *границы*, или *поверхности*, *ребра* (пересечение двух граней) и *гранные углы* (пересечение трех и более граней).

В природной обстановке наиболее легко выделяются поверхности, ограничивающие ту или иную форму рельефа. Они имеют разные размеры и различно наклонены по отношению к горизонтальной плоскости (уровню моря). По величине наклона их разделяют на *субгоризонтальные поверхности* (с углами наклона до  $2^\circ$ ) и *склоны* (углы наклона  $2^\circ$  и более). Поверхности могут быть ровными, вогнутыми или выпуклыми.

Ребра и особенно гранные углы сохраняют свою геометрическую четкость. В подавляющем большинстве случаев под воздействием ряда агентов они теряют свою морфологическую выраженность, превращаются в округлые сглаженные поверхности.

Формы рельефа могут быть *замкнутыми* (моренный холм, моренная западина) или *открытыми* (овраг, балка), *простыми* или *сложными*, *положительными* или *отрицательными*. Простые формы обычно невелики по размеру, имеют более или менее правильные геометрические очертания, состоят из элементов рельефа. Сложные формы – это комбинация нескольких простых форм. Выделение положительных и отрицательных форм рельефа осуществляется при сопоставлении соседних простых или относительно простых форм рельефа. Например, балки являются отрицательными формами по отношению к разделяющим их межбалочным пространствам.



4

Форма рельефа различается по размерам. В зависимости от размеров выделяют:

- а) планетарные формы рельефа;
- б) мегаформы;
- в) макроформы;
- г) мезоформы;
- д) микроформы;
- е) наноформы.

Планетарные формы занимают площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Вся площадь земного шара равна 510 млн. км<sup>2</sup>, следовательно, количество планетарных форм невелико. К ним относятся:

- а) материки;
- б) геосинклинальные пояса (переходные зоны);
- в) ложе океана;
- г) срединно-океанические хребты.

*Материки* – крупнейшие положительные формы рельефа Земли. Большая часть их представляет собой сушу, значительная часть материков участвует в строении дна Мирового океана. Важнейшая особенность их – сложение земной коры материкового типа.

*Ложе океана* – основная часть дна Мирового океана, лежащая, как правило, на глубинах более 3 км и характеризующаяся распространением земной коры океанического типа.

*Современные геосинклинальные пояса* располагаются на границе между материками и океанами, хотя и не везде. Так, на большей части окраин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов материки непосредственно контактируют с ложем океана. Значительная часть Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса (от Средиземного моря до Индокитая) расположена в пределах суши.

*Срединно-океанические хребты* представляют собой крупнейшую горную систему, проходящую через все океаны и существенно отличающуюся от ложа океана строением земной коры. Подробное описание вышеприведенных плане-

тарных форм будет рассмотрено в темах последующих лекций.

**Мегаформы** занимают площади порядка сотен или десятков тысяч квадратных километров. К ним относятся горные пояса и равнинные страны в пределах материков, крупные впадины и поднятия в пределах ложа океана, разломы планетарного масштаба, выраженные в рельефе и т.п. Примером мегаформ могут служить впадины Мексиканского залива и Карибского моря, горные системы Альп и Кавказа, Западносибирская равнина и Среднесибирское плоскогорье.

**Макроформы** являются составными частями мегаформ. Площади, занимаемые ими, измеряются сотнями и тысячами, реже десятками тысяч квадратных километров. К макроформам относятся, например, отдельные хребты и впадины какой-либо горной страны.

**Мезоформы** измеряются обычно несколькими кв. км или десятками квадратных километров. Примерами таких форм могут служить овраги, балки, долины ручьев, крупные аккумулятивные формы типа барханных цепей или моренных гряд.

**Микроформы** - это неровности, являющиеся деталями более крупных форм. Таковы, например, карстовые воронки, эрозионные рытвины, береговые валы.

Формами **нано рельефа** называют очень мелкие неровности, осложняющие поверхность макро-, мезо- и микроформ. Таковы, например, луговые кочки, сурчины, мелкие эрозионные бороздки, знаки ряби на морском дне или на поверхности золотых форм рельефа.

Деление форм рельефа по их размерам в значительной степени условно, так как в природе нет четких границ между указанными выше градациями. Однако несмотря на эту условность, различия в масштабе форм рельефа несут определенную генетическую информацию. Так, если планетарные формы рельефа, мегаформы, макроформы и некоторые мезоформы сформировались в результате деятельности эндоген-

ных (внутренних) процессов, то образование большей части мезоформ, а также микро- и наноформ связано с деятельностью, главным образом, экзогенных (внешних) процессов (см. «Генезис рельефа» этой темы).

### 2 Морфография и морфометрия рельефа

Планетарные, мега- и макроформы рельефа отличаются не только размерами площади, которую они занимают, но и *гипсометрией* (от греч. *hypsos* – высота и *metreo* – измеряю) или применительно к подводным формам – *батиметрией* (глубиной моря или океана). Наиболее общую характеристику рельефа земной поверхности в целом дает *гипсографическая кривая* – кривая, показывающая в прямоугольных координатах относительное площадное распределение высот суши и глубин моря на поверхности «твердой» Земли. Строится путем отложения по оси ординат высот и глубин, а по оси абсцисс – площадей распространения определенных высот и глубин (рисунок 3.1). На этой кривой четко выделяются два основных *гипсометрических уровня земной поверхности: материковый*, располагающийся между + 2000 и -2000 м и занимающий 30% земной поверхности, и *океанический* – на глубинах от -3000 до -6000 м, на долю которого приходится 50% поверхности Земли. Остальные 20% занимают средневысотные и высокие горы, глубоководные желоба. Средняя высота суши над уровнем моря равна +875 м, средняя глубина океана – 3730 м. Средняя высота поверхности Земли – 2440 м. Следовательно, для Земли в целом более характерны отрицательные гипсометрические характеристики.

Гипсометрическая характеристика – одна из важнейших характеристик рельефа. По степени приподнятости поверхности суши над уровнем океана выделяют *низменный* (от 0 до 200 м) и *возвышенный рельефы*. Последний в зависимости от абсолютной высоты, геологического строения и характера

— Отдел гидрологии и гидрографии географического факультета  
— кафедра гидрологии, статистики и геоинформатики

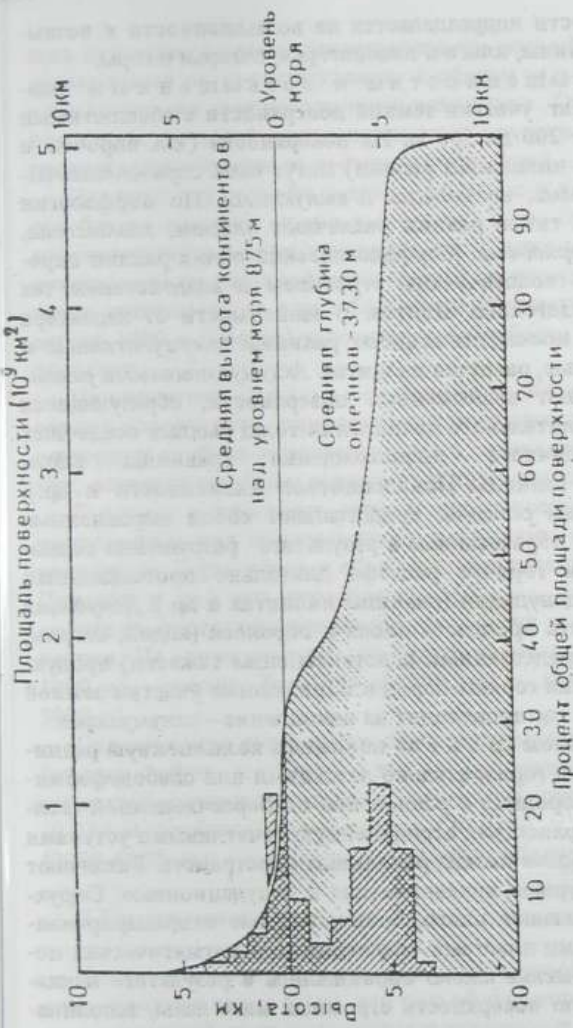


Рисунок 3.1 – Гипсографическая кривая Земли

расчлененности подразделяется на возвышенности и возвышенные равнины, плато и плоскогорья, нагорья и горы.

К возвышенностям и возвышенным равнинам относят участки земной поверхности с абсолютными высотами от 200 до 500 м. Их поверхности (как впрочем и поверхности низменных равнин) могут быть *горизонтальными, наклонными, вогнутыми и выпуклыми*. По морфологии среди обоих типов равнин различают *плоские, холмистые, волнистые, грядовые*. Морфологический облик равнин определяется их геологическим строением и воздействием тех или иных экзогенных агентов. В зависимости от характера воздействия последних выделяют равнины аккумулятивные и денудационные, равнины на щитах. *Аккумулятивными равнинами* называют выровненные поверхности, образующиеся вследствие длительного накопления толщ рыхлых осадочных пород различного происхождения (равнины вдоль р.Амазонки, равнины Прикаспийской низменности и др.). *Денудационные равнины* представляют собой выровненные поверхности, образованные в результате разрушения возвышенного или горного рельефа длительно протекающими процессами денудации (равнины на щитах и др.). *Денудация* – совокупность процессов сноса и переноса (водой, ветром, льдом, непосредственным действием силы тяжести) продуктов разрушения горных пород в пониженные участки земной поверхности, где происходит их накопление – *аккумуляция*.

Под термином «п л а т о» понимают возвышенную равнину, сложенную горизонтально лежащими или слабodeформированными породами с ровной или слаборасчлененной (волнистой) поверхностью, ограниченную отчетливыми уступами от соседних более низких равнинных пространств. Различают плато структурные, вулканические и денудационные. *Структурными* называют плато, бронированные отпрепарированными стойкими пластами осадочных или магматических пород. *Вулканические плато* образовались в результате излияния на земную поверхность огромных масс лавы, заполнив-

ших неровности ранее существовавшего рельефа. *Денудационные плато* по происхождению и облику рельефа сходны с возвышенными денудационными равнинами. Отличаются от последних меньшей расчлененностью поверхности и более четким ограничением от соседних территорий.

По характеру рельефа и происхождению к понятию «плато» близко понятие «*плоскогорье*». Это обширные плосковершинные возвышенности, сложенные горизонтально лежащими или слабдеформированными породами. Плоскогорья отличаются от плато большими абсолютными высотами (до 1000 м и более) и поэтому имеют более глубокое расчленение.

Под понятием «*нагорье*» понимают обширные участки земной поверхности, характеризующиеся сложным сочетанием горных хребтов и массивов, плато, плоскогорий и котловин, лежащих на общем высоко поднятом массивном цоколе.

*Горы* - это части земной поверхности, значительно приподнятые над прилегающими равнинами и сильно расчлененные. Горы, образуя обычно прямолинейные (Б.Кавказ, Пиренеи и др.) или дугообразные (Альпы, Карпаты и др.) поднятия, протягиваются на десятки, сотни и тысячи километров. По гипсометрии их подразделяют на низкие (до 1000 м), средние (от 1000 до 3000 м) и высокие (больше 3000 м).

Гипсометрию дна морей и океанов называют батиметрией (от греч. bathus - глубокий и metreo - измеряю). По батиметрическим различиям выделяют *неритовую* зону морского дна (0-200 м глубины), *батимальную* (200-300 м), *абиссальную* (3000-6000 м) и *гипабиссальную* (глубина более 6000 м).

### 3 Генезис рельефа

Главное исходное положение современной геоморфологии - представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

*Эндогенные процессы* – геологические процессы, происходящие, главным образом, в недрах Земли, обусловленные ее внутренней энергией, силой тяжести и силами, возникающими при вращении Земли. Основным источником энергии эндогенных рельефообразующих процессов является тепловая энергия, продуцируемая гравитационной дифференциацией и радиоактивным распадом вещества недр Земли. Гравитация и радиоактивность, разогрев и последующее охлаждение недр Земли неизбежно ведут к изменениям объема масс вещества, слагающего мантию и земную кору. Расширение земного вещества в ходе нагревания приводит к возникновению восходящих вертикальных движений, как в мантии, так и в земной коре. Земная кора реагирует на них либо деформацией без разрыва пластов, либо разрывами и перемещением ограниченных разрывами блоков земной коры.

Тектонические движения земной коры, сопровождаемые образованием разломов, перемещением блоков коры и складчатостью, глубинный магматизм, вулканизм и землетрясения – вот те рельефообразующие процессы, источником энергии которых является внутренняя энергия Земли. Но создаваемые этими процессами формы рельефа в нетронутом виде в природе встречаются редко, так как уже с момента своего зарождения они подвергаются воздействию экзогенных процессов, преобразуются ими.

*Экзогенные процессы* – геологические процессы, происходящие на поверхности Земли или на небольшой глубине в земной коре, обусловленные, главным образом, энергией солнечного излучения, силой тяжести и жизнедеятельности организмов.

Эндогенные процессы обуславливают *морфоструктуру* земной поверхности – значительные неровности рельефа материков и дна морских впадин, в образовании которых главная роль принадлежит внутренним процессам, а в строении четко отражаются геологические структуры.

Экзогенные процессы, в свою очередь, обуславливают *морфоскульптуру* земной поверхности – относительно небольшие формы рельефа, обычно представляющие собой детали морфоструктур.

Экзогенные и эндогенные процессы лишь в редких случаях протекают обособленно. Проявляясь постоянно, они тесно связаны между собой и отражают всю сложность, разнообразие и единство геологических сил Земли.

В сложной динамике Земли определяющая роль принадлежит эндогенным процессам. Здесь речь идет не только о глобальных преобразованиях ее поверхности, но и о создании земной коры, гидросферы и современной атмосферы. Эти оболочки Земли появились в результате глубоких изменений ее внутренних сфер и прежде всего мантии.

В ходе геологических процессов постоянно преобразуется вещество Земли. Так, граниты, возникшие при кристаллизации магмы, на поверхности Земли превращаются в гравий, песок, гальку. Осадочные породы могут подвергаться метаморфизму или вновь ассимилироваться магматическими расплавами. На всех стадиях круговорота твердого вещества Земли формируются различные полезные ископаемые.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Дайте определение понятий «рельеф», «формы рельефа», «элементы рельефа».
- 2 Как классифицируются формы рельефа в зависимости от размера?
- 3 Что такое гипсографическая кривая?
- 4 Дайте определение понятий «возвышенность», «возвышенная равнина», «плато», «плоскогорье», «нагорье», «горь».
- 5 В чем различие между структурными, вулканическими и денудационными плато?
- 6 Как подразделяются горы по гипсометрии?



7 Какие зоны морского дна выделяют по батиметрическим различиям?

8 В чем сущность экзогенных и эндогенных геологических процессов?

9 Что такое морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности?

## РАЗДЕЛ II ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ФАКТОРОВ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

### ТЕМА 4 ВЫВЕТРИВАНИЕ

#### План

- 1 Механическое выветривание.
- 2 Физическое выветривание.
- 3 Химическое выветривание.
- 4 Биологическое выветривание.
- 5 Продукты выветривания.

#### Список литературы

1. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М., 1988.
2. Райс Р. Дж. Основы геоморфологии. – М., 1980.
3. Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР. – М., 1989.
4. Гурский Б.Н., Корулин Д.М. Геология общая и историческая. – Минск, 1982.
5. Якушова А.Ф. Геология с элементами геоморфологии. – М., 1978.

*Выветривание* является наиболее масштабным из всех экзогенных процессов и практически охватывает всю сушу.

Термин «выветривание» созвучен геологической деятельности ветра, но под ним понимается сложный комплекс физико-химических процессов, которые протекают на границе между литосферой и внешними оболочками Земли. Для обозначения этих процессов А.Е. Ферсман предложил термин «*гипергенез*».

Различают две фазы выветривания – дезинтеграцию и химическое разложение. *Дезинтеграция* представляет собой механическое разрушение пород с образованием частиц меньшего размера, состоящих из того же материала, что и коренная порода. При химическом разложении изменяются первичные минералы. Как правило, эти процессы протекают одновременно, тем не менее в зависимости от преобладания того или иного разрушающего фактора различают механическое, физическое, химическое и биологическое выветривание.

### 1 Механическое выветривание

Механическое выветривание протекает под действием ветра, поэтому такое выветривание можно рассматривать в качестве *геологической деятельности ветра*.

Геологическая работа ветра зависит от его скорости. При скорости ветра 4-7 м/с он может переносить пыль, при скорости 9-15 м/с – песок, при скорости около 20 м/с – гравий. Во время бурь и ураганов (25 - 60 м/с) могут транспортироваться галька, мелкие уламки.

Механические частицы, двигаясь в потоке воздуха, ударяются о массивы горных пород и выбивают из них мельчайшую пыль, которая, в свою очередь, также подхватывается ветром и уносится прочь. Так, на поверхности горных пород образуются штрихи, борозды, желобки. Данный процесс называется *коррацией*, а выдувание материала при этом – *дефляцией*. Направление штрихов указывает на направление преобладающих ветров. Наиболее активно эти процессы про-

текают в незащищенных или слабо защищенных травяным и лесным покровом участках суши – в пустынях и высокогорных областях.

С течением времени в результате совместного проявления корразии и дефляции формируется так называемый *эоловый* рельеф. Положительными его формами служат останцы выветривания – столбо- или башневидные изолированные возвышенности, а отрицательными – эоловые рытвины до 20 м глубиной (хольвеги), ниши, пещеры.

Наряду с разрушительной работой, ветер осуществляет перенос (транспортировку) продуктов корразии. Дальность переноса значительна – тысячи километров. Крупные зерна песка способны перемещаться под действием ветра прыжками (сальтация) или путем перетекания (соскальзывания).

По мере снижения скорости ветра, переносимый им материал оседает, формируя эоловые отложения или накопления, представленные в основном песком и лессом. Песок образует перемещающиеся холмистые формы – дюны и барханы, лесс – сплошные горизонтальные наслоения.

*Дюны* накапливаются по берегам морей, озер и рек. Это холмистые образования 5-30 м. В поперечном разрезе дюна имеет асимметричное строение: подветренный склон более крутой (до 35°), а наветренный более пологий (до 15°). Выгнутые части («роги») направлены против движения ветра. Формируются дюны под действием ветра из песчаного материала, намывтого водой по побережью рек, озер и морей. Дюны имеют тенденцию к перемещению от берегов моря или озера на сушу. Этот процесс называется *эоловой трансгрессией*.

*Барханы* (материковые дюны) – это песчаные накопления, характерные только для пустынных и полупустынных районов. В поперечном разрезе они, как и дюны, асимметричны, с пологим наветренным и сравнительно крутым, осыпающимся подветренным склонами. Барханы возникают у небольших препятствий – куста саксаула, пучка травы, камня

высотой порядка 20 см, создающих в приземном слое потока воздуха зону затншья. Этого достаточно, чтобы начал образовываться бархан. Обычно их высота колеблется от 1 до 200 м. Объединившись, барханы образуют барханные цепи или гряды, состоящие из сотен одиночных барханов. Протяженность таких гряд достигает 20 км при ширине 1 км. Барханы также отличаются серповидной формой в плане, но вытянутые части направлены по движению ветра (рисунок 4.1).

Подобно дюнам барханы способны перемещаться. Скорость перемещения при скорости ветра 15-16 м/с может достигать 10 м в сутки. Движущиеся пески засыпают посева, луга, мелкие селения. В результате происходит опустынивание территорий. Для закрепления движущихся песков высаживают быстрорастущие растения с мощной корневой системой (саксаул, сосна, песчаная акация), устраивают вдоль дорог специальные щиты (механическая защита), покрывают поверхность песков битумными эмульсиями.

В результате геологической работы ветра образуются не только песчаные, но также каменные и глинистые пустыни. Каменные пустыни (*гамады, хамады*), формируются под влиянием процессов дефляции, когда с равнинных территорий ветрами сносится легкий песчаный материал. В результате поверхность остается каменной или покрытой россыпями щебня. Разновидностью хамады являются *серирры* – каменно-щебнистые и галечниковые пустыни, *реги* – песчаные пустыни, покрытые гравием. Глинистые пустыни, или *тактыры*, представляют собой плоские понижения, растресканные на многоугольники и образующиеся на дне высохших озер, пересохших русел рек.

## 2 Физическое выветривание

Физическое выветривание протекает под влиянием колебаний температуры, поэтому иногда его называют температурным выветриванием. Минералы, слагающие горные поро-

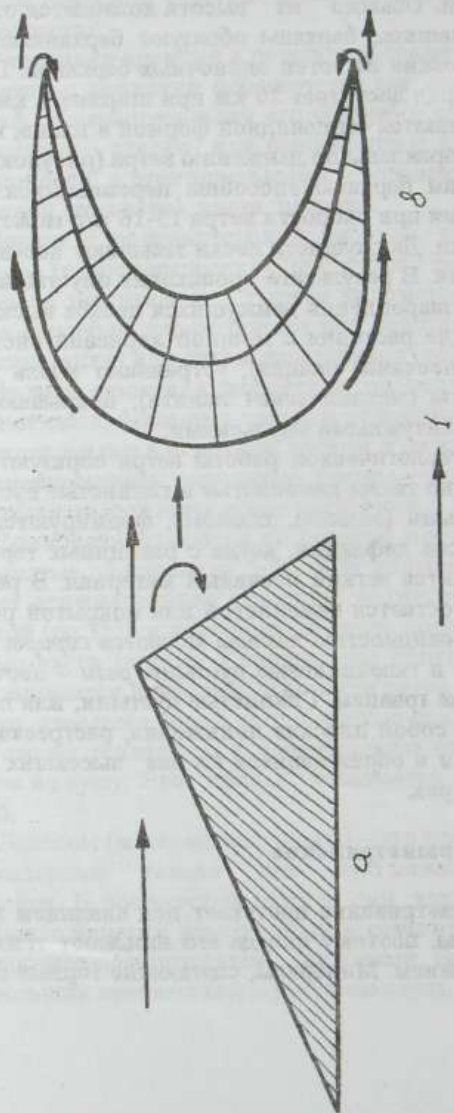


Рисунок 4.1 – Схема образования бархана: а – профиль; в – план, 1 – направление воздушных потоков

ды, имеют неодинаковые коэффициенты линейного и объемного расширения, т.е. по-разному реагируют на нагревание и охлаждение. Особенно активно эти процессы протекают в районах с континентальным климатом, где отмечается резкая разница в сезонных и суточных температурах. Прежде всего они свойственны пустынным и полупустынным районам, а также высокогорным областям. Периодическое неравномерное сжатие и расширение слагающих горную породу частиц приводит к образованию между ними тончайших трещин. Наиболее активно реагируют на неравномерное нагревание солнечными лучами и последующее охлаждение грубозернистые породы, состоящие из разноокрашенных минералов, поскольку минералы темного цвета нагреваются сильнее светлоокрашенных. Вода, проникающая днем в образовавшиеся трещины, ночью застывает, увеличивает свой объем и давит на стенки трещин с силой до 6 т на 1 см<sup>2</sup>. Трещины растут, и происходит постепенное обособление частиц, отслаивание их от массива горной породы. Возникает своеобразное шелушение выветривающихся пород – *десквамация*.

Физическое выветривание усугубляется периодическим намоканием породы и ее последующим высыханием, ростом кристаллов различных солей в порах и трещинах породы, разрушающим действием корневой системы растений. Вместе все эти факторы разрушают массив горной породы, ослабляют связи между слагающими ее частицами и в конечном итоге дезинтегрируют породу, которая сначала превращается в отдельные глыбы, потом – в более мелкие обломки, а далее – в щебень, гравий и песок.

### 3 Химическое выветривание

Химическое выветривание представляет собой процесс разрушения горной породы, обусловленный распадом слагающих ее минералов вследствие различных химических процессов. Обычно химическое выветривание протекает од-

современно с тем или иным видом физического выветривания. К числу химически активных веществ, содержащихся в атмосфере и воздействующих на породу, в первую очередь следует отнести кислород, воду, углекислоту, различные органические кислоты. Они обеспечивают протекание основных химических реакций разрушения — окисления, гидратации, карбонизации, растворения и гидролиза.

Окисление протекает в приповерхностной зоне, куда могут проникнуть атмосферные воды, богатые кислородом. Особенно активно разрушаются железосодержащие минералы (сульфиды, оливин, пироксены, роговая обманка и др.). Реакции окисления протекают обычно с образованием оксидов.

Гидратация заключается в поглощении минералами воды и в образовании новых минералов, преимущественно гидросиликатов и гидроксидов.

Карбонизация — образование карбонатов при взаимодействии минералов с водой, насыщенной диоксидом углерода и содержащей ионы Ca, Mg, Na и K.

Растворение — реакция, которой в разной степени подвержены все минералы. Наиболее легко растворимы галит, сильвин, кальцит, гипс.

Гидролиз — реакция обменного разложения между водой и различными химическими соединениями (например, минералами); разложение минералов сопровождается разрушением его кристаллической структуры.

#### 4 Биологическое выветривание

Биологическое выветривание производят живые организмы (микроорганизмы, черви, насекомые, мелкие грызуны) и растения. Особенно активно разрушают горные породы микроорганизмы (бактерии, грибки, вирусы, бактериофаги), населяющие верхний слой почвы.

Разрушаются горные породы и за счет жизнедеятельности обыкновенных дождевых червей. На 1 га луга их содержится до 4 т. За сезон они перерабатывают до 200 т грунта.

Определенную разрушительную работу производят и насекомые. В настоящее время на каждого жителя Земли приходится до 250 млн. насекомых. Некоторые их представители, например, саранча, могут покрывать густым слоем территории до 6 тыс. км<sup>2</sup>; при этом масса их аналогична общей массе меди, свинца и цинка, добытых человеком за последние 100 лет. В.И. Вернадский назвал такие массы саранчи «движущейся горной породой, одаренной свободной энергией». Естественно, что такие скопления насекомых могут производить и существенную работу по разрушению горных пород.

Разрушают горные породы и сравнительно высокоорганизованные роющие животные (суслики, кроты).

Сооружаются норы в верхнем слое грунта, они разрыхляют его, в значительной степени способствуя дальнейшему выдуванию или вымыванию пылеобразного материала и образованию эоловых котловин.

Низшие и высшие растения также воздействуют на горные породы. Мхи и лишайники, покрывающие скальные склоны, в процессе жизнедеятельности выделяют кислоты (щавелевую, угольную), разрушающие породы. Корневая система высших растений, проникая в трещины горных пород, вызывает увеличение размеров трещин.

## 5 Продукты выветривания

Все виды выветривания оказывают совокупное воздействие на горные породы. В результате они не только разрушаются, но и образуют продукты выветривания, которые впоследствии участвуют в формировании новых осадочных пород — элювия, делювия и коллювия (рисунк 4.2).

*Элювий* — продукты выветривания (чаще химического), которые остаются на месте первоначального залегания ко-



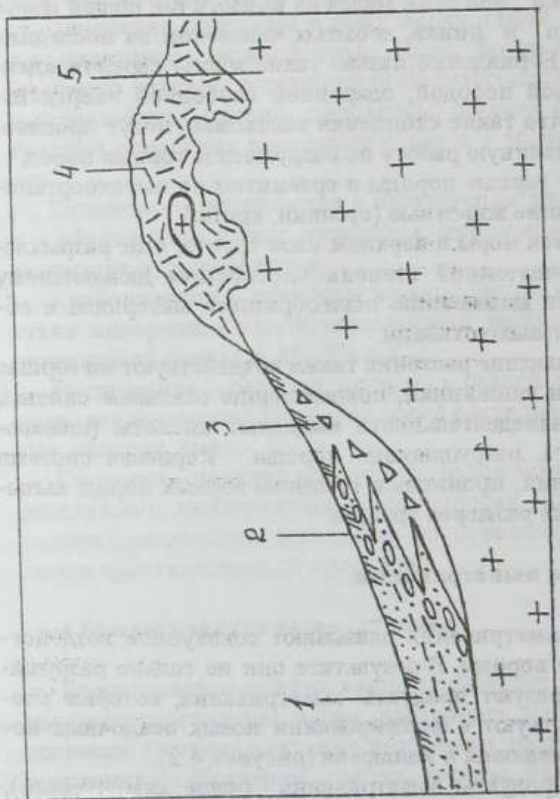


Рисунок 4.2 – Продукты выветривания:  
 1 – деловий, 2 – почва, 3 – коллювий, 4 – элювий, 5 – коренные породы

ренных пород. Верхние слои элювиальных толщ изменены сильнее, книзу они переходят в почти неизменные.

*Делювий* – продукты выветривания, представленные обломками, снесенные с места их первоначального залегания дождевыми и тальми снеговыми водами. Распределяются делювиальные отложения у подножия горных массивов в виде своеобразных шлейфов, выклинивающихся вверх по склону. Вниз по склону происходит дифференциация обломков от щебнистого до лессовидных суглинков и глины.

*Коллювий* – продукты выветривания, перемещенные вниз по склону за счет силы тяжести. Коллювий, как и делювий, накапливается на горных склонах, у подножий в виде шлейфов. Но обломки в массе коллювия распределяются по-другому: более крупные удалены дальше от места первоначального залегания.

Коллювий образует по склонам гор *осыпи* – скопления несортированных угловатых обломков скальных горных пород, образующиеся в результате нисходящего гравитационного перемещения (скатывание или скольжение) разрушенного выветриванием обломочного материала по склонам.

Процесс постепенного осыпания горной породы и медленного передвижения образующихся при этом обломков по склонам гор к подножию получил название *крипа*.

В результате изменения связности горных пород под действием процессов выветривания возникают *обвалы*, которые представляют собой мгновенное, часто катастрофическое перемещение огромных масс горных пород к подножию.

В совокупности продукты выветривания (элювий, делювий и коллювий) образуют кору выветривания, мощность которой может меняться от нескольких сантиметров до 100 м и более. Максимальная мощность коры выветривания характерна для жарких и влажных климатических зон.

Продукты выветривания, в свою очередь, подвергаются воздействию атмосферных и биологических факторов, т.е. дальнейшему выветриванию. В результате происходит про-

цесс новообразования, приводящий к возникновению почвы. Ее можно рассматривать как современную кору выветривания, отличительным признаком которой является плодородие.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Определите выветривание, перечислите его виды.
- 2 В чем сущность механического выветривания?
- 3 Какие формы эолового рельефа Вы знаете?
- 4 Охарактеризуйте физическое выветривание.
- 5 Перечислите основные реакции химического выветривания.
- 6 Охарактеризуйте биологическое выветривание.
- 7 Расскажите о продуктах выветривания: элювий, делювий, коллювий.
- 8 Что такое осыпь, обвал?
- 9 Что понимается под корой выветривания?

## ТЕМА 5 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

### План

- 1 Общие сведения о стоке.
- 2 Геологическая деятельность рек.
- 3 Разрушительная работа рек.
- 4 Транспортирующая работа рек.
- 5 Речные отложения.
- 6 Геологическая деятельность водотоков.

## Список литературы

1. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М., 1988.
2. Подобедов Н.Е. Общая физическая география и геоморфология. – М., 1974.
3. Свинко И.М., Сивий М. Я. Геология з основами палеонтології. – К. 1995.
4. Рослый И.М. и др. Геоморфология Украинской ССР. – К., 1990.

## 1 Общие сведения о стоке

Перемещение воды по земной поверхности называется стоком, а сами перемещающиеся воды называются поверхностными. В зависимости от количества воды и характера поверхности форма стока будет изменяться. Выделяют нерусловый и русловый стоки, также соответственно называют и водные потоки.

*Нерусловый сток* может быть двух типов: плоскостной и струйчатый.

*Плоскостной сток* возникает во время сильных дождей на отдельных участках пологих склонов с ровной поверхностью. При этих условиях вода, текущая по поверхности, равномерно покрывает ее тонким слоем.

*Струйчатый сток* более характерен при небольших дождях, когда вода стекает по неровной поверхности с мелкими препятствиями, вследствие чего образуются мелкие струи, блуждающие по поверхности склона, но двигающиеся в направлении его общего уклона.

*Русловый сток* может быть временным и постоянным.

*Временный русловый сток* имеет место на неровных склонах с различными первичными понижениями в виде ложбин, канавок и пр. В этом случае воды атмосферных осадков

(дождь, тающий снег), встречая на своем пути по уклону поверхности указанные углубления, движутся по их дну в виде потоков и, воздействуя на их дно, могут выработать (см. ниже) постоянные вытянутые углубления, называемые *руслами*. Поэтому сток воды в виде потоков в руслах называется русловым стоком. Если такой сток возникает только в периоды выпадения дождей или таяния снега, а в сухое время года прекращается, то такой русловый сток называется временным.

*Постоянный* русловый сток имеет место в тех случаях, когда в руслах водный поток движется круглый год. Такие водные потоки в зависимости от их величины и количества воды называются *реками, речками и ручьями*. Пополнение их запасами воды (питание) может осуществляться за счет подземных вод (источников). Последний тип питания характерен для засушливых периодов года или для рек степных и пустынных областей.

Поверхностные воды в виде нерусловых и русловых потоков воздействуют на поверхность, т.е. осуществляют работу, в результате которой земная поверхность изменяет свой внешний вид. Эта работа заключается в смыве и размыве поверхности.

*Смыв* осуществляется водами неруслового стока. Его обычно называют плоскостным смывом.

Интенсивность плоскостного смыва зависит от геологического строения, крутизны склонов, характера растительного покрова, количества и характера выпадающих осадков и др.

В результате смыва материалы поверхностных частей склонов (почва, рыхлые горные породы) перемещаются на более низкие уровни или к основанию склонов и здесь откладываются (делювий). Делювиальные отложения сглаживают неровности склонов и делают их более отлогими.

Размыв поверхности осуществляется за счет временного и постоянного руслового стоков. Этот процесс называется *эрозией*.

Воды, выпадающие на поверхность суши в виде дождей или поступающие в результате таяния снега и льда, производят работу. Эрозионный эффект этой работы зависит от количества выпавших осадков, уклона поверхности, растительного и почвенного покрова данного участка земной поверхности. Так, например, растительный покров регулирует поверхностный сток и уменьшает количество смываемого грунта. При прочих равных условиях энергия водного потока прямо пропорциональна величине потока и скорости движения воды в нем.

Процесс размыва или эрозии заключается в преодолении сил сцепления частиц грунта, отрыва их от ложа водного потока и переноса вниз по течению. Если где-либо скорости течения воды уменьшаются (например, вследствие уменьшения уклона поверхности), начинается процесс отложения сначала более крупных частиц, а потом более мелких – аккумуляция.

## 2 Геологическая деятельность рек

*Река* – естественный водный поток, текущий в выработанном им русле, питающийся за счет стока и его водосбора.

### *Речные долины*

Речная долина – узкая (по сравнению со своей длиной) выпянутая, часто извилистая форма рельефа, в наиболее углубленной части которой течет река. В строении речной долины различают дно, русло, пойму и террасы. Дно – это углубление в рельефе, где течет река; наиболее низкая часть дна называется *руслом*. *Пойма* – это территория, прилегающая к руслу и заливаемая водой в половодье. *Террасы* – ступообразные формы по склонам речной долины, это остатки прежних пойменных террас, приподнятые в результате тектонических процессов и частично размывые рекой.

К долине прилегают *коренные берега*, представляющие собой часть водораздельного пространства и называющиеся *плакор*.

Долины подразделяются по виду их поперечного профиля: долины типа теснины, ущелья и каньон, пойменные.

*Теснина* – это глубоко врезанная эрозионная форма с вертикальными или почти вертикальными склонами.

*Ущелье* отличается от теснины V-образным поперечным профилем, часто с выпуклыми склонами. *Каньон* морфологически сходен с ущельем: V-образный поперечный профиль, отличающийся ступенчатостью склонов, обусловлен препарировкой стойких пород. Поперечные профили таких долин более или менее *симметричны* – крутизна противоположных склонов их одинакова. Долины с разной крутизной противоположных склонов называются *асимметричными*. *Пойменные долины* характеризуются широким и плоским дном, в пределах которого русло реки занимает только небольшую часть. Поперечный профиль этих долин характеризуется трапецевидной формой. Дно их плоское или осложненное различными впадинами и валами незначительной высоты. Плоское дно пойменных долин значительных рек бывает осложнено грядами и вытянутыми понижениями.

#### *Поймы речных долин и образование микрорельефа их поверхности*

Поймой, как указывалось выше, называется плоское, затопляемое в половодье дно речной долины, в пределах которого в низких берегах протекает река. Широкие поймы встречаются у большинства рек равнинных территорий. Они образуются в результате боковой эрозии реки и аккумуляции речных наносов (*аллювия*). Поэтому поймы называют также *аллювиальными равнинами*.

Ширина пойм колеблется в весьма больших пределах, от нескольких десятков метров до нескольких десятков километров.

С внешних сторон пойма ограничена или коренными берегами долины, или уступом одной из террас речной долины.

По внешним особенностям поймы подразделяются на несколько типов, в числе которых наиболее широко распространены сегментные поймы. Кроме них, встречаются также обвалованные и другие типы пойм.

В тех случаях, когда ширина поймы совпадает с шириной полосы, в пределах которой перемещаются блуждающие мандры от одного края поймы к противоположному, пойма расчленяется рекой на ряд участков. Эти участки попеременно примыкают то к правому, то к левому берегу реки, а их длина в поймах крупных рек исчисляется иногда километрами. Такие участки напоминают сегменты окружности, откуда и пошло название — *сегментная пойма*.

Обвалованные поймы характерны для суженных участков речных долин со слабовзвистыми или даже прямолинейными руслами реки. По обоим берегам вдоль русла располагаются значительной высоты *прирусловые валы*, которые называют также естественными дамбами. Эти дамбы нередко отгораживают от реки значительные участки поймы, что способствует развитию здесь болот и озер, образующихся за счет разливов небольших ручейков, стекающих по боковым долинам и не способных прорваться через естественную дамбу.

В пределах развитой сегментной поймы можно выделить несколько частей, характеризующихся определенными морфологическими чертами:

1 Прирусловую — наиболее возвышенную часть поймы, прилегающую обычно к главному руслу реки.

2 Центральную — пониженную относительно прирусловой поймы и имеющей сравнительно ровную поверхность.



3 Притеррасную – наиболее пониженную часть поймы, выгнутую в виде заболоченной ложбины вдоль коренного берега или склона надпойменной террасы.

Прирусловая пойма представляет собой систему взаимно параллельных прирусловых валов, сопряженных с руслом реки или образующих с ним некоторый угол. Образованию прируслового вала способствуют *заструги* - скопления наносов в русле реки в форме прибрежных гряд, которые, разрастаясь, переходят в песчаные косы. С течением времени застрада, нарастая в ширину и высоту, обнажается из-под воды и начинает быстро покрываться растительностью, закрепляющей песок. Появление последней усиливает нарастание косы в высоту, что особенно энергично происходит в половодье, когда вода из русла, переливаясь через косу, осаждаст на ней значительную часть наносов и тем самым способствует ее росту и превращению в гряду. Появившаяся таким путем гряда выгибается вдоль выпуклого берега на излучине реки и образует параллельный ему песчаный вал, сложенный наиболее грубым песчаным материалом (русловый аллювий).

С течением времени сформировавшийся таким путем береговой вал может достигнуть такой высоты, при которой водам в половодье становится уже трудно переливаться через него. В этом случае вал уже будет служить препятствием для воды, стремящейся перелиться в пойму из русла и тогда вдоль него со стороны речного русла образуется течение, направляющееся вдоль вала в сторону вогнутого берега вследствие закономерностей, свойственных циркуляционным течениям на изгибе русла. При известных условиях могут даже возникнуть течения, направленные от этого вала к середине реки. Поэтому зона наибольшего осаждения наносов сместится к середине реки и расположится там, где струи течения, идущие от берега, ослабнут. Вместе с тем непосредственно вдоль подножия такого вала наносы откладываться не будут по причине, отмеченной выше, и новый вал начнет формироваться на некотором расстоянии от прежнего. При много-

кратном повторении этого процесса формируются системы параллельных прирусловых валов, сопряженных с руслом реки.

*Центральная пойма* бывает осложнена грядовым рельефом только около озер – стариц; все остальное ее пространство обычно относительно ровное, сложенное наносами реки. Посередине центральной части поймы иногда располагается почти параллельно коренным берегам заболоченное понижение, которое вырабатывается полыми водами реки и называется тальвегом поймы. *Тальвегом* называют линию, соединяющую самые низкие точки дна речной долины, оврага или балки.

Наряду с аккумулятивными формами микрорельефа в пойме часто встречаются и эрозионные формы замкнутых понижений (эрозионные котлы). Эрозионные котлы создаются вихревыми течениями, возникающими при обтекании каких-либо препятствий на пути потока половодья, например, вокруг отдельных кустов и деревьев или в случайных свежих углублениях, вырытых льдинами или другими плывущими предметами. Эрозионные котлы на пойме вдали от русла располагаются очень часто в местах сбоев течений, вызванного особенностями рельефа и конфигурацией самой поймы.

Притеррасная пойма вытянута вдоль подошвы террасы или коренного берега. Она часто заболочена из-за обилия ключей, выходящих у подножья террасы или коренного берега, а иногда здесь даже течет небольшая река. Эта часть поймы сложена наиболее тонким пойменным аллювием и часто размывается водами текущей здесь речки. Поэтому эта часть поймы наиболее пониженная.

Во время половодья река может прорвать петлю меандры в наиболее узкой части, в результате чего ее расширенная часть отделяется от массива террасы, образует возвышенность в виде «острова» на суше, называемого *останцом обтекания* (рисунок 5.1). В месте прорыва образуется более ко-

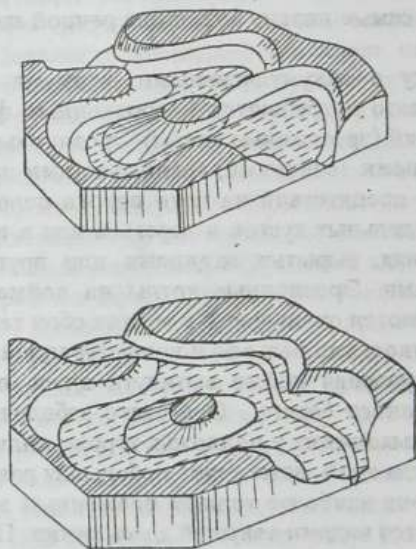


Рисунок 5.1 – Схема образования останца обтекания

роткое русло с более крутым падением, вследствие чего оно становится главным.

В случаях, когда ложе реки сложено очень рыхлыми наносами, то берега ее весьма подвижны, русло реки не может сохранить правильную меандрирующую форму и сильно дробится на рукава путем образования островов, непрерывно меняющих свои очертания. Такое блуждающее русло характерно для рек с затяжными половодьями.

### 3 Разрушительная работа рек

Как отмечалось выше, речная эрозия зависит от характера движения воды и ее скорости. Течение воды в реке может быть *ламинарным* и *турбулентным*. В первом случае вода движется упорядоченно, спокойно и как агент эрозии почти не дает эффекта. Во втором случае движение воды происходит беспорядочно, по перекрещивающимся траекториям. Турбулентное течение проявляется в виде водоворотов, завихрений и оказывает на ложе реки наиболее сильное эрозионное воздействие.

Скорость реки определяется уклоном местности – величиной отношения перепада отметок истока и устья реки к расстоянию по горизонтали, на котором этот перепад отмечается. С увеличением скорости реки возрастает и ее способность к транспортировке того или иного материала, увеличиваются размеры переносимых рекой обломков, что также усиливает эрозию. Согласно закону Эри при увеличении скорости течения реки в 2 раза ее способность к транспортировке возрастает в 64 раза, а при увеличении в 3 раза – в 729 раз. Способность реки производить работу определяется ее кинетической энергией или живой силой, которая определяется по формуле

$$E = m \cdot v^2 / 2, \quad (5.1)$$

где  $E$  – энергия текущей воды;

$m$  – расход (масса) воды, протекающей через поперечное сечение реки;

$v$  – средняя скорость течения воды.

Следовательно, чем полноводнее река и чем выше скорость ее течения, тем большей разрушительной силой она обладает. Ложе реки разрушается под действием трех факторов: абразии, гидравлического выпахивания и растворения.

*Абразия* подразумевает механическое разрушение дна под действием ударов, а также трения обломков и осадочных частиц, которые влечет река. Осадочный материал, переносимый рекой, исполняет роль эрозионного инструмента, который строгают, долбит и шлифует речное русло.

*Гидравлическое выпахивание* обусловливается стягивающим и расклинивающим действием и подъемной силой движущейся воды. Водоток способен разрыхлять, поднимать и перекачивать по дну частицы грунта, а также выбивать и увлекать в движение кусочки твердой породы.

*Растворение* происходит за счет растворяющей способности воды, содержащей вещества (диоксид углерода, органические кислоты и т.д.), усиливающие эту ее способность.

Скорость речной эрозии составляет в среднем 0,001 мм/год на равнинах и 0,5 мм/год в горах. Средняя же скорость речной эрозии на континентах равна 1 мм за 20 лет. Это означает, что за счет речной эрозии все компоненты смогли бы быть сивелированы до уровня Мирового океана всего за 18 млн. лет. Однако процессу эрозии противостоят рельефосозидающие процессы.

Различают глубинную (донную) и боковую эрозии. *Глубинная эрозия* выражается в углублении русла реки (разрушительная сила при этом направлена вглубь Земли). *Боковая эрозия* проявляется в разрушении берегов, расширении речной долины. Оба вида речной эрозии проявляются одновре-

менно, однако в зависимости от места реки и периода ее развития может развиваться тот или иной вид эрозии. Так, в верховье реки преобладает глубинная эрозия, а в низовье – боковая.

Конечная цель речной эрозии – выработка *продольного профиля равновесия* реки, представляющего собой кривую изменения высот дна реки на всем ее протяжении – от истока до устья (рисунок 5.2). Форма продольного профиля реки определяется первичным рельефом местности, перепадом высот между истоком и устьем, количеством притоков, прочностью горных пород речного ложа и т.д. По мере эрозионной работы реки ее продольный профиль непрерывно углубляется, приближаясь к уровню бассейна, куда впадает река. Этот уровень получил название *базиса эрозии*. Профиль равновесия формируется не только по всей длине реки, но и по отдельным ее частям, поэтому в одной и той же реке может возникнуть несколько продольных профилей равновесия.

При чередовании мягких и крепких пород в русле реки образуются уступы и связанные с ним пороги, перекаты и водопады. *Пороги* представляют собой мелководные каменистые и скалистые участки в русле реки, образуемые выходами плотных горных пород. *Перекаты* – мелководные участки русла реки, обычно имеющие вид валов с пологими скатами, обращенными против течения, и крутыми – по течению. *Водопад* – падение воды в реке с уступа, пересекающего речное русло. Для водопада характерен отрыв потока от его ложа. Вода может падать по нескольким уступам, образуя серию водопадов – *каскадов*. Менее круто падающие водопады называются *водоскатами*. Уступ водопада непрерывно разрушается, особенно у основания, а водопад, таким образом, отступает вверх по течению реки; это явление получило название *потящейся* или *регрессивной эрозии*.

С течением времени все неровности рельефа, по которому течет река, сглаживаются, и вырабатывается ее продольный профиль равновесия. Донная эрозия такой реки прекращает-

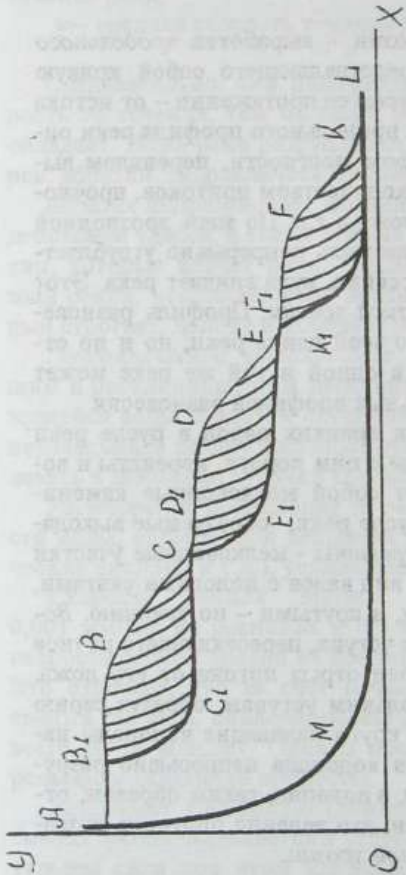


Рисунок 5.2 – Продольный профиль равновесия реки. ALM – в период зрелости, ABCDEFK – в период юности, B<sub>1</sub>C<sub>1</sub>C; D<sub>1</sub>E<sub>1</sub>E; F<sub>1</sub>K<sub>1</sub>K – на отдельных участках реки

ся практически на всем протяжении, устанавливается равновесие между эрозией и прочностью пород. Но с течением времени такое равновесие может нарушиться, что приведет к росту перепада высот истоком и устьем реки. В этом случае речная эрозия проявится с новой силой. Именно поэтому в жизни рек различают несколько периодов: юность, зрелость и старость.

*Юность* реки характеризуется невыработанным профилем равновесия. В этот период преобладает глубинная эрозия. Течение реки бурное, скорость максимальная. Русло изобилует порогами, водопадами; долина имеет V-образную форму и выражена ущельями и каньонами. Русло юных рек спрямлено, коэффициент извилистости минимален.

*Зрелость* реки наступает по мере приближения рельефа речного дна к продольному профилю равновесия. Глубинная эрозия преобладает в верхнем течении реки; в среднем и нижнем течении ведущую роль играет уже боковая эрозия. Долина реки расширяется, приобретает U-образную форму. Увеличивается коэффициент извилистости реки, русло реки часто изгибается, образуя излучины (меандры). Скорость течения зрелой реки равномерно уменьшается от истоков к устью.

Старость реки характеризуется еще большей выработанностью профиля равновесия, который наиболее близок к равновесному состоянию, но все же круче у истока.

По всему течению реки преобладает боковая эрозия, что приводит к размыву берегов, с одной стороны, и образованию кос и пляжей - с другой. *Косой* называют низкую подмывную полосу суши на берегу реки. *Пляж* является элементом излучины, образованной скоплением донных наносов на ее выпуклом берегу.

Интенсивность разрушения берегов в северном и южном полушариях непостоянна. В северном полушарии правый берег подвержен боковой эрозии в большей степени, чем левый. В южном полушарии, наоборот, левый берег размывает-



ся быстрее правого. Поэтому у рек северного полушария правый берег обычно круче левого, у рек южного полушария круче левый берег. Указанное явление получило название закона Бэра. Объясняется закон Бэра силой Кориолиса – отклоняющей силой вращения Земли, проявляющейся в том, что все тела, движущиеся относительно земной поверхности, в северном полушарии получают ускорение, направленное вправо, а в южном – влево от направления их движения. Ускорение Кориолиса равно  $2v \cdot \omega \cdot \sin \gamma$ , где  $v$  – скорость движения тела;  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли;  $\gamma$  – географическая широта места.

Для периода старости реки характерно увеличение количества меандр – изгибов речного русла, появление стариц. Излучины (меандры) наиболее развиты у равнинных рек с медленным течением; здесь они имеют вид сложных петель и часто меняют свое положение в пределах дна долины. Такие меандры называют блуждающими. Те излучины, которые повторяют извилины всей долины, называются врезанными. Образование меандр происходит следующим образом. Представим себе русло реки, осложненное небольшим изгибом. Выше него вода в русле движется прямолинейно; в своем движении она наталкивается на его вогнутую часть и постепенно подмывает берег. Струйки воды, ударившись о берег, отклоняются к противоположному берегу под углом, равным углу между направлением струй и линией вогнутого берега. При столкновении с противоположным берегом они подмывают его. Водный поток, действуя длительное время, увеличивает первоначальный изгиб русла (рисунок 5.3).

В процессе развития излучины ее противоположные вогнутые берега постепенно сближаются, а русло реки удлиняется, что приводит к уменьшению скорости течения воды в нем.

Во время одного из половодий, когда полые воды затопляют пойму, перешеек излучины может быть промыт, а после спада полых вод река потечет по спрямленному руслу.

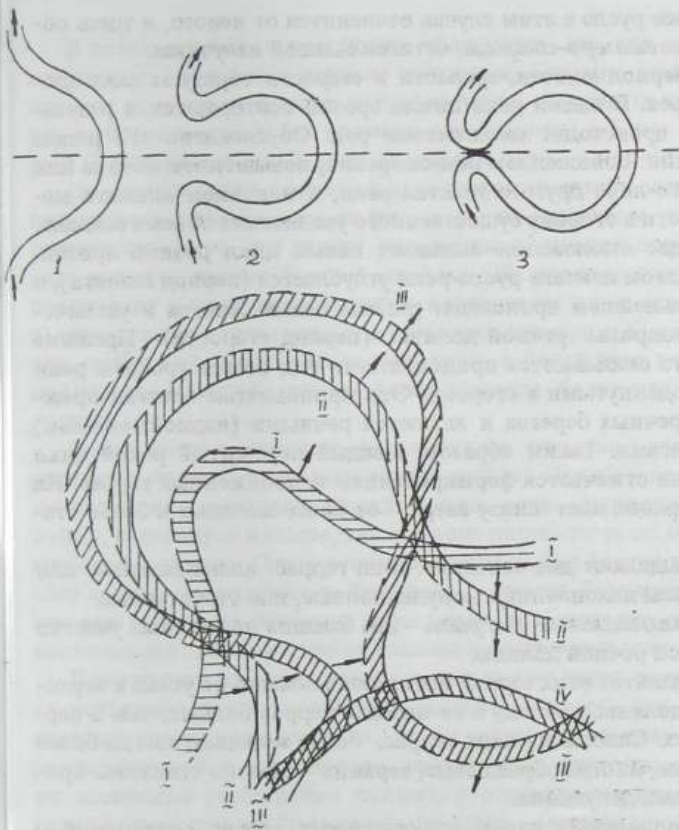


Рисунок 5.3 – Схема развития меандр: 1 – меандра намечается; 2 – меандра хорошо выражена; 3 – прорыв шейки меандры и образование старицы; 4 – последовательные положения (I, II, III, IV) меандрирующего русла

Старое русло в этом случае отчленился от нового, и здесь образуется *озеро-старица*, остаток бывшей излучины.

Период юности, зрелости и старости образуют *цикл эрозии* рек. В жизни реки циклы эрозии повторяются, в результате происходит *омоложение* рек. Обусловлено это рядом причин: понижением базиса эрозии, повышением истока или какого-либо другого участка реки, изменением климата местности в сторону существенного увеличения объема осадков. Каждое омоложение вызывает новый цикл речной эрозии. При этом вначале русло реки углубляется (период юности), а в дальнейшем происходят размыв новых берегов и увеличение ширины речной долины (период старости). Прежние берега оказываются приподнятыми над новым уровнем реки и отодвинутыми в стороны. Эти приподнятые остатки прежних речных берегов и являются речными (надпойменными) террасами. Таким образом, каждый пережитый рекой цикл эрозии отмечается формированием надпойменных террас. Их нумерация идет снизу вверх – от более молодых к более старым.

Выделяют два основных типа террас: аллювиальные, или террасы накопления, и денудационные, или структурные.

*Аллювиальные террасы* – это бывшие пойменные участки данной речной долины.

Развитие этих террас начинается обычно от устья к верховью долины, поэтому в ее низовье террас больше, чем в верховьях. Склоны нижних террас, более молодых, всегда более крутые, иногда обрывистые, верхних – обычно сглажены процессами денудации.

Продольный уклон аллювиальных террас согласуется с падением реки; поперечный профиль характеризуется слабым уклоном в сторону русла реки. Это объясняется смывом матернала с участков, расположенных около края террасы, обращенного к реке, и одновременным накоплением продуктов разрушения, приносимых с верхних террас или со склона долины, на участках, удаленных от ее края.

В долинах крупных рек можно обнаружить две, три и более террас, сложенных речным аллювием. Как уже отмечалось, их принято считать от поймы вверх по склонам долины, т.е. от более молодых (по времени образования) к более старым (I надпойменная, II надпойменная и т.д.).

На поверхности аллювиальных террас имеются остатки пойменного рельефа, озер-стариц и других элементов, свойственных поймам. Это значит, что каждая аллювиальная терраса является частью бывшей поймы. Образование террасы происходит в виде двух основных последовательных стадий: а) образования поймы реки той или иной ширины и б) усиления глубинной и боковой эрозии реки, в результате чего в пойму оказывается врезанной новая молодая более глубокая долина.

Пойма реки в процессе постепенного размыва должна расширяться вместе с расширением долины. Поэтому во время весенних половодий толщина слоя воды, заливающего пойму, становится меньше, так как вода разливается по более широкой площади. Одновременно с этим пойма растет в высоту за счет накопления пойменного аллювия. Распластывание вод половодья особенно характерно на реках, где имеет место неравномерная ширина долины на отдельных участках.

В результате развития поймы отдельные ее части настолько повышаются, что перестают заливаться водой при нормальных весенних половодьях. Таким путем происходит подразделение поймы на площади, затопляемые ежегодно водами половодья (собственно пойма), и площади, заливаемые водой только при особо высоких разливах (*высокая пойма*). Последняя с течением времени переходит на положение I надпойменной террасы.

Надпойменные террасы образуются из поймы в результате врезания реки в дно долины. Для превращения поймы в надпойменную террасу необходимо, чтобы врезанность русла достигла бы таких размеров, когда вся вода, протекавшая в половодье выше уровня поймы, целиком поместилась бы в

русле, которое до этого увеличило (путем врезания) соответственно площадь своего поперечного сечения. Эта зависимость может быть выражена формулой

$$\Delta w = h \cdot B, \quad (5.2)$$

где  $\Delta w$  – приращение площади поперечного сечения русла;

$h$  – глубина потока воды на пойме до врезания;

$B$  – ширина долины на уровне поймы.

Из рассмотрения этой формулы следует, что чем шире долина, тем интенсивнее должно происходить врезание, чтобы пойма превратилась в 1-ю надпойменную террасу. Поэтому превращение поймы в надпойменную террасу на протяжении долины будет неодинаковым. Так, если в сужениях происходит превращение поймы в надпойменную террасу, и начнется формирование новой поймы, то в расширениях поймы будет по-прежнему заливаться в половодье.

Повторяясь неоднократно, этот процесс приводит к образованию в долине реки серии надпойменных аллювиальных террас.

*Структурные, или денудационные, террасы образуются на склонах долин, сложенных чередующимися слоями пород различной твердости и имеющих примерно горизонтальное залегание. Река, размыв слой, неустойчивый по отношению к эрозии, доходит до более устойчивого слоя, где эрозия замедляется. В тоже время обнажившийся по склону слой меньшей твердости будет подвергаться процессам денудации и отступать в сторону от русла реки. Так, на склоне долины образуется терраса, которая является поверхностью обнажившегося более твердого слоя.*

#### 4 Транспортирующая работа рек

Транспортирующая работа рек проявляется в переносе того или иного материала путем перетаскивания и перекатывания его по дну во взвешенном и растворенном состояниях. Крупные обломки (валуны, глыбы) транспортируются путем их волочения только молодыми, бурными реками. В придонном слое реки транспортируются песчаный ил и глинистый материал. Транспортирующая способность реки усиливается тем, что обломки горной породы при погружении в воду теряют 40% своей массы. Скорость транспортировки песка равна половине скорости течения реки.

В процессе донной транспортировки обломки горных пород сортируются, истираются, обтачиваются и шлифуются. В конечном итоге происходит полное истирание переносимых водой обломков. В зависимости от состава пород истирание происходит неодинаково. Например, при массе 40 г галька песчаника полностью истирается на протяжении 10-15 км пути, галька глинистого сланца – 30-40 км, галька известняка – 40-80 км, галька гранита – 250-300 км. Скорость истирания зависит также от скорости течения реки, количества воды, рельефа дна и т.д.

Транспортируемый реками материал может переноситься также во взвешенном и растворенном (химический сток) состоянии. В растворенном состоянии транспортируются легкорастворимые соли -  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$  -, а также карбонаты -  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  - и различные соединения железа и фосфора.

#### 5 Речные отложения

Аккумулятивная деятельность рек выражается в накоплении толщ осадочных пород речного типа. Эти отложения называются *аллювиальными*.

Выделяют следующие разновидности аллювиальных отложений:

- а) *русловые* – наиболее крупные обломки, залегающие в руслах рек;
- б) *пойменные* – глины, суглинки, мелкозернистые пески с органическим веществом, находящиеся в речных поймах;
- в) *старичные* – супесь, ил с органическим веществом, расположенные в речных старицах, лиманах;
- г) *дельтовые* – песчано-глинистый материал, минеральные зерна хорошо окатаны и отсортированы; это особый тип речных отложений, накапливающийся уже вне реки, непосредственно в том месте, куда впадает река, зерна хорошо окатаны и отсортированы.

*Дельты* (по сходству с греческой буквой  $\Delta$ ) – это участки суши, которые образуются за счет накопления аллювиальных отложений в прибрежной зоне моря. Дельты представляют собой равнину, слабо наклоненную в сторону моря и прорезанную рукавами рек. Площадь дельт исчисляется десятками и даже сотнями тысяч квадратных километров.

Дельта сложена осадками, принесенными рекой в море. Слои осадков наклонены в сторону моря и залегают параллельно первоначальному положению морского дна. С течением времени дельта растет в сторону моря, длина ее может достигать сотен километров. Дельтовые отложения представлены обычно галечником, песками, песчанниками, глинами, известняками. Образованию дельты способствуют многие причины: относительно крутое дно моря или озера в устье реки; значительная разница в солености воды реки и бассейна, куда река впадает; большое количество обломочного материала, приносимого рекой; отсутствие приливов и сильных течений в районе устья. Все это приводит к тому, что масса осадков быстрее оседает на дно моря, чем успевает размываться волнами, приливом или отливом.

Формирование дельтовых отложений происходит сравнительно быстро. Так, скорость осадконакопления в устье р.Амазонки составляет 100 мм за 1000 лет, в устье р.Нила – 300 мм за 1000 лет, в устье р.Роны – 5000-6000 мм за 1000 лет (для Мирового океана скорость осадконакопления равна 1,7 мм за 1000 лет – во много тысяч раз медленнее, чем в устьях некоторых рек).

Аллювиальные отложения характеризуются хорошей окатанностью, отсортированностью и слоистостью. Обычно в основании залегает базальный слой – грубообломочный галечник, валуны; вверх по разрезу он постепенно сменяется все более тонкозернистым материалом. Среди аллювия нередко встречаются россыпные месторождения полезных ископаемых. Реки, размывая горные породы, одновременно вымывают и содержащиеся в них ценные минералы. Эти минералы переносятся рекой, частично истираются, растворяются и в конечном итоге скапливаются в долинах рек в аллювии, образуя промышленные скопления. Так возникают россыпные речные месторождения золота, платины, вольфрама, касситерита, некоторых драгоценных камней (алмаз) и др.

## 6 Геологическая деятельность временных водотоков

Геологическая деятельность временных водотоков проявляется в значительно меньшей степени, чем работа рек. Тем не менее в ряде случаев эта деятельность носит существенный характер и приводит к ощутимым результатам.

Деятельность нерусловых и русловых поверхностных вод приводит к образованию различных отрицательных форм рельефа и селевых потоков. В числе отрицательных форм рельефа в первую очередь следует отметить лощины, водоронны, промонны, овраги и балки.

*Лощина* представляет собой отрицательную незамкнутую форму рельефа. Эта форма рельефа развивается на склонах обычно невысоких возвышенностей, характеризуется полого-



стью склонов и отсутствием четко выраженного тальвега. Продольный наклон для лощины обычно соответствует наклону поверхности, в пределах которой она развивается.

Лощины образуются главным образом в результате смыва почвы нерусловыми потоками. Образованию лощин способствует отсутствие растительного покрова и наличие на поверхности различных понижений.

Наиболее распространенными формами рельефа, обусловленными работами временных русловых потоков, являются водоронны, промоины и овраги. Все эти формы по условиям образования тесно связаны между собой и близки друг к другу по внешнему виду. Их часто называют формами овражного размыва, поскольку овраги являются наиболее распространенными и крупными формами рельефа этой группы.

Начальной формой размыва временным водным потоком являются *водоронны*. Она развивается только в пределах почвенного горизонта, преимущественно на пашне или на выгоне, в тех местах, где на сравнительно узких пониженных участках собирается много поверхностной воды. Так, на пашне эти формы образуются особенно интенсивно на склоне при ливневых дождях и в тех случаях, когда распашка произведена в направлении падения склона. На склонах, имеющих выпуклый профиль, водоронны развиваются прежде всего в нижней части склона, а на склонах с вогнутым профилем они приурочены к верхней, более крутой части склона.

На выгонах водоронны появляются на тропинках, выбитых скотом, а на грунтовых дорогах они формируются по колеям в случаях, когда дорога проложена в направлении наибольшего уклона поверхности.

Водоронны имеют ширину от 0,1 до 1,0 м, а их глубина колеблется 0,5-1 м. В плане они характеризуются выпянутой формой, а в поперечном профиле имеют вид остроугольного треугольника, обращенного вершиной вниз.

Дальнейшее развитие водоронн приводит к образованию промоин, которые имеют те же внешние особенности, но более крупные размеры. Продольный профиль промоины совпадает с характером профиля поверхности склона, где расположена эта форма рельефа. Промоины имеют поперечный профиль в верхушке V-образной формы, а ниже трапециевидной.

*Промоины* представляют собой первую стадию образования оврага. В них концентрируются потоки талых и дождевых вод, что способствует их дальнейшему развитию и превращению в овраг. Этот процесс протекает быстро на распаханных землях и значительно замедляется на участках, покрытых растительностью и особенно древесной.

Дальнейшее развитие оврага связано с образованием в его вершине значительного обрыва, который называют *вершинным перепадом*.

Образование вершинного перепада, положение бровки которого фиксирует начало оврага, происходит вследствие разной устойчивости размыву отдельных горизонтов почвенного профиля. Так, гумусовый горизонт, связанный корнями растений, более устойчив процессу размыва, чем расположенные ниже горизонты. Кроме того, поверхностные слои обычно сильнее промерзают зимой и весной, пока почва не оттаяла, труднее размываются текучими поверхностными водами. Поэтому в продольном профиле понижения создается заметная разница высот, и изменяется уклон дна. Вследствие этого вблизи вершинного перепада происходит наиболее интенсивная эрозия, причем энергия размыва в значительной степени зависит от высоты вершинного перепада. Экспериментальным путем установлено, что чем больше высота вершинного перепада, тем больший размыв совершает одна и та же масса воды. Величину этой работы можно выразить формулой

$$P = Q * \gamma * H, \quad (5.3)$$

где  $P$  – работа, кг/м;

$\gamma$  – вес единицы объема воды,  $1000 \text{ кг/м}^3$ ;

$H$  – высота перепада, м;

$Q$  – расход воды,  $\text{м}^3/\text{с}$ .

Талые и дождевые воды, сливающиеся в промоину или овраг, низвергаются с вершинного перепада на дно промоины или оврага. В месте своего падения они выбивают углубление, которое называется *водобойным колодцем* (рисунок 5.4), глубина которого может колебаться от нескольких сантиметров до метра и более. Одновременно часть воды стекает по поверхности обрыва и размывает ее сильнее там, где выходят рыхлые материнские породы, непрерывно увлажняющиеся брызгами воды и водобойного колодца. В результате этого с течением времени из верхнего почвенного горизонта образуется нависающий слой, который под влиянием силы тяжести обрушивается вниз на дно оврага, и вершина последнего оказывается смещенной.

В поступательном росте промоины или оврага наблюдается закономерность. Как уже отмечалось выше, овраги растут снизу вверх за счет регрессивной эрозии. Вершинный перепад растущих оврагов перемещается в том же направлении и достигает предельной высоты на участке склона, где имеется наибольший уклон.

По морфометрическим показателям и взаимосвязям с другими формами рельефа овраги разделяют на несколько типов: склоновые, береговые, донные, вершинные и висячие.

*Склоновые овраги* формируются преимущественно на склонах вогнутой формы, где наибольшее развитие они получают в крутой (верхней) части склона. Ширина этих оврагов не превышает 5-6 м, а глубина 2-5 м. Для склоновых оврагов характерно наличие значительных по высоте вершинных перепадов. Эти овраги приносят вред сельскому хозяйству, рас-

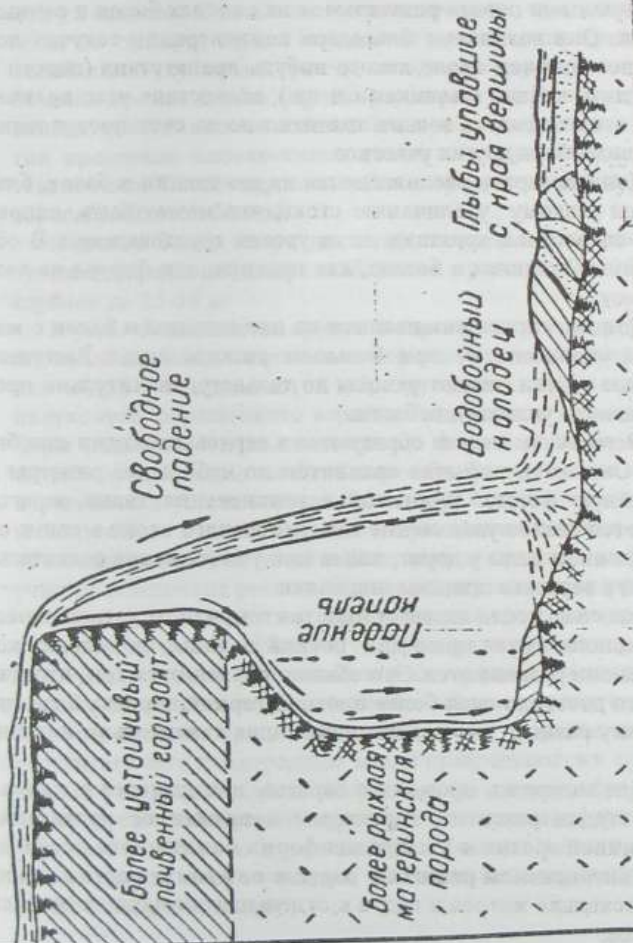


Рисунок 5.4 — Механизм развития вершины промоины или оврага

секая поля и тем самым препятствуя механизации полевых работ.

*Береговые овраги* развиваются на склонах балок и речных долин. Они возникают благодаря концентрации текучих поверхностных вод около какого-нибудь препятствия (дороги с насыпью, канавы с валиками и пр.), вследствие чего количество этих вод здесь весьма значительно за счет поступления их с водосбора других участков.

Донные овраги располагаются на дне лощины и балок, благодаря резкому увеличению стока, что может быть, например, следствием врезания их до уровня грунтовых вод. В облесенных лощинах и балках, как правило, эти формы не возникают.

Донные овраги развиваются на дне лощины и балок с малыми уклонами, но при большом расходе воды. Растущие донные овраги имеют уклоны по тальвегу, значительно превышающие уклоны дна балок.

*Вершинные овраги* образуются в верховьях лощины или балок. Они имеют обычно сравнительно небольшие размеры и линейную форму. Причиной возникновения таких оврагов является резкое увеличение поверхностного стока в связи со скоплением воды у дорог, канав или уничтожения растительности в верховье лощины или балки.

*Висячие овраги* характеризуются тем, что их устьевые части располагаются выше дна речной долины, на склонах которой они развиваются. Это обычно объясняется тем, что дно оврага достигло слоя более плотной горной породы, благодаря чему размыв дна оврага происходит значительно медленнее.

Для водоронн, промоин и оврагов, находящихся в начальной стадии развития, характерно напряженное проявление глубинной эрозии и V-образная форма поперечного профиля. При интенсивном развитии оврагов они могут расти в длину на несколько метров в год, а в отдельных случаях на десятки метров.

Временные потоки, текущие по дну оврага, производят глубинную эрозию и одновременно подрезают оба склона, что способствует увеличению их крутизны и развитию осыпей на склонах. Однако с течением времени продольные уклоны по тальвегу оврага становятся меньше, что приводит к ослаблению глубинной эрозии, но одновременно усиливается боковая эрозия и дно оврага расширяется. Вместе с этим склоны постепенно становятся более пологими за счет развития процессов плоскостного смыва и покрываются растительностью. Такой закрепившийся и прекративший свой рост овраг называется *балкой*.

В длину балки могут достигать нескольких километров, средняя ширина их дниц колеблется в пределах 30-100 м при глубине до 25-30 м.

В устье большинства крупных оврагов и горных долин выносимый водными потоками материал (мелкозем, песок, гравий и др.) откладывается, образуя здесь скопления в виде полуконуса, обращенного вершиной в сторону тальвега этих форм рельефа. Эти положительные формы рельефа называются *конусами выноса*. Особенно обширные конусы выноса образуются в устьях горных долин, где они обычно прорезаются руслами водных потоков. Образование конусов выноса объясняется потерей энергии потоком при выходе на ровный участок вследствие резкого уменьшения уклона поверхности.

Оврагообразование наносит огромный вред. Оно приводит к осушению целых областей, так как дренируются горизонты подземных вод, и увеличивается испарение. Понижается и уровень грунтовых вод, постепенно исчезает растительность. За этим следуют процессы выветривания и эрозии почвы, в результате чего плодородные земли превращаются в пустыри. Овраги разрушают дороги. Меры борьбы с оврагообразованием предусматривают регулирование стока атмосферных вод, укрепление склонов путем посадки растительности, сооружения запруд по руслу оврага, заваловывание верховьев оврага бутовым материалом.

*Селями* называют стремительные кратковременные горные потоки, несущие огромное количество жидкой грязи и обломков горных пород, масса которых может достигать сотен и даже тысяч килограммов. Они образуются в горах в результате сильных ливней и двигаются по горным долинам и ложбинам горных склонов, сметая все на своем пути. Обычно они приурочены к участкам горных склонов с редкой и скудной растительностью.

Частота селевых потоков зависит от характера пород, слагающих горные склоны, от их крутизны и от метеорологических условий. Там, где склоны покрыты рыхлыми породами (рыхлые известняки, пылеватые суглинки), и уклоны достаточно велики, селевые потоки возникают чуть ли не ежегодно, а иногда и по несколько раз в год.

Селевый поток состоит из воды и огромных валунов или из липкой грязи, похожей на лаву. Иногда это жидкий поток с большим количеством мелких обломков и песка.

О зависимости между скоростью движения потока и размерами, а также весом передвигаемых обломков дает представление таблица 5.1.

Обломочная масса, приносимая селями в равнинные области, называется *пролювием*, который представляет собой малоокатанный, неотсортированный, неслоистый материал, состоящий из песка, глины, гравия, гальки, щебня, валунов и глыб. Содержание крупных обломков достигает 15%. На периферии селевых выносов отлагается тонкий пылеватый осадок — *пролювиальный лёсс*. Пролувию также формирует конусы выноса. Объединяясь, они образуют широкие *шлейфы* пролювия в пределах горных равнин. На таких пролювиальных шлейфах стоят города Ашхабад, Алма-Ата и др.

Сели — грозное явление природы, с которым трудно бороться даже при использовании современных технических средств. Нередко сели наносят большой ущерб населению, сельскохозяйственным угодьям, промышленным и иным объектам, расположенным в селеопасных районах.

Таблица 5.1 – Зависимость между скоростью движения потока и величиной передвигаемых им обломков

| Средняя скорость потока, м/с | Средний размер обломком, м | Масса обломка, кг |
|------------------------------|----------------------------|-------------------|
| 2,0                          | 0,12                       | 2,5               |
| 2,5                          | 0,26                       | 20                |
| 3,0                          | 0,55                       | 120               |
| 3,5                          | 0,70                       | 420               |
| 4,0                          | 1,0                        | 1200              |
| 5,0                          | 1,7                        | 6000              |
| 6,0                          | 2,2                        | 12000             |

### Вопросы для самопроверки

- 1 Дайте определение понятий сток, нерусловый и русловый сток.
- 2 Какие виды неруслового и руслового стока Вы знаете?
- 3 Что понимают под смывом и размывом поверхности?
- 4 Что понимается под рекой? Под бассейном реки? Под водоразделом?
- 5 Какие части выделяют в строении речной долины?
- 6 Какие типы пойм выделяют по внешним особенностям?
- 7 От чего зависит разрушительная работа рек?
- 8 В чем сущность глубинной и боковой эрозии реки?
- 9 Что такое продольный профиль равновесия реки? Нарисуйте график.
- 10 Объясните цикл эрозии реки, укажите причины ее повторения, приведите признаки омоложения рек.
- 11 Закон Бэра, его сущность.
- 12 Объясните образование озер-старич.
- 13 Какие типы террас Вы знаете? Объясните процесс их образования.
- 14 Как осуществляется транспортирующая работа рек?
- 15 Перечислите разновидности аллювиальных отложений.



16 Дельты, условия их образования.

17 Охарактеризуйте стадии образования оврагов.

18 Перечислите типы оврагов по морфометрическим показателям.

19 Что такое сели, каковы условия их образования?

20 Какова зависимость между скоростью движения селевого потока и величиной передвигаемых им обломков.

22 Характер селевых отложений.

## ТЕМА 6 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### План

1 Классификация подземных вод.

2 Химизм подземных вод.

3 Условия залегания подземных вод.

4 Результаты геологической деятельности подземных вод.

### Список литературы

1. Гвоздецкий Н.А. Карст. – М., 1981.

2. Дубленский В.Н. Пещеры Крыма. – Симферополь, 1977.

3. Бабаев А.Г. и др. Пустыни. – М., 1986.

4. Колобанов С.К. и др. Вода в природе и технике. – К., 1987.

5. Кульский Л.А. и др. Вода знакомая и загадочная. – К., 1982.

Составной частью литосферы является вода, которая здесь находится в жидком, газообразном и твердом состояниях. Все воды, заключенные в каменной оболочке Земли, называются *подземными*. Их количество огромно: только до глубины

16 км оно составляет около  $400 \text{ млн. км}^3$ , что равно примерно одной трети вод Мирового океана.

### 1 Классификация подземных вод

Вода, содержащаяся в горных породах, делится на *связанную*, входящую в химическую формулу минерала, и *свободную* (подземную), содержащуюся в порах и трещинах породы. Связанная вода в свою очередь делится на конституционную, кристаллизационную и гидратную.

*Конституционная* вода содержится в кристаллической решетке минерала в виде разобщенных ионов  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$ , являющихся обязательными составными частями данного химического соединения. Минералы с конституционной водой образуются в недрах Земли в условиях высоких температур и давлений. Она может быть выделена только после полного химического распада минерала или горной породы.

*Кристаллизационная* вода входит в кристаллическую решетку минералов в виде молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , занимающих строго определенные места. Извлечь кристаллизационную воду из минерала можно путем его подогрева, при этом первоначальный минерал разрушается.

*Гидратная* вода присоединена к частицам коллоидных веществ в виде плотно облегающих слоев молекул. Содержание ее непостоянно и зависит от влажности среды. Гидратная вода гораздо слабее связана с минералами, чем конституционная и кристаллизационная.

Свободная вода в свою очередь делится на гигроскопическую, пленочную, капиллярную и гравитационную.

*Гигроскопическая* вода в виде обособленных друг от друга капелек располагается на частицах породы. Эти капельки удерживаются силами молекулярного притяжения и не перемещаются в горной породе. Перемещение может произойти только в случае перехода воды в парообразное состояние.

Для этого породу надо нагреть до температуры 105-110 °С.

*Пленочной* называют воду, которая перекрывает в виде тонкой дополнительной пленки слой гигроскопической воды на поверхности отдельных частиц горных пород. Толщина пленки может быть различной (минимальная до толщины молекулы воды). Пленочная вода способна перемещаться от частицы с толстой пленкой к частице с тонкой пленкой вне зависимости от гравитации.

*Капиллярная* вода находится в капиллярах породы, т.е. в каналах диаметром не более 1 мм. Эта вода удерживается в порах под действием молекулярных сил и сил поверхностного натяжения (капиллярных сил). Она способна подниматься снизу вверх, т.е. в направлении, противоположном действию сил тяжести. Чем тоньше капилляр, тем выше поднимается вода.

*Гравитационной* называют свободную капельно-жидкую воду, которая перемещается в горных породах под действием сил тяжести (сверху вниз). Она содержится в порах, имеющих диаметр более 1 мм. Среди подземных вод гравитационная вода оказывает наибольшее влияние как геологический фактор.

В зависимости от происхождения подземные воды делят на: а) инфильтрационные; б) седиментационные; в) магматогенные; г) конденсационные; д) метаморфогенные.

*Инфильтрационные* подземные воды образуются за счет просачивания (инфильтрации) вглубь Земли дождевых и талых атмосферных осадков. Вода, выпадая из атмосферы в виде дождя, тумана и снега, проникает в толщи горных пород и движется вниз под действием гравитационных сил. Встречая на своем пути водоупорные породы, вода аккумулируется в проницаемых пластах (коллекторах) и образует подземные – *вадозные* – воды. Участок поверхности Земли, в пределах которого атмосферные осадки проникают в толщи пород, называется *областью питания* подземных вод.

*Седиментационные* подземные воды образуются путем их захоронения вместе с осадками, которые формируются на дне озерных, морских или океанических водоемов. В дальнейшем эти осадки с захороненной водой погружаются, происходит их уплотнение и преобразование в горные породы (процесс *диагенеза*). В результате седиментационная вода отжимается в проницаемые пласты и движется по ним вверх. Такой гидрогеологический режим получил название *элизионного*. Седиментационная вода одновозрастна с вмещающей горной породой.

*Магматогенные* подземные воды образуются в результате конденсации водных паров магмы при ее охлаждении. Их также называют *ювенильными* (юными), поскольку они не принимали участия в круговороте воды в природе. Иногда по трещинам они проникают на поверхность Земли. Обычно эти воды имеют высокую температуру (десятки градусов). Типичный пример ювенильных источников – *гейзеры*.

*Конденсационные* подземные воды образуются в результате конденсации водяного пара, который проникает в поры и трещины горных пород и там охлаждается. Процесс образования конденсационных вод характерен для территорий с аридным климатом.

*Метаморфогенные* подземные воды образуются в результате дегидратации (обезвоживания) минералов, которые содержат кристаллизационную воду, под влиянием высокого давления и температуры.

Слой горных пород, содержащие в себе воду и пропускающие ее через себя, называются *водоносными горизонтами* (пластами), а те, которые не пропускают, – *водоупорными*.

## 2 Химизм подземных вод

Химический состав подземных вод формируется за счет растворения горных пород, минералов, газов, микробиологических процессов. Химизм подземных вод отображается со-

10

9

держанием катионов и анионов. Наиболее распространены карбонатные, сульфатные и хлоридные воды, которые содержат соответственно более 25% общего состава минеральных веществ  $\text{HCO}^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$  или  $\text{Cl}^-$ .

*Минерализация подземных вод* определяется величиной сухого остатка в граммах на литр воды при температуре 105-110 °С. По этому признаку подземные воды делятся на пресные (до 1 г/л), солоноватые (1-10) и рассолы (более 50 г/л).

Особую категорию составляют минеральные воды, т.е. такие, которые могут быть использованы человеком благодаря тем или иным их свойствам: содержанию солей либо газов, температуре, радиоактивности. Благодаря специфическим физико-химическим свойствам они оказывают лечебное действие на организм человека. По химическому и газовому составу выделяют щелочные, углекислые, сероводородные, метановые, железистые и другие типы минеральных вод. Наиболее известные месторождения минеральных вод находятся на Кавказе (Кавказские минеральные воды, Боржоми), в Украине (Трускавец), Чехословакии (Карловы-Вары), Франции (Виши) и др.

При оценке подземных вод, используемых в технических целях, особое внимание обращается на *жесткость*. Это свойство определяется содержанием в воде солей кальция, магния и других химических соединений. Различают *общую жесткость* воды (общее количество содержащихся в воде кальция и магния), *устраняемую*, характеризующуюся степенью уменьшения жесткости воды при длительном ее кипячении, и *постоянную*, остающуюся после выпадения карбонатных солей в результате кипячения воды.

Жесткость воды выражается суммой миллиграмм-эквивалентов ионов кальция и магния, содержащихся в 1 л воды, 1 мг-экв/ отвечает содержанию 20,04 мг/л  $\text{Ca}^{2+}$  или 12,16 мг/л  $\text{Mg}^{2+}$ . В зависимости от общей жесткости различают воду очень мягкую (до 1,5 мг-экв/л), мягкую

(1,5-3,0 мг-экв/л), умеренно жесткую (3-6 мг-экв/л), очень жесткую (выше 9 мг-экв/л).

### 3 Условия залегания подземных вод

В зависимости от геологических условий залегания подземные воды делят на ненапорные и напорные.

*Ненапорные воды* находятся в горных породах без напора, они не целиком заполняют водоносный пласт. Поверхность, ограничивающая ненапорные водоносные горизонты сверху, называется *зеркалом вод* (синоним – *скатерть подземных вод*). При горизонтальном положении зеркала подземные воды образуют *бассейн* подземных вод. Наклон зеркала свидетельствует о движении потока в сторону падения отметок. Ненапорные подземные воды делят на грунтовые, межпластовые, верховодку и почвенные.

*Грунтовые воды* – это первый от поверхности Земли водоносный горизонт. Поверхность, ограничивающая воду в горизонте грунтовых вод сверху, называется *уровнем грунтовых вод*, а толща пород, располагающаяся выше его, – *зоной аэрации* (рисунок 6.1). Уровень грунтовых вод обычно повторяет морфологию рельефа, но в несколько сглаженном виде. Атмосферные осадки питают грунтовые воды в пределах всей области их распространения. В зависимости от количества атмосферных осадков меняется и уровень грунтовых вод: весной и осенью во время половодья он повышается, а летом (особенно если засуха) – понижается.

*Межпластовые* ненапорные подземные воды залегают между двумя водоупорами и полностью заполняют водоносный пласт (рисунок 6.1). Область питания межпластовых вод находится на месте выхода водопроницаемых пород на дневную поверхность или там, где верхний водоупор отсутствует. Уровень межпластовых вод обычно имеет наклон, что обусловлено существованием областей *дренажа* или *разгрузки*, которыми служат долины рек, овраги и т.д.

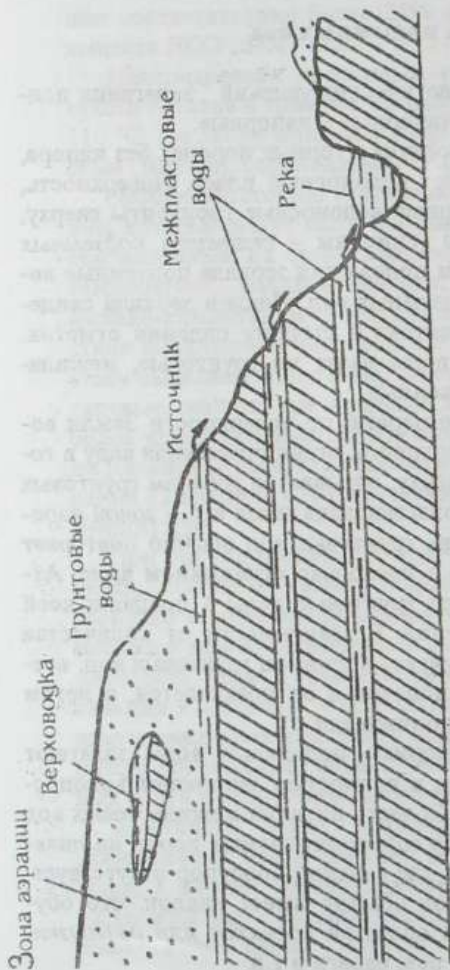
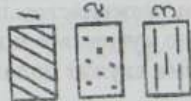


Рисунок 6.1 – Схема залегания напорных подземных вод  
 Породы: 1 – водоупорные; 2 – водопроницаемые (коллекторы);  
 3 – водоносные горизонты



*Верховодка* образуется в зоне аэрации, когда в ее пределах локализуется линза непроницаемых пород. Атмосферные осадки, проникающие в зону аэрации, задерживаются на поверхности таких линз (рисунок 6.1). Возникающий подобным образом горизонт верховодки непостоянен и ограничен в распространении. Он возникает при выпадении осадков и может исчезнуть после того, как вода стечет с поверхности линзы или проникает сквозь нее.

*Почвенные воды* располагаются у самой поверхности, насыщая почву. Они также подвержены сезонным колебаниям.

*Напорные подземные воды* находятся под давлением и обладают определенным напором. В случае вскрытия горизонта напорных вод шурфом или скважиной вода поднимается на определенный уровень и останавливается на отметке, соответствующей *пьезометрическому уровню*. Данные о пьезометрическом уровне по ряду шурфов или скважин будут характеризовать *пьезометрическую поверхность* (поверхность напора). Эта поверхность может находиться ниже поверхности Земли и выше ее. В последнем случае подземные воды будут изливаться на поверхность, такие воды называются *самозливающимися*.

Напорные подземные воды можно разделить на воды с местным напором и артезианские. Первые появляются в тех случаях, когда в верхней части горизонта грунтовых вод имеется линза непроницаемой породы, занимающей и часть зоны аэрации. Под ней и образуются воды с местным напором.

*Артезианские воды* – напорные подземные воды, ограниченные водоупорными слоями. Возможность образования артезианских вод зависит от тектонических условий и от наличия подстилающих и перекрывающих водонепроницаемых пластов (рисунок 6.2). Область питания артезианских вод может находиться на очень большом расстоянии от места их использования. Величина напора артезианских вод зависит от гипсометрической разности (разности высот) в отметках между областью питания и областью вскрытия. Чем больше



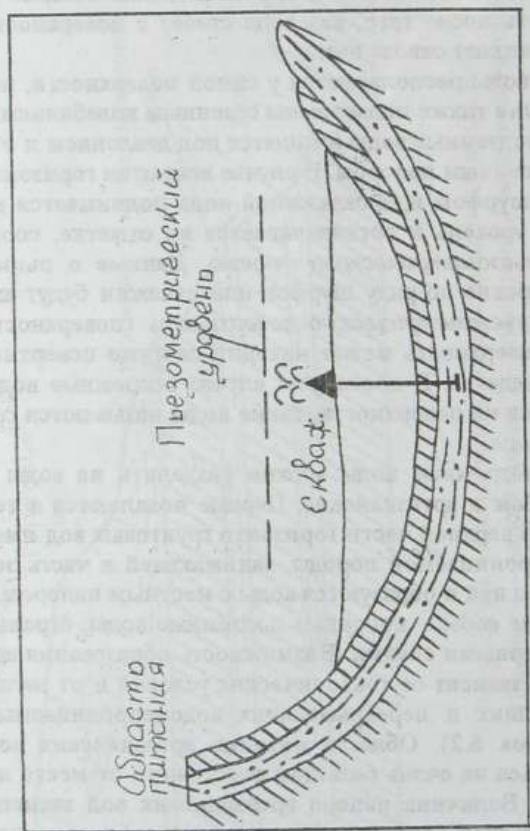


Рисунок 6.2 – Схема залегания напорных (артезианских) вод

эта разница, тем больше напор, так как при вскрытии артезианского пласта воды стремятся занять положение на уровне области питания (по закону сообщающихся сосудов). Однако за счет трения давления несколько теряется, и пьезометрический уровень не достигает уровня области питания.

Рассмотренные подземные воды относятся к *пластовым*. Дополнительно к ним по условиям залегания выделяют еще *трещинные* и *карстовые* воды. Первые содержатся в трещинах горных пород, вторые – в кавернах, карстовых пещерах и пустотах.

При выходе подземных вод на поверхность земли образуются *источники* (*родники*). Количество воды, которое они дают в единицу времени, называется их *дебитом*. Многие источники эксплуатируются. С этой целью делают специальные сооружения, предохраняющие их от утечки и загрязнения. Совокупность таких сооружений называется *каптажем*.

#### 4 Результаты геологической деятельности подземных вод

В результате геологической деятельности подземных вод возникают суффозия (механическая и химическая), пльвуны, оползни, грязевой вулканизм.

*Суффозия* – вынос подземными водами горной породы либо в виде механических частиц, либо в растворенном состоянии. В зависимости от этого различают механическую и химическую суффозию.

*Механическая суффозия* возникает при фильтрации подземных вод в рыхлых и пористых породах, чаще всего в песках. Под действием гидродинамического давления происходит вынос песчинок из пласта. В результате образуются подземные пустоты с последующей просадкой всей вышележащей осадочной толщи и формирования на земной поверхности замкнутых понижений: блюдеч, воронок, западин. Раз-

меры этих понижений колеблются от 10 м до 1,5 км, а амплитуда проседания — от 10 до 200 см.

*Химическая суффозия*, более широко известная как *карст*, представляет собой процесс выщелачивания горных пород подземными водами. Термин «карст» произошел от названия горного плато Карст, расположенного на восточном побережье Адриатического моря, к юго-востоку от г. Триеста, где карстовый ландшафт представлен наиболее типично.

Карст развивается обычно в районах с горизонтальной слабоволнистой поверхностью при условии достаточного количества осадков. Крутые поверхности не благоприятствуют развитию карста, так как быстро стекающая с них вода просачивается в породу очень мало. Особенно полно развивается карст в районах, где мощность растворимых, водопроницаемых горных пород значительна, а поверхность высоко поднята над окружающей местностью, что необходимо для циркуляции подземных вод. Наиболее подвержены карстообразованию известняки, доломиты, гипс, каменная соль. Особенности разных географических зон и ландшафтов по-своему влияют на формирование карстового рельефа. Так как развит в широкой полосе побережья Средиземного моря, где на обширных площадях выходят на поверхность мощные толщи известняков, и осадки выпадают в виде кратковременных, но сильных ливней. Они обладают настолько большой энергией смыва, что постоянно поддерживают поверхность известняков открытой, лишенной почвенного покрова, а следовательно, и растительности. В таких условиях развиваются формы *голового*, или *открытого*, карста. Голый карст встречается в районах горного Крыма, на Кавказе и других горных регионах, характеризующихся вышеприведенными литолого-метеорологическими условиями.

Иной вид имеет карст, развивающийся в умеренном климате с осадками неливневого характера, равномерно распределяющимся на протяжении всего года. Эти дожди лишь частично смывают продукты разрушения с поверхности извест-

няков или других пород и не препятствуют образованию на ней почвенного слоя и растительности. Здесь развивается карст, называемый *покрытым*.

Скорость карстового процесса может быть выражена отношением объема  $U$  растворенной породы, выносимой за определенный отрезок времени подземными водами из карстующихся пород какого-либо района, к общему объему  $V$  таких пород в данном районе. Поэтому показатель активности  $A$  карстового процесса может быть выражен в процентах по следующей формуле:

$$A = \frac{U}{V} * 100, \quad (6.1)$$

В районах развития открытого карста встречаются следующие формы рельефа: карры, блюдцеобразные впадины, конусообразные карстовые воронки, карстовые колодцы, естественные шахты, карстовые котловины и поля.

Поверхность в областях голого карста безводная, голая или покрытая скудной растительностью, изборожденная в разных направлениях неправильной сетью рытвин, усеянная повсюду воронкообразными углублениями. Дождевые и талые воды, собираясь в потоки и стекая по наклонной поверхности, растворяют частицы горной породы и образуют желоба или борозды, отделенные друг от друга менее податливыми растворению прослойками горной породы, возвышающимися между ними в виде узких ребер. Эти образования называют *каррами*. На крупных склонах эти борозды располагаются параллельно друг другу в направлении уклона, а на пологих — обычно сложно ветвятся, образуя чрезвычайно запутанный лабиринт (рисунок 6.3). Борозды обычно отделены друг от друга узкими гребнями или остроконечными зубцами, поэтому такая поверхность каррового поля часто оказывается недоступной даже для вешехода. Глубина борозд колеблется от нескольких сантиметров до 1-2 м. В районах влажного

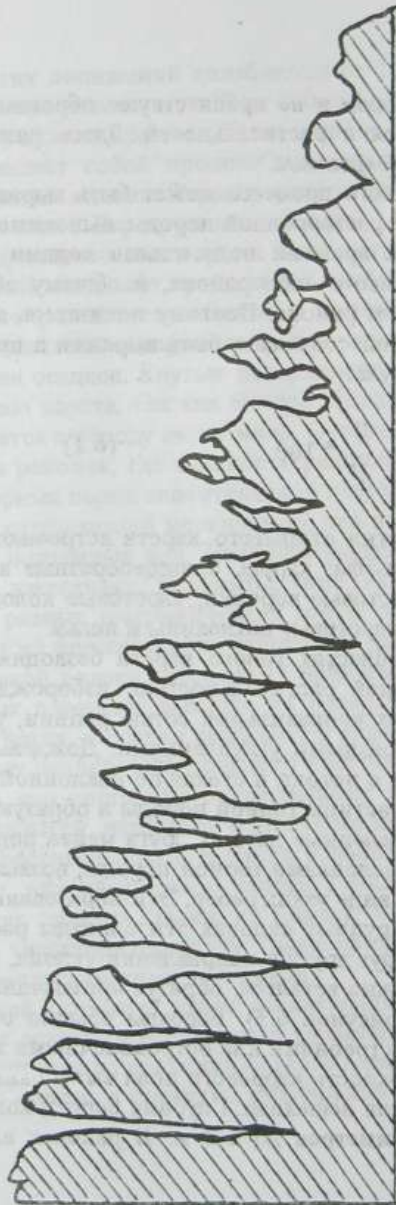


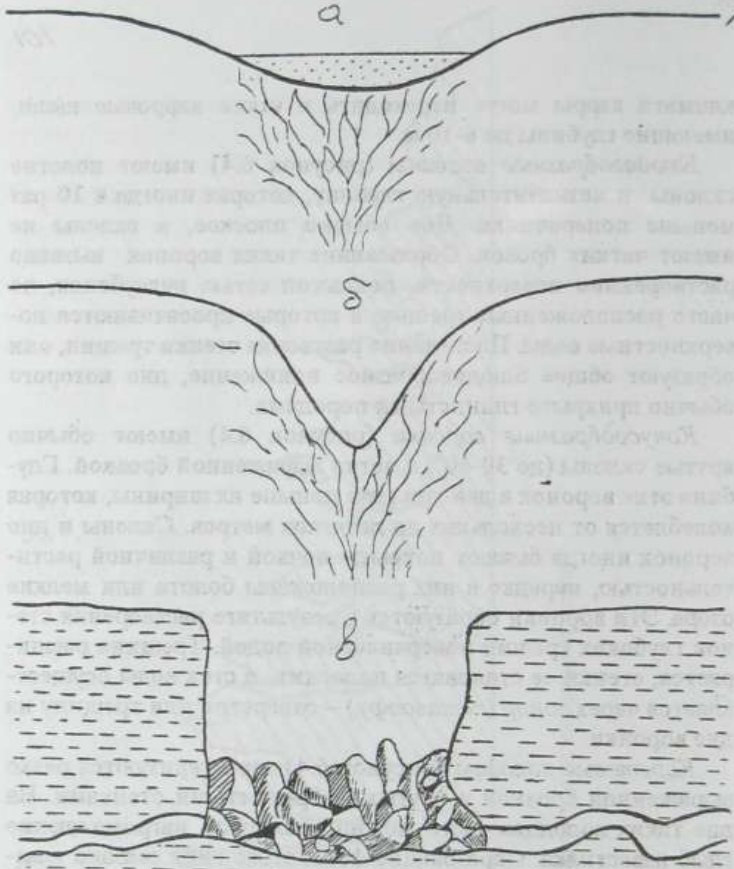
Рисунок 6.3 -- Разрез участка каррового поля

климата карры могут переходить в узкие карровые щели, имеющие глубины до 6-10 м.

*Блюдцеобразные впадины* (рисунок 6.4) имеют пологие склоны и незначительную глубину, которая иногда в 10 раз меньше поперечника. Дно обычно плоское, а склоны не имеют четких бровок. Образование таких воронок вызвано растворенном поверхности, покрытой сетью неглубоких, но часто расположенных трещин, в которые просачиваются поверхностные воды. Постепенно растворяя стенки трещин, они образуют общее блюдцеобразное понижение, дно которого обычно прикрыто глинистыми породами.

*Конусообразные воронки* (рисунок 6.4) имеют обычно крутые склоны (до 30-40°) с четко выраженной бровкой. Глубина этих воронок в два-три раза меньше их ширины, которая колеблется от нескольких до десятков метров. Склоны и дно воронок иногда бывают покрыты почвой и различной растительностью, нередко в них расположены болота или мелкие озера. Эти воронки образуются в результате растворения стенок глубоких трещин поверхностной водой. Трещина расширяется, стенки ее становятся пологими, а сток воды осуществляется через *попор* (*катавотру*) – отверстие или трещину на дне воронки.

*Карстовые колодцы* (рисунок 6.4) характеризуются резко выраженной бровкой и крутыми обрывистыми стенками. На дне таких колодцев часто можно наблюдать нагромождение глыб известняка. Образование форм этого типа связано главным образом с развитием подземных пещер, возникающих в результате растворения под грунтовыми водами. Кровля пещеры, разбитая трещинами, постоянно растворяется проникающими в них водами и, наконец, обваливается на дно пещеры. Так, характерная для карста подземная полость – пещера – превращается в карстовый колодец. Эти формы чаще всего тяготеют к речным долинам, балкам и оврагам, вблизи которых характерна более интенсивная циркуляция подзем-



**Рисунок 6.4 – Формы рельефа открытого карста:**  
 а – блюдцеобразная впадина; б – конусообразная воронка;  
 в – карстовый колодец

ных вод, способствующая образованию больших подземных карстовых полостей в виде пещер.

*Естественные шахты* – узкие и глубокие впадины (глубина до сотен метров) с отвесными стенками, у которых ширина во много раз меньше глубины. Канал естественной шахты имеет вид почти вертикальной трубы, ведущей с поверхности в глубину. Нередки случаи, когда естественная шахта идет наклонно, образует изгибы и представляет собой чередование расширенных и узких ходов. Естественные шахты нередко оканчиваются в глубине пещеры или открываются в канал подземной реки.

Естественные шахты являются результатом длительных процессов растворения водой стенок трещин в известняках или гипсах. Некоторые из них, возможно, являются результатом обвалов в подземных пустотах.

*Карстовые котловины* имеют большей частью продолговатую форму (длина в 2-6 раз больше ширины) и глубину не более 30 м. Длина карстовых котловин достигает 1000 м. Склоны их крутые, нередко отвесные, что связано с их образованием в результате тектонических процессов или путем обрушения кровель пещер. Иногда по дну котловин текут ручейки, пропадающие в понорах. На территории Украины карстовые котловины имеются в Крыму (на яйлах).

Увеличение размеров карстовых котловин может привести к образованию полей. *Поля* могут возникнуть в результате провалов кровель подземных пещер, а также вследствие тектонических процессов (опускания отдельных участков поверхности по линиям сбросов).

Поля отличаются от котловин большими размерами. Они также вытянуты в одном направлении, причем длина их нередко исчисляется километрами. Склоны обычно крутые, высотой более 100 м, а дно сравнительно ровное, иногда заболоченное, с понорами, через которые уходят вглубь породы поверхностные ручьи и речки. В Крыму к полям, например,



относится Байдарская долина и ряд других долин, расположенных к западу от нее.

Основными формами рельефа в условиях покрытого карста являются воронки «просасывания», карстово-суффозионные провальные воронки и карстово-эрозионные овраги.

Воронки «просасывания» распространены в районах, где поверхность сложена рыхлыми песчано-глинистыми породами. По внешнему облику они напоминают конусообразные воронки с такими же круглыми ( $30-45^\circ$ ) склонами, но обычно покрытыми слоем почвы и растительностью. На дне воронок очень часто встречается отверстие понора, отводящего поверхностные воды вглубь породы.

Образование воронки «просасывания» есть результат вмывания поверхностной водой песчано-глинистого материала в отверстие понора, которое расширяется за счет растворения стенок. Однако отверстие все время заполняется рыхлым материалом, и поэтому размер понора увеличивается незаметно. В тех случаях когда в понор поступает много рыхлого материала с поверхности, происходит закупорка понора, и рост воронки замедляется или совсем прекращается.

*Карстово-суффозионные провальные воронки* образуются в растворимых горных породах, когда в результате деятельности подземных вод создаются подземные полости, дальнейший рост которых приводит к нарушению устойчивости свода и его последующему обрушиванию. Непосредственно после этого формы имеют крутые стенки, но в дальнейшем вследствие смыва они преобразуются в конусообразные воронки (рисунок 6.5).

*Карстово-эрозионные овраги* обычно имеют незначительные размеры и развиваются на склонах крупных карстовых воронок или котловин. Базисом эрозии для них служат днища указанных форм. Таким образом, хотя эти формы и образуются за счет овражной эрозии в нерастворимых породах, но эрозия здесь генетически связана с карстом, который

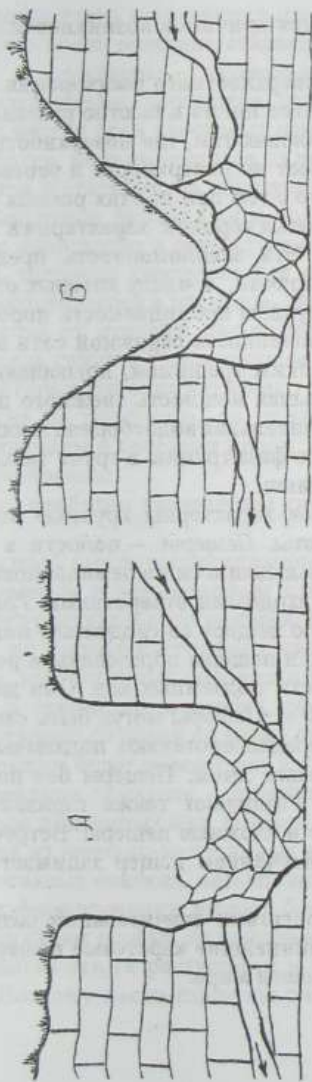


Рисунок 6.5 – Превращение карстового колодца А в конусообразную воронку Б

в конечном счете и является причиной возникновения подобных оврагов.

Карстовые воронки поверхностного растворения и воронки «просасывания» наиболее полно и быстро развиваются на сравнительно отлогих склонах там, где поверхностные воды не слишком быстро стекают по поверхности и успевают просачиваться в грунт. Вместе с тем при прочих равных условиях большая плотность карстовых воронок характерна в пределах дниц балок и оврагов. Эта закономерность представляет следствие нескольких причин, к числу которых относятся: а) меньшая мощность и лучшая проницаемость пород на дне балок и оврагов; б) приуроченность овражной сети в некоторых районах к тектоническим трещинам, поглощающим поверхностные воды; в) большая мощность снежного покрова в оврагах и балках и их значительная водосборная площадь, что обеспечивает повышенную фильтрацию в грунт талых и дождевых вод в пределах их дниц.

Для карстовых районов характерны крупные подземные полости — пещеры и гроты. *Пещеры* — полости в верхней толще земной коры, открывающиеся на земной поверхности одним или несколькими входными отверстиями. *Грот* представляет собой неглубокую пещеру со сводчатым потолком и широким ходом. И гроты, и пещеры образованы в результате растворяющей деятельности подземных вод. Они достигают иногда глубины более 500 м. Пещеры могут быть сквозные и слепые. По дну пещер нередко протекают подземные реки с песчаным или галечниковым дном. Пещеры без подземных рек называются сухими. Различают также горизонтальные, наклонные, вертикальные и сложные пещеры. Встречаются и многоэтажные пещеры. Изучением пещер занимается наука *спелеология*.

Отдельные пещеры достигают значительных размеров. В приложении отмечены длиннейшие карстовые пещеры и глубочайшие карстовые пропасти мира.

В пещерах часто встречаются известковые натечные формы, которые носят название сталактитов, сталагмитов и сталагнатов. *Сталактиты* – натечно-капельные образования в виде сосулек, трубок, гребешков, свешивающихся с потолков и верхних частей стен карстовых пещер. *Сталагмиты* имеют вид столбиков, поднимающихся со дна пещер. При срастании сталактитов и сталагмитов образуются *сталагматы* (*сталактонь*) – натечные формы в виде колонн. Образование натечных форм происходит в результате просачивания капелек воды сквозь трещины карстующейся породы и отложения вещества, находящегося в растворе. Зависит этот процесс главным образом от степени насыщения воды известью, что в свою очередь связано с количеством углекислоты в воде.

В некоторых районах встречаются формы рельефа, внешне похожие на карстовые, но отличающиеся от них своим происхождением и составом пород. Такие формы называются *псевдокарстовыми*.

Из них наиболее характерны глинистый карст и термокарст.

*Глинистый карст* распространен главным образом в районах с аридным и семиаридным климатом при наличии несомкнутого растительного покрова. Внешне его формы очень похожи на формы настоящего карста: множество рытвин, котловин, крутостенных воронок и ям. Глинистый карст образуется в глинистых мергелях, обладающих способностью легко растворяться водой во время редких дождей.

Термокарст будет рассмотрен в последующих лекциях.

Образование *пльвунов* – явление также связанное с деятельностью подземных вод. Пльвун – это особый вид грунта, состоящий из песчано-коллоидных частиц. Обычно он возникает в песчаных осадках, насыщенных водой. Существенную роль в их формировании играют бактерии, с помощью которых и возникают особые коллоидные растворы. Песчинки обволакиваются этими растворами и не соприкасаются друг с другом. Поэтому пески-пльвуны очень подвижны, способны

течь, оплывать. Эти свойства пльвунов необходимо учитывать при строительных работах и вести с ними борьбу.

На крутых склонах речных долин, берегов озер и морей, на склонах оврагов и балок происходят различные смещения крупных блоков горных пород. В числе этих смещений выделяются:

1 Небольшие смещения, которые захватывают лишь поверхностную часть материнской породы и почвенный слой и вызываются сильным переувлажнением грунта. При этих условиях поверхностная часть склона начинает медленно передвигаться вниз. Такие смещения называются *оплывинами* или *спльвами*.

2 Крупные смещения горных пород, слагающих склон, распространяющиеся на значительную глубину, называются *оползнями*. Отделение оползня от расположенных выше него по склону слоев почти всегда происходит по некоторой дугообразной кривой, обращенной вогнутостью в направлении падения склона.

3 В горных районах на крутых склонах иногда происходят внезапные обрушения огромных масс горных пород, которые называются *обвалами*. Причиной обвалов часто являются землетрясения, и тогда они достигают грандиозных размеров.

При обвалах обломки горных пород сплошной массой с большой скоростью перемещаются вниз по склонам и дробятся на мелкие обломки.

Оползни характерны для сравнительно пологих склонов, в то время, как обвалы возникают на крутых склонах и вертикальных уступах гор.

Морфологические элементы оползня показаны на рисунке 6.6.

Основными причинами возникновения оползней являются:

а) наклон слоев в сторону долины или подножия гор;

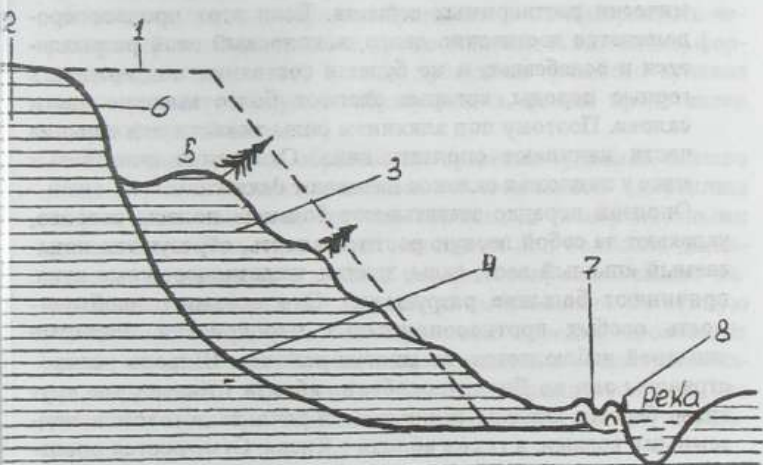


Рисунок 6.6 – Схематический поперечный профиль оползня:

1 – первоначальное расположение склона; 2 – ненарушенный склон; 3 – оползневый блок; 4 – оползневый блок; 5 – площадка оползневой террасы; 6 – стенка срыва оползневых тел; 7 – напорный оползневый вал; 8 – урез реки

б) водоупорная глинистая толща (*поверхность скольжения*), подстилающая водопроницаемые слои, содержащие значительное количество грунтовой воды;

в) подмыв рекой или морем основания склона или нарушение его различными сооружениями (дорожными, гидротехническими и др.);

г) поступление в грунт избыточных дождевых или талых вод;

д) вынос подземными водами из водоносного слоя мелких частиц водовмещающей горной породы и различных химически растворимых веществ. Если этот процесс продолжается достаточно долго, водоносный слой разрыхляется и ослабевает, и не будет в состоянии поддерживать горные породы, которые слагают более высокие части склона. Поэтому под влиянием силы тяжести эти верхние части начинают сползать вниз. Скопление оползневых масс у подножья склонов называют *делянсом*.

Оползни нередко захватывают большие полосы склонов, увлекают за собой лесную растительность, образуя так называемый «пьяный лес», сады, здания, железнодорожные пути, причиняют большие разрушения. Это вызывает необходимость особых противооползневых мероприятий. Развитие оползней наблюдается во многих районах. Широко распространены они по Днепру, особенно вблизи г.Канева, где крутизна берегов активно подмывается речным потоком и подземными водами, а также вблизи г.Киева. Отмечаются оползни и во многих горных областях. Многократно оползни происходили в Крыму.

*Грязевой вулканизм* относят к явлению самопроизвольного периодического выброса из недр воды, газов и грязи. Иногда его называют *гидровулканизмом*.

Внешняя форма грязевого вулкана различна: в виде полого холма — грязевой сопки, сложенной продуктами извержения, в виде бассейна жидкой грязи (*сальза*).

///

В строении грязевого вулкана выделяют кратер (на вершине сопки) и подводный канал. Корни канала уходят на глубину 1-2 км, где достигают водоносного пласта с залежами горючего газа, иногда нефти. Обычно грязевые вулканы связаны с трещинами коры (разломами), которые служат проводящими каналами для флюидов, воды и газа. Поднимаясь вверх, они захватывают с собой мелкие обломки пород, возникающие в трещиноватых зонах коры, смешиваются с глинами и образуют характерную пульпу. Периодически грязевая жидкость с обломками твердых пород выбрасывается на поверхность через кратер вулкана, стекает по его склонам и застывает, формируя грязевую сопку. Если в продуктах грязевого вулкана много воды, то конус не образуется, и вулкан представлен грязевой лужей (*сальзой*).

Излияния грязи и образование грязевых вулканов связано чаще всего с выделением газов из подземных вмещителей нефти, они являются их своеобразными поверхностными признаками. Эти газы также находятся под большим давлением и, поднимаясь к земной поверхности, захватывают насыщенные водой рыхлые породы, и выбрасывают на земную поверхность жидкую грязь. При этом нередко происходят очень сильные извержения, сопровождаемые землетрясениями, взрывами и пламенем. Последнее объясняется тем, что нефтяные газы при соприкосновении с воздухом могут загораться.

#### Вопросы для самопроверки.

- 1 Характеристика связанной воды, ее типы.
- 2 Характеристика свободной воды, ее типы.
- 3 Дайте характеристику различных типов подземных вод в зависимости от происхождения.
- 4 Что такое жесткость воды?
- 5 Охарактеризуйте ненапорные воды. Перечислите их типы.



6 Охарактеризуйте напорные воды. Приведите рисунок артезианской системы.

7 В чем заключается геологическая деятельность подземных вод?

8 Определите механическую суффозию. К чему она приводит?

9 Охарактеризуйте химическую суффозию (карст).

10 Раскройте явление оползнеобразования.

11 Объясните явление грязевого вулканизма.

## ТЕМА 7 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

### План

1 Общие сведения по океанологии.

2 Рельеф дна Мирового океана.

3 Разрушительная работа моря.

4 Транспортная деятельность моря.

5 Аккумуляционная деятельность моря.

### Список литературы

1. Леонтьев О.К. Физическая география Мирового океана. – М., 1982.
2. Степанов В.Н. Природа Мирового океана. – М., 1982.
3. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л., 1978.
4. Богданов Д.В. География Мирового океана. – М., 1978.
5. Богданов Н.А., Торчигина Л.А. Некоторые аспекты глубоководного бурения в океанах. – М., 1983.
6. Славич С.Б. Шельф. Освоение, использование. – Л., 1977.
7. Гэскэлл Г.Ф. Под глубинами океанов. – М., 1963.
8. Наумов Д.В. Мир океана. – М., 1982.

9. Бреховских Л.М. Океан и человек. Настоящее и будущее. – М., 1987.

Основная масса гидросферы сосредоточена в *Мировом океане*, под которым понимается вся масса воды в океанах и морях, соединяющихся друг с другом. Объем его составляет почти  $1,4 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>, т.е. это куб с длиной ребра более 1000 км. Площадь Мирового океана почти в 2,5 раза больше площади суши (соответственно 70,8% и 28,2% земной поверхности). Распределение суши и воды на поверхности земного шара неравномерно: в северном полушарии это соотношение равно 39,3% и 60,7%, а в южном – 19,1% и 80,9%.

### 1 Общие сведения по океанологии

Мировой океан делят на четыре океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. В последние годы иногда выделяют Южный океан, понимая под ним акватории, омывающие Антарктиду. Часть океана, вдающаяся в сушу или отгороженная от него островами или подводными возвышенностями, называют *морем*. Среди последних различают средиземные и окраинные. *Средиземные* (внутренние) моря располагаются между материками или внутри какого-либо материка и соединяются с океаном посредством проливов. *Окраинные* моря – это моря, примыкающие к материку и частично обособленные от океана полуостровами, островами или порогами. Часть океанов или морей, вдающихся в сушу, образуют *заливы*; в свою очередь, защищенные от волнений и ветров, представляют собой *бухты*, а чрезвычайно узкие заливы, глубоко врезанные в сушу и окруженные скалистыми берегами, – *фьорды*.

Мировой океан – основной источник влаги в атмосфере и на поверхности суши. Ежегодно с его поверхности испаряется 505 тыс. км<sup>3</sup> воды – это слой толщиной 1395 мм. В то же время на поверхность всех морей и океанов в год выпадает

458 тыс. км<sup>3</sup> влаги, что соответствует слою воды толщиной в 1267 мм. С континентов ежегодно поступает 47 тыс. км<sup>3</sup> воды — слой толщиной в 128 мм. Ледовый сток в океан равен 1,4 тыс. км<sup>3</sup>. Таким образом, общий водный баланс Мирового океана — положительный, что приводит к медленному повышению его эвстатического уровня. *Эвстатические колебания* уровня моря — это повсеместно прослеживаемые медленные (вековые) изменения уровня Мирового океана и связанных с ним морей, вызываемые изменением количества воды в океане вследствие образования или таяния ледниковых масс, а также меняющегося объема океанических впадин. За последние 60 лет повышение эвстатического уровня происходит со скоростью 1,5 мм в год.

Морская вода отличается от воды рек и озер горько-соленым вкусом и большей плотностью. Это объясняется тем, что в морской воде растворены различные минеральные вещества. Количество их, выраженное в граммах на килограмм морской воды, называется *соленостью*. Общее содержание растворенных солей в морской воде составляет 35 г на 1 кг воды или 0,035 долей килограмма. Тысячные доли целого называют промилле (‰); следовательно, средняя соленость воды Мирового океана равна 35‰, или 3,5 %. Средняя соленость морской воды называется *нормальной*. Соленость морских вод колеблется от 8 (вблизи впадения крупных рек) до 45‰ (Красное море).

Из всего многообразия растворенных в морской воде солей следует выделить хлористые соединения — 88,7% и сульфаты — 10,8%; на долю карбонатов и прочих соединений приходится соответственно 0,3 и 0,2%. В составе прочих содержатся 70 различных компонентов, в том числе уран, золото, серебро, платина. В 1 км<sup>3</sup> морской воды содержится 19,8 млн. т поваренной соли; 9,5 млн. т магния; 6,33 млн. т серы; 31 тыс. т брома; 3,9 тыс. т алюминия; 79,3 т марганца; 79,3 т меди; 11,1 т урана; 3,8 т молибдена; 2,5 т серебра; 0,05 т золота. Общая солевая масса Мирового океана достига-

ет  $5 \cdot 10^{16}$  т. Если ее равномерно рассыпать на поверхности континента, то суша покроется слоем солей в 200 м.

Кроме твердых веществ, в морской воде растворены различные газы: кислород, азот, угольная кислота, иногда сероводород. В 1 л поверхностного слоя морской воды растворено 5 мл  $\text{CO}_2$ , 13 мл  $\text{N}_2$ , 2-8 мл  $\text{O}_2$  и др. Всего в водах Мирового океана в растворенном состоянии содержится около 140 трлн. т угольной кислоты, что в 60 раз больше ее количества в атмосфере, и 8 трлн. т кислорода, что в 130 раз меньше его содержания в атмосфере. Иногда на дне морских бассейнов и в самом донном грунте в виду разложения органических остатков и жизнедеятельности серобактерий образуется сероводород. Характерным примером такого бассейна является Черное море, где уже на глубине 150-200 м начинается сероводородное загрязнение. Таким образом, Черное море только на 13% своего бассейна заполнено нормальной морской водой.

Пропорционально глубине в морях и океанах возрастает давление: на каждые 100 м глубины – на 1 Мпа. Зависит оно от плотности воды, которая колеблется от  $1,0275 \cdot 10^3$  (полярные области) до  $1,0220 \cdot 10^3$   $\text{кг/м}^3$  (экваториальные области). Рассчитать давление  $P$  (Мпа) можно по формуле

$$P = \frac{H\rho}{100} * 10^{-3}, \quad (7.1)$$

где  $H$  – глубина, для которой производится расчет, м;

$\rho$  – плотность воды,  $\text{кг/м}^3$ .

Температура вод Мирового океана в поверхностных и придонных слоях сильно различается. Поверхностные воды наиболее сильно нагреваются в экваториальной зоне – до  $27-28^\circ\text{C}$ , в полярных зонах температура падает до  $-1,5^\circ\text{C}$ . Средняя температура поверхностных вод Мирового океана  $17,54^\circ\text{C}$ , причем самый теплый – Тихий океан ( $19,37^\circ\text{C}$ ), а самый холодный – Северный Ледовитый ( $-0,75^\circ\text{C}$ ). С глуби-

ной температура океанических вод понижается. На глубине 400 м она равна  $4^{\circ}\text{C}$ , а в придонных слоях составляет: в Тихом и Индийском океанах  $1-2^{\circ}\text{C}$ , а в Атлантическом – в пределах  $2,5^{\circ}\text{C}$ , а полярных и субполярных водах – от  $-0,2$  до  $-1^{\circ}\text{C}$ . Температура замерзания соленой морской воды  $-1,21^{\circ}\text{C}$ .

В полярных областях температурные условия благоприятны для образования льда. За короткое лето льды не успевают растаять, и формируются многолетние *паковые* льды, мощность которых иногда более 10 м. В Северном Ледовитом океане такие льды покрывают до 80% поверхности. Кроме паковых льдов, в высоких широтах распространены *айсберги* – плавучие льды, возникшие за счет ледников суши. В северном полушарии они спускаются до 50-й параллели, а в южном – до 30-й.

К важным показателям динамики вод Мирового океана относят течения, приливы и отливы, волновые движения, апвеллинг, характеристика которых более детально будет рассмотрена в курсе гидрологии.

В водах Мирового океана обитают разнообразные животные и растения. Распределение организмов в толще воды крайне неравномерно. Выделяют две зоны их жизни: донная и поверхностная (до 100 м), разделенные зоной разреженной жизни. Наиболее обитаемы прибрежные районы экваториальной зоны.

Морская среда разделяется на 5 зон обитания, каждая из которых характеризуется своей фауной и флорой. *Литоральная* (*литораль*) – зона морского дна, затопляемая во время прилива и осушаемая при отливе. Располагается между уровнями воды в самый низкий отлив и самый высокий прилив. Ширина этой зоны может быть от нескольких метров до многих километров. *Неритовая* (или *сублиторальная*) – отвечает глубинам от 20 до 200 м. *Баттальная* – до глубины 2 км. *Абиссальная* – ниже уровня 2 км. *Пелагическая* зона соответствует верхним слоям воды на обширных пространствах мо-

рей и океанов, потому ее иногда называют областью открытого моря.

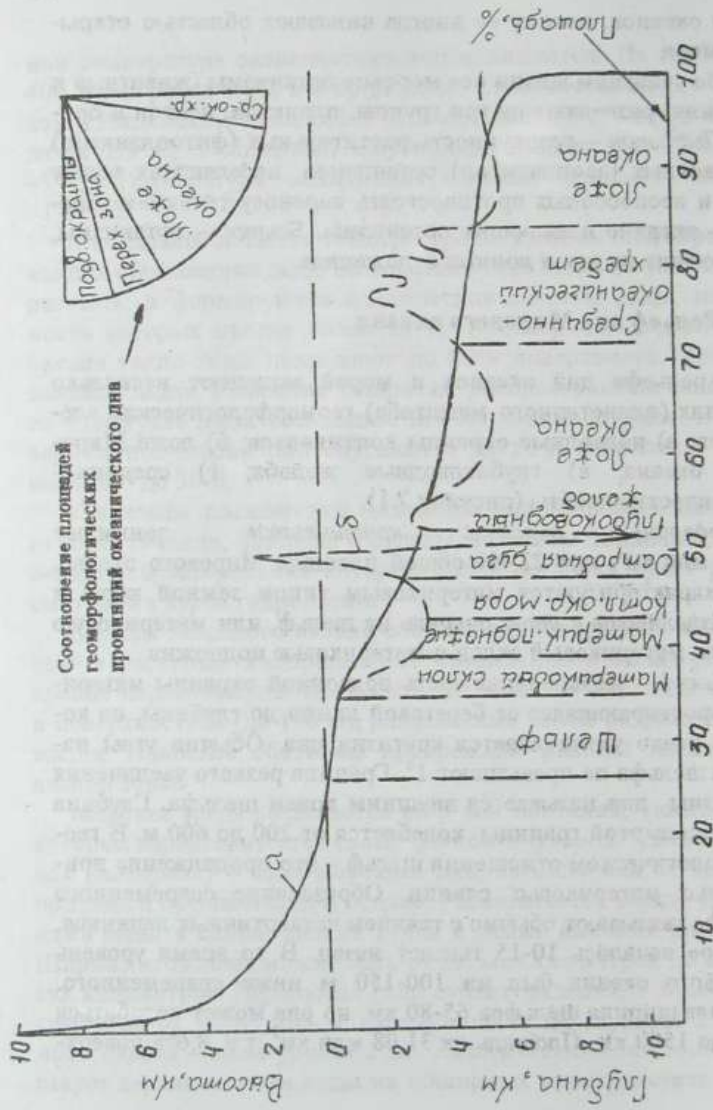
По условиям жизни все морские организмы (животные и растения) разделяют на три группы: планктон, нектон и бентос. *Планктон* – совокупность растительных (фитопланктон) и животных (зоопланктон) организмов, населяющих толщу воды и неспособных противостоять переносу течением. *Нектон* – активно плавающие организмы. *Бентос* – организмы, обитающие на дне и донных отложениях.

## 2 Рельеф дна Мирового океана

В рельефе дна океанов и морей выделяют несколько больших (планетарного масштаба) геоморфологических элементов: а) подводные окраины континентов; б) ложе Мирового океана; в) глубоководные желоба; г) срединно-океанические хребты (рисунок 7.1).

*Подводные окраины континентов* занимают 80,61 млн.км<sup>2</sup>, или 22,4% общей площади Мирового океана. Они характеризуются материковым типом земной коры и подразделяются в свою очередь на шельф, или материковую отмель, материковый склон и материковые подножия.

*Шельф* – мелководная часть подводной окраины материков, простирающаяся от береговой линии до глубины, на которой резко увеличивается крутизна дна. Обычно углы наклона шельфа не превышают 1°. Граница резкого увеличения крутизны дна называется внешним краем шельфа. Глубина моря вдоль этой границы колеблется от 200 до 600 м. В геоморфологическом отношении шельф – это продолжение прибрежных материковых равнин. Образование современного шельфа связывают обычно с таянием четвертичных ледников, которое началось 10-15 тыс.лет назад. В то время уровень Мирового океана был на 100-150 м ниже современного. Средняя ширина шельфов 65-80 км, но она может колебаться от 1 до 1500 км. Площадь их 31,08 млн.км<sup>2</sup>, т.е. 8,6% поверх-



Соотношение площадей  
геоморфологических  
провинций океанического дна

Рисунок 7.1 – Гипсографическая кривая (а) и обобщенный профиль для Мирового

ности Мирового океана. Рельеф характеризуется наличием уступов, террас, подводных поднятий и желобов.

Шельф – важнейшее место промысла морепродуктов (90% мирового улова) и источник различных полезных ископаемых, главнейшие из которых нефть и газ. На поверхности шельфа разрабатываются россыпные полезные ископаемые (золото, касситерит, циркон, монацит, рутил, алмазы), строительные материалы (песок, гравий, ракуша).

*Материковый склон* начинается на глубине 200-600 м резким перегибом дна. В его пределах средние углы наклона составляют 3-4°, максимальные 45°. На участках резкого перегиба рыхлые осадки под действием силы тяжести соскальзывают, обнажая скалистые породы. Нижняя граница материкового (или континентального) склона проходит в среднем по изобатам 2,5-3 км. Материковый склон, как и шельф, относится к сравнительно узкому участку океанического дна, а его ширина меняется от 8 до 270 км, а площадь равна 24,53 млн.км<sup>2</sup>, или 6,8% площади Мирового океана. Высота склона составляет в среднем от 3 км (котловины окраинных морей) до 6 км (островные дуги), иногда превышает 10 км (Марьянская островная дуга).

Важная форма рельефа материкового склона – система поперечных подводных каньонов, представляющих собой глубоко врезанные V-образные долины, по которым с континентов поступает большое количество обломочного материала.

*Материковое подножие* располагается в самом основании материкового склона; его верхняя граница находится на глубине от 2 до 4 км, в среднем 3 км. Нижняя граница устанавливается на глубине 5 км. Площадь материкового подножия 25 млн.км<sup>2</sup>, или 7% площади Мирового океана. В морфологическом отношении – это наклонная, слабоволнистая равнина, ширина которой меняется от 200 до 1000 км.

*Ложье океана* – наиболее обширная по площади часть дна Мирового океана, занимающая 194,81 млн.км<sup>2</sup> (54%). Слага-



ется земной корой океанического типа. В составе рельефа выделяют глубоководные равнины и разделяющие их океанические поднятия.

*Глубоководные желоба* – характерный элемент рельефа переходной зоны между материком и океаном, представляющий собой длинные узкие понижения дна океанов глубиной свыше 5000 м. Длина глубоководных желобов достигает нескольких тысяч километров, ширина – десятки и сотни километров, в их пределах находятся самые большие глубины Мирового океана, в том числе наибольшая на земном шаре глубина 11022 м (в Марианском желобе Тихого океана). Внутренние борты желобов, прилегающие к основным дугам, или материкам, крутые, а внешние, граничащие с ложем океана – более пологие.

*Срединно-океанические хребты* протягиваются по дну океанов непрерывной цепью на расстояние более чем 60 тыс. км. Общая площадь их 55,18 млн.км<sup>2</sup> (15,2% площади Мирового океана). Рельеф срединно-океанических хребтов резко расчленен, по мере удаления от оси горные шпильки сменяются зонами холмистого рельефа. Хребты состоят из горных систем и разделяющих их долинообразных депрессий, вытянутых в соответствии с общим простиранием. Высота отдельных горных вершин достигает 4 км, общая ширина срединно-океанических хребтов колеблется от 400 до 2000 км.

В центральной осевой зоне срединно-океанических хребтов высота гор максимальна, они сопряжены с узкой расщелиной, прослеживаемой в центральной части всех хребтов. Это *рифтовая долина* Мирового океана. Ее ширина от 10 до 40 км, а относительная глубина от 1 до 4 км. Крутизна склонов рифтовой долины составляет 10-40°.

Характерная форма рельефа срединно-океанических хребтов – отдельные сегменты хребтов, вытянутые в широтном направлении. Эти формы рельефа связаны с так называемыми *трансформными разломами* (разломы Чейн, Романш,

Вима, Сан-Паулу в Срединно-Атлантическом хребте; Кларин-ов, Галапагосский, Пасхи в Восточно-Тихоокеанском хребте и др.).

### 3 Разрушительная работа моря

Разрушительная работа моря выражается в размыве берегов. Ежегодно моря и океаны смывают до  $1,5 \text{ км}^3$  грунта. Разрушение берегов происходит несколькими способами: непосредственным воздействием прибойной волны, механическим истиранием берега обломками горных пород и химическим растворением. Совокупная разрушительная работа составляет *морскую абразию*.

Ударное воздействие производится прибойной волной в момент ее опрокидывания на берег. Оказываемое давление в этом случае измеряется десятками тонн на  $1 \text{ м}^2$ .

Только за счет ударной силы волны способны разрушить довольно прочные породы, непрерывно долбя их своеобразными гидравлическими клиньями, возникающими при волновых ударах. Так происходит *гидравлическое выпахивание* породы. Если же в волне оказываются механические обломки, поднятые ею со дна (галька, гравий, песок), то разрушительное воздействие резко увеличивается. В этом случае волны абразируют, истирают крутой берег, пропиливают выемки и трещины, подтачивают породы. Содержание в морской воде различных солей, газов (прежде всего  $\text{CO}_2$ ) делает ее химически активной, способной растворять породы, слагающие берега. Этот процесс называется *гальмиролизом*.

Скорость разрушения морских берегов зависит от характера пород (крепости, структуры, текстуры) и особенностей их залегания. Трещиноватые, слабосцементированные, более выветрелые породы разрушаются быстрее массивных, хорошо сцементированных образований. Сильнее разрушается та часть берега, которая попадает в зону приливов и отливов, так как при этом максимально проявляются процессы вы-

ветривания. Морская абразия, действующая на берег постоянно, вначале приводит к образованию *волноприбойной ниши*, или горловины, которая располагается в основании крутого берега. При разрастании волноприбойной ниши в глубину материка вода подмывает крутой берег до тех пор, пока он не обрушится под действием собственной массы. Возникающие обломки формируют *намывную террасу*, а крутой берег (*клиф*) отступает в сторону континента. Создается площадка, называемая *волноприбойной террасой*, часть ее сложена продуктами абразии (намывные террасы), а часть — коренными породами берега (*абразионная терраса* или *бенч*). Если происходит наступление моря на континент, то серия возникающих последовательно расположенных волноприбойных террас формирует шельф. При отступлении моря волноприбойные террасы обнажаются. Так формируются *морские террасы* (рисунок 7.2).

Главный результат морской абразии заключается в отступлении морских берегов. В некоторых случаях эта скорость измеряется несколькими метрами в год. Для борьбы с абразией проводят специальные мероприятия по укреплению берегов: сооружают дамбы, молы, волноломы, волноотбойные стенки, набережные.

#### 4 Транспортирующая деятельность моря

Морские течения и волны перераспределяют обломочный материал, попавший в море из рек или при собственном разрушении берега. Наиболее ощутима транспортирующая деятельность моря при переносе тонкоотмученного материала в виде взвеси. В воде Мирового океана содержится около 1370 млрд т взвеси, причем средняя продолжительность пребывания частиц во взвешенном состоянии 60 лет. Вся эта масса глинистого материала перемещается океаническими течениями и при снижении скорости или вследствие других причин осаждается на дно бассейна.

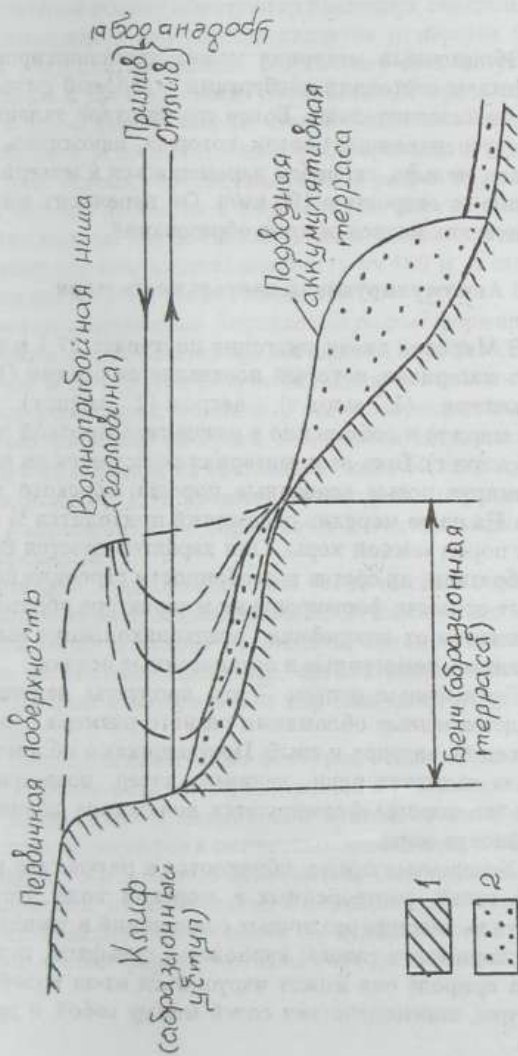


Рисунок 7.2 – Схема разрушения морем крутого берега:  
1 – коренные породы берега; 2 – продукты морской абразии

Обломочный материал может транспортироваться и во вмерзшем состоянии айсбергами — *ледовый разнос*. Масштабы его незначительны. Более грандиозное явление — мутьевой (суспензионный) поток, который, зарождаясь на внешней бровке шельфа, способен перемещаться к материковому подножию со скоростью 100 км/ч. Он переносит многие тысячи кубических метров рыхлых образований.

### 5 Аккумулирующая деятельность моря

В Мировой океан ежегодно поступает 27,1 млрд т осадочного материала, который поставляется реками (19,5 млрд т), вулканами (1,7 млрд т), ветром (2 млрд т), ледниками (1,2 млрд т) и собственно в результате морской деятельности (2,7 млрд т). Весь этот материал осаждается на морском дне, формируя новые осадочные породы морского происхождения. На долю морских отложений приходится  $\frac{3}{4}$  всех осадочных пород земной коры. Они характеризуются большим разнообразием; их состав и особенности строения во многом зависят от места формирования и характера образования. В зависимости от специфики осадконакопления выделяют терригенные, хемогенные и органогенные осадки.

*Терригенные осадки* — это продукты разрушения суши, представленные обломками разного размера — от глинистых частиц до валунов и глыб. Поставщиками обломочного материала являются реки, ледники, ветер, подводные вулканы. Эти же породы формируются вследствие абразионной деятельности моря.

*Хемогенные осадки* образуются в результате кристаллизации солей, растворенных в морской воде. Последовательность выпадения различных соединений в зависимости от их растворимости такова: карбонаты, сульфаты, галонды. Однако в природе она может нарушаться из-за колебаний температуры, взаимодействия солей между собой и других факторов.

*Органогенные осадки* образуются благодаря скоплению на дне моря внешних и внутренних скелетов отмерших беспозвоночных морских животных. По составу они могут быть карбонатными и кремнистыми. Органогенные осадки распределяются в море неравномерно. Это обусловлено количеством кислорода и углекислого газа, растворенных в воде, характером дна, освещенности, давления и рядом других причин. Роль живого вещества в образовании морских осадков чрезвычайно велика. Карбонатные илы занимают 118 млн. км<sup>2</sup> или 36% ложа океана, средняя мощность их 400 м, а скорость накопления достигает 1 см за тысячу лет.

*Коралловые сооружения (коралловые рифы)* формируются в тропических морях обычно на небольшой глубине (в среднем от 30-50 м до 1-2 м) в результате жизнедеятельности колоннальных коралловых полипов и сопутствующих им организмов. Рост рифовых построек измеряется десятками сантиметров в год, площадь их составляет около 600 тыс. км<sup>2</sup>.

Приблизительно 75% кремнистых осадков сосредоточено в южном полушарии. Они образованы в основном диатомовыми водорослями.

Органогенное осадконакопление тесно связано с хемогенным. С выпадением в осадок каких-либо химических соединений происходит массовое накопление органогенных осадков такого же состава. Например, органогенные известняки часто приурочены к карбонатным породам химического происхождения.

Кроме перечисленных выше факторов осадкообразования, выделяют морские осадки, образованные в результате вулканических извержений и ледниковой деятельности. *Вулкано-генные осадки* образуются в различных зонах моря, в областях его современного и древнего вулканизма. Они сложены твердыми продуктами вулканических извержений, в состав которых входит вулканический песок и вулканический пепел. *Ледниковые осадки* формируются за счет шельфовых льдов и

айсбергов. Ледниковые осадки, образованные антарктическим ледниковым покровом, распространены на 500 км.

Выделяют также *полигенные осадки*, которые представлены красными океаническими глинами, состоящими из продуктов различного происхождения: терригенного материала, эоловой пыли, нерастворенных остатков организмов (радиолярии), вулканических пеплов, космического вещества.

Распределение осадков в Мировом океане контролируется рядом факторов, к которым относятся: климатическая зональность; зональность, связанная с изменением рельефа дна и глубины Мирового океана; удаленность от континентов (циркумконтинентальная зональность). Эти три типа зональности сложно сочетаются друг с другом. Так, например, территории с гумидным климатом с высокими температурами и большим количеством осадков характеризуются интенсивным ходом процессов выветривания, обеспечивающих поступление в моря огромной массы растворенного и обломочного материала. В тоже время объем этого материала в условиях горного и равнинного рельефа прилегающей суши будет различным.

Наиболее общим признаком для классификации морских осадков является глубина их накопления. Руководствуясь этим принципом, среди морских осадков можно выделить прибрежные, шельфовые, материкового склона и его подножия (батинальные), ложа Мирового океана (абиссальные).

Прибрежные (литоральные) осадки формируются в зоне действия приливов и отливов и представлены преимущественно обломочным материалом (песок, гравий, галька). Здесь происходит намывание пляжей, береговых валов, кос. Пляжи и косы образуются по принципу речных (см. главу 5). Пляжи представляют собой насыпи гальки, гравия или песка, полого спускающиеся в сторону моря. Продолжение пляжа в море образует косу. Косы, соединяющие между собой острова или другие части суши, называют *пересылью*. Длинные прибрежные валы, сложенные преимущественно грубообломочным

материалом, выделяют как *береговые валы*, высота их превышает среднюю высоту волны. Если подобные валы намываются перед заливом или лагуной, то их рассматривают как *бары*. Они всегда вытянуты параллельно берегу.

На побережьях Северного, Белого, Баренцева, Охотского морей, на берегах Мексиканского залива и в других местах распространены своеобразные низменные прибрежные полосы морского дна, затопляемые при приливе и осушаемые при отливе, образование которых связано с аккумуляцией мелкопесчаных и илистых наносов. Они носят название *ваттов*. Растут эти аккумулятивные формы в высоту и ширину до тех пор, пока не превращаются в поверхность, заливаемую лишь во время сизигийных приливов — *марши*. Осушенные участки маршей, защищенные валами, дамбами и другими гидротехническими сооружениями от затопления морскими водами и используемые под сельскохозяйственные угодья, называются *польдерами*.

Осадки шельфа представлены терригенными, хемогенными и органогенными накоплениями, среди которых преобладают первые.

Общая закономерность терригенных осадков — уменьшение величины обломков с увеличением глубины моря.

Хемогенные осадки представлены карбонатными, железистыми, марганцовистыми, фосфорными разностями, солями.

Органогенные осадки области шельфа образуются за счет организмов, извлекающих из морской воды карбонаты. Они представлены ракушняками, коралловыми рифами и формируются в тех участках шельфа, где терригенное осадконакопление не играет заметной роли. Наиболее интенсивно ракушняки накапливаются в аридных зонах Мирового океана, где благодаря насыщенности воды карбонатом кальция известковые раковины хорошо соединяются.

Выделяются три типа коралловых рифов. *Береговые рифы* вытянуты вдоль берега и как бы продолжают его. *Барьерные рифы* отделяются от берега проливом в несколько десятков



километров. *Кольцеобразные рифы*, или *атоллы*, формируются в результате опускания земной коры, которое сопровождается ростом рифа; в определенный момент развития этого процесса остров скрывается под водой, а барьерный риф превращается в атолл.

Среди органогенных осадков шельфа многие в той или иной мере обогащены углеводами. Некоторые из них нефтегазоносны. Есть предположение, что 70% нефти и газа сосредоточена в шельфовой и прилегающей к ней батинальной областям. Многие морские месторождения нефти и газа разрабатываются, на их долю приходится свыше трети мировой добычи нефти и газа.

Осадки батинальной и абиссальной областей моря относят к пелагическим. Здесь, вдали от берегов, при незначительном поступлении обломочного материала, осаждаются тонкоотмученные глинистые частицы, остатки простейших организмов и глубоководных водорослей. В соответствии с этим дно батинальной и абиссальной областей Мирового океана выстлано специфическими «зелеными», «синими» или «красными» илами, цвет которым придают минеральные включения: глауконит, органика или оксидные соединения железа. Органогенные породы этих областей океана представлены глобигериновыми, радиоляриями и диатомовыми илами. Первые сложены микроскопическими остатками простейших организмов; вторые - кремнистыми остатками диатомовых водорослей.

На дне Мирового океана распределение осадков подчинено некоторым закономерностям: по мере удаления от срединно-океанических хребтов увеличивается их мощность и возраст. В рифтовой долине осадочные образования практически отсутствуют, там дно сложено молодыми базальтовыми излияниями. В пределах самих хребтов толщина осадков не превышает 100 м. На дне глубоководных котловин мощность осадков достигает 500 м, увеличиваясь к берегу континентов до 2 км. В аналогичной последовательности меняется

и возраст отложений: в центральных районах Мирового океана они не старше 1 млн. лет, а по мере приближения к континентам достигает 100-150 млн. лет.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Что понимается под Мировым океаном?
- 2 Чем отличается морская вода от речной или озерной?
- 3 От чего зависит давление морской воды? Рассчитайте ее давление на глубинах 100, 1000, 2500 и 5600 м.
- 4 Как меняется температура вод Мирового океана?
- 5 Что такое айсберг?
- 6 Расскажите о животных и растительных организмах моря. Зоны их обитания.
- 7 Нарисуйте гипсографическую кривую.
- 8 Охарактеризуйте подводную окраину континентов, три ее зоны.
- 9 Охарактеризуйте рельеф океанического ложа.
- 10 Нарисуйте профиль глубоководного желоба.
- 11 Дайте характеристику срединно-океанических хребтов.
- 12 Что такое морская абразия?
- 13 Как происходит разрушение крутого берега?
- 14 В чем заключается транспортирующая работа моря?
- 15 Какие осадки литоральной области Вы знаете?
- 16 Осадки шельфа.
- 17 Дайте характеристику осадков батинальной и абиссальной областей.

# ТЕМА 8 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

## План

- 1 Деятельность озер.
- 2 Деятельность болот.

## Список литературы

1. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л., 1978.
2. Лесняк В.К. Мир озер. – М., 1989.
3. Кац Н.Я. Болота земного шара. – М., 1971.
4. Короновский Н.В., Якумова А.Ф. Основы геологии. – М., 1991.
5. Мильничук В.С., Арабаджан М.С. Общая геология. – М., 1989.

Озера и болота представляют собой изолированные водные бассейны. Возникают они при условии близкого залегания от поверхности грунтовых вод. Изучением озер занимается наука *лимнология* (озероведение), болот – *тельматология* (болотоведение).

### 1 Деятельность озер

*Озеро* – это изолированный, иногда слабопроточный водоем, центральная часть которого не покрыта растительностью. Озера выделяются по размерам, форме, солености, температуре, характеру осадков и т.д. Наиболее распространена классификация озер по происхождению (генезису). С этих позиций выделяют озера экзогенного и эндогенного происхождения.

*Экзогенные* озера возникли за счет деятельности внешних сил природы. По характеру углубления, заполненного водой,

экзогенные озера делят на котловинные и плотинные. Первые образуются за счет эрозивной деятельности рек, ледников, ветра, подземных вод. В зависимости от этого выделяют:

- речные озера, созданные речной эрозией; обычно это речные старицы;
- ледниковые озера, образовавшиеся при выпахивающей ледниковой эрозии; для этих озер характерна выгнутасть в сторону движения ледника;
- золовые озера, возникшие в результате выдувающей деятельности ветра;
- карстовые (провальные) озера, появление которых обусловлено провалом сводов подземных карстовых полостей; эта категория озер развита в карстовых районах, где близко от поверхности залегают легко карстующиеся породы (известняк, гипс, ангидрит и т.д.).

Плотинные озера возникают при подпирывании воды на отдельных участках земной поверхности. Одна из стенок озера углубления в этом случае является своеобразной плотной, которая может возникнуть вследствие обвалов, оползней, подпора ледниковыми отложениями, в результате изменения направления течения рек, отгораживания береговым валом прибрежных участков моря. В зависимости от этого выделяют лавинные (или обвальные), ледниковые, прирусловые или речные и морские озера.

Лавинные озера образуются в горных областях. Одно из грандиознейших озер такого типа – Сарезское на Памире. На равнинах чаще встречаются ледниковые и прирусловые озера.

Из группы плотинных озер следует особо отметить искусственные озера, созданные человеком.

Эндогенные озера возникли в результате деятельности внутренних факторов Земли. Они подразделяются на вулканические, тектонические и реликтовые. Вулканические формируются на месте кратеров древних недействующих вулканов. Такие озера известны на Камчатке, Курильских островах,

в Северной Америке, Африке, Новой Зеландии и др. *Тектонические*, или дислокационные, озера обязаны своим происхождением тектоническим движениям, приводящим к образованию расколов и опусканию по ним отдельных блоков коры. Возникают крупные грабены, заполняющиеся атмосферной или подземной водой. Классический пример такого типа – оз. Байкал – самое глубокое озеро в мире (глубина его до 1741 м). К тектоническим озерам относятся также Иссык-Куль, Танганьика, Виктория и др. *Реликтовые*, или остаточные, озера возникли при отделении крупных водных пространств от основного материнского моря или океана. К такому типу озер можно отнести Каспийское и Аральское моря-озера. В свое время (20-25 млн. лет назад) эти водоемы соединялись с Черным, Азовским и Средиземным морями, образуя единый океанический бассейн.

Геологическая деятельность озер заключается в разрушении берегов, транспортировке обломков и формировании озерных отложений.

*Разрушающая работа озер (озерная абразия)* сравнительно невелика, так как озера в большинстве случаев представляют собой установившиеся водные системы. При нарушении равновесия между сушей и водой крутой берег подмывается, как и при морской абразии. Это влечет за собой образование озерных террас, внешне схожих с морскими. Лучше всего заметна разрушительная работа у искусственных озер. Эта деятельность рассматривается как *переработка берегов*. Во время штормов на таких озерах высота волн может достигать 3,5 м, что приводит к разрушению береговых откосов, образованию оползней и обвалов. В результате озерные берега отступают. Известны случаи, когда в результате переработки берега вновь созданных водохранилищ перемещались вглубь суши на 50-80 м в год. Транспортирующая деятельность озер незначительна, так как в озерах практически отсутствуют существенные течения.

Более значительна геологическая деятельность озер, направленная на накопление осадков. В проточных озерах на скальных грунтах в области мелководья осаждаются галька, пески, илы за счет осадков, приносимых реками. На глубине накапливаются карбонатные илы (озерный мел), озерные железные руды. В некоторых случаях формируются сапропелевые илы, состоящие из остатков растений и животных.

В бессточных озерах накапливаются хемогенные осадки. Как правило, бессточные озера характеризуются повышенной соленостью — до 30%. В сухое время года вода в них испаряется, и происходит осадка солей. Так, в оз. Эльтон за год осаждается до 100 тыс. т каменной соли. Формируются в озерах глауберова соль, гипс, ангидрит, доломиты. Осадки с течением времени заполняют озерные котловины, происходит выравнивание отрицательных форм рельефа. По мере заполнения котловины, озеро мельчает и с берегов начинает зарастать травяным и моховым покровом. Конечный этап зарастания озера — образование болот. В южных районах развитие озер может закончиться высыханием и возникновением на их месте *такыров* — понижений в рельефе с характерным глинистым дном, иссеченным многочисленной сетью трещин.

## 2 Деятельность болот

Озерные водоемы сравнительно недолговечны. Большинство из них в течение уже нескольких тысяч лет заполняются осадками и, зарастая растительностью, превращаются в *болота*. Болота могут иметь грунтовое и атмосферное питание. Наиболее активно развиваются болота с грунтовым способом питания, которые в зависимости от растительности делятся на моховые, травяные и лесные. Болота атмосферного способа питания распространены реже и имеют маломощный растительный покров. Геологическая деятельность болот заключается в основном в накоплении осадков. В пределах болот

формируются органогенные осадочные породы: торф, лигнит, каменный уголь, сапропелевый ил.

Торф образуется из растительных остатков, разлагающихся на дне болот. В условиях аэробной обстановки, т.е. в кислой среде, растительная клетчатка ( $C_6H_{10}O_5$ ) распадается на  $CO_2$ , метан и органические кислоты. В результате продукты распада обогащаются углеродом, и образуется углистое вещество — торф. Этот процесс называется *оторфовыванием*, или *гумификацией*. Скорость его колеблется от 0,5 до 1,7 см в год. В северных областях, особенно за полярным кругом, торф образуется наиболее активно. За последние 10-15 тыс. лет здесь накопились толщи торфа, мощность которых достигает 15 м. Известны толщи торфа мощностью свыше 100 м. В современных болотах прирост торфа идет со средней скоростью 1 т на гектар в год.

При дальнейшем захоронении пластов торфа они попадают в зоны повышенного давления и температуры. Торф уплотняется, в нем увеличивается содержание углерода, понижается количество кислорода и водорода. В результате образуется *лигнит*, или *бурый уголь*. При дальнейшем погружении пласта первоначальный продукт испытывает еще больший метаморфизм. Это приводит к неуклонному уплотнению вещества, увеличению содержания углерода и уменьшению кислорода и водорода. Так, бурый уголь переходит в *каменный*, последний в *полуантрацит*, который, в свою очередь, преобразуется в *антрацит*. Процесс перехода торфа в каменный уголь получил название *углефикации*. Конечной стадией его является образование графита, а сам процесс перехода угля в *графит* называется *графитизацией*.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Какие типы озер Вы знаете?
- 2 В чем заключается озерная абразия?
- 3 Созидающая работа озер.

4 Созидающая работа болот.

5 Назовите стадии преобразования растительных остатков.

## ТЕМА 9 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЬДА

### План

1 Типы льда.

2 Промерзание грунтов.

3 Ледники.

### Список литературы

1. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. – М., 1989.

2. Котляков В.М. Снег и лед в природе Земли. – М., 1986.

3. Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. – М., 1987.

4. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. – Л., 1984.

5. Гросвальд М.Г. Последнее великое оледенение территории СССР. – М., 1989.

### 1 Типы льда

Один из геологических факторов внешней динамики Земли – лед. Он производит большую геологическую работу по разрушению горных пород, транспортировке продуктов разрушения, накоплению новых отложений и формированию специфического рельефа. Деятельность льда, его строение, свойства, условия формирования изучает наука *гляциология*. Существуют разные типы льда.



*Озерный лед* образуется в зимний период на поверхности озерных водоемов. Он может целиком покрывать озеро или только его прибрежную часть. При повышении температуры лед расширяется, возникают горизонтальные силы, действующие в направлении береговой линии и заставляющие озерный лед надвигаться на берег. При этом лед перемещает некоторый объем обломочного материала. После таяния льда по берегам таких озер остаются *озерные валы*, сложенные неотсортированным материалом, состоящим из песка, гравия, а иногда и более крупных обломков. Озерные валы повторяют очертания береговой линии. Они асимметричны, их крутые склоны обращены к озеру.

*Морской лед* возникает на поверхности морских или океанических бассейнов. Вдоль берегов промерзание происходит активнее, здесь мощность льда достигает 15 м. Береговой лед играет большую роль в эрозии морских берегов. Зимой он защищает берега от прибойных волн, а летом выносит в море во вмержшем состоянии обломочный материал, захваченный со дна мелководий. Отламываясь, морской лед плавает в виде крупных пластин, которые называют *плавающими льдинами*. Сбиваясь вместе, они образуют мощные ледяные торосы, называемые *паковым льдом*. Высота торосов достигает 6 м, а средняя толщина торосистого льда в 2 раза превышает толщину нормального льда.

Вдоль морских берегов лед может возникать непосредственно на дне моря – это *донный лед*. Мощность его достигает 1 м, он способен всплывать к поверхности морского бассейна.

*Речной лед* покрывает поверхность рек в зимний период. Он может оказывать истирающее воздействие на речные берега и дно мелких рек. Мощность ледяного покрова на реках может достигать нескольких метров. С утолщением покрова давление воды подо льдом возрастает настолько, что она может прорываться наружу и замерзает вдоль берегов. Такой прорыв в течение зимы происходит неоднократно, что при-

водит к формированию *речных наледей*, толщина которых равна 5 м и более, а площадь – 20 км<sup>2</sup> и более. В период таяния и ледохода речной лед скапливается в узких местах, что приводит к подпироживанию рек и речным разливам. Это в свою очередь способствует активизации процессов речной эрозии, переносу продуктов разрушения и накоплению аллювиальных осадков.

*Грунтовой лед* образуется при замерзании воды в горных породах. Промерзание грунтов может быть *сезонным* (в летний период грунтовой лед тает) и *многолетним* (лед в течение сотен и даже тысяч лет находится в грунте в замерзшем состоянии).

*Атмосферный лед* возникает в атмосфере при замерзании водяных паров, что приводит к образованию кристаллов снега (снежинок). Постепенно снеговые хлопья уплотняются и меняют свою форму, превращаясь в округлые, почти сферические зерна. Такой зернистый снег называется *фирном* или *неве*. В районах со среднегодовой температурой близкой к нулю снег полностью не растаивает в летний период, со временем накапливается и образует массу так называемых *вечных снегов*. Нижняя граница их распространения называется *снеговой линией*. В тех областях, где в холодное время года выпадает снега больше, чем его успевает растаять весной и летом, формируются *снежные*, или *фирновые*, поля. Внутри такого поля снег на некоторой глубине переходит в фирн, а еще глубже фирн трансформируется в лед - образуется *ледяное поле*. Постепенно вся масса снега, фирна и льда уплотняется, уменьшается его пористость, кристаллы льда сцепляются между собой, ориентируются перпендикулярно давлению и образуется *глетчерный лед*, а ледяное поле становится *ледником*. На образование 1 м<sup>3</sup> глетчерного льда расходуется более 11 м<sup>3</sup> снега.

Из рассмотренных типов льда наиболее ощутимую геологическую работу производит *грунтовой лед*, возникающий

при промерзании грунтов, и ледники, образующиеся, в конечном итоге, из атмосферного льда.

## 2 Промерзание грунтов

Сезонное промерзание грунтов характерно для регионов, где среднегодовая температура выше нуля. Промерзание происходит в зимний период на глубину до нескольких метров. Подземные воды, содержащиеся в порах и в трещинах горных пород, замерзают и увеличивают свой объем. Развивается значительное давление, и поверхность промерзающего грунта деформируется; это явление называется *пучением* грунта. В летнее время при оттаивании глинистые породы, обладающие достаточной влажностью, теряют свою прочность, разжижаются и приобретают способность течь, возникает *солифлюкция*, т.е. течение грунтов при оттаивании. Многолетнее промерзание грунтов возникает в тех районах, где среднегодовая температура ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Оно выражается в наличии в порах и в трещинах горных пород замерзшей воды в течение многих столетий. За зиму грунт промерзает настолько, что за летний период он полностью не оттаивает. Со временем грунт все более промерзает вглубь, и возникают многолетнемерзлые породы. Они занимают 24% площади суши.

Многолетняя мерзлота проникает на глубину 800 м и более, температура пород достигает минус  $11^{\circ}\text{C}$ .

Оболочка Земли в области взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы, отличающаяся отрицательной или нулевой температурой и наличием воды в твердой фазе или переохлажденном состоянии, называется *криосферой*. Верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательной температурой горных пород и почв и наличием подземных льдов, называется *криолитозоной*; образует часть криосферы.

В строении многолетнемерзлых пород выделяют *деятельный* слой, который в летний период оттаивает, а в зимний замерзает, и многолетнемерзлый слой. Важную роль в геоло-

гических процессах, протекающих в этих зонах, играют подземные воды, содержащиеся в деятельном слое, межмерзлотные воды, находящиеся в талых прослоях слоя, и подмерзлотные воды, расположенные ниже этого слоя.

Для районов развития многолетней мерзлоты характерны специфические геологические явления, встречающиеся только в этих местностях. К ним относят морозное расклинивание, наледи, ледяные бугры и термокраст.

*Морозное расклинивание* происходит за счет замерзания поверхностной воды в мелких трещинах горных пород. В летний период образовавшиеся ледяные жилы полностью не растаивают. В них проникают новые порции воды, которая зимой замерзает, увеличивая размеры трещины. В результате морозобойного растрескивания горных пород размеры ледяных жил постепенно увеличиваются. В рельефе местности морозобойные трещины создают характерный полигонально-жильный рельеф. Морозное расклинивание сильно увеличивает дезинтеграцию горных пород, способствует их разрушению, образованию осыпей, узорчатого грунта. На крутых склонах под действием морозобойного расклинивания возникают валуны, которые накапливаются в виде своеобразных осыпей, называемых *каменными потоками*.

*Наледи* формируются при быстром промерзании деятельного слоя. Надмерзлотные воды оказываются зажатými между водонепроницаемыми слоями: верхним – промерзающим грунтом и нижним – многолетнемерзлым слоем. Развивается очень большое давление. В местах, где мощность промерзающего слоя будет незначительной, происходят прорыв надмерзлотных вод и образование на поверхности Земли ледяных покровов (наледей). Если же надмерзлотные воды не прорываются наружу, то они сильно деформируют верхний слой грунта, изгибая его. Образуются *ледяные бугры* (в Якутии – *бугуныахи*, в Северной Америке – *пинго*). Размеры ледяных бугров достигают 100 м в диаметре при высоте 20-40 м. Летом ледяные линзы в теле бугра тают, в результате образу-

ются полые полости, кровля которых проваливается, и возникает воронка, частично заполненная водой. По внешнему виду она напоминает карстовую, отсюда и ее название *термокарстовая воронка*.

### 3 Ледники

Значительная часть поверхности континентов (16 млн. км<sup>2</sup>, или 11% всей площади суши) покрыта ледниками. Из них на долю Антарктиды приходится около 14 млн. км<sup>2</sup> и на долю Арктики — 2 млн. км<sup>2</sup>. Остальная часть ледников (1,5%) расположена в высокогорных областях нашей планеты. Общий объем льда на Земле — 30 млн. км<sup>2</sup>.

Глетчерный лед обладает свойством текучести, скорость его сравнительно невелика — 3-10 м/сут., но может достигать и 40 м/сут. Этим свойством и определяется его геологическая работа. Каждый ледник имеет *область питания*, где происходит накопление снега и переход его в фирн, а затем в глетчерный лед, и *область стока*, по которой движется ледник. В зависимости от особенности строения этих областей, размеров и формы ледников их делят на горные (альпийские), плоскогорные (скандинавские) и материковые (гренландские).

Горные ледники образуются высоко в горах. Область питания, имеющая форму цирка, лежит выше снеговой линии. По горным долинам лед стекает в виде ледяных потоков-язычков. Горные ледники характеризуются сравнительно малой мощностью и площадью, они разобцены в пространстве.

В зависимости от особенностей строения выделяют три группы горных ледников: а) *карровые* — расположенные в горных ущельях около снеговой линии и не имеющие стока в долину; б) *висячие* — их ложе осложнено крутым уступом, поэтому ледяной поток, нависающий над ним, периодически срывается в долину; в) *долинные* — наиболее крупные горные ледники, имеющие сток.

*Плоскогорные* ледники возникают в приполярных районах со столбообразными вершинами. Это сплошные ледники, образующие ледниковые поля площадью до 900 км<sup>2</sup>. Наиболее широко плоскогорные ледники распространены в Скандинавии.

*Материковые* ледники формируются в полярных областях и располагаются почти около уровня моря. Они широко развиты в Антарктиде и в Гренландии. Площадь Антарктического ледника почти 14 млн. км<sup>2</sup>, а максимальная толщина 4 км. В нем сконцентрировано 24 млн. км<sup>3</sup> льда, или 80% всех ледников мира. В Гренландии мощность ледяного покрова достигает 3,3 км, а объем льда превышает 2,6 млн. км<sup>3</sup>.

Поверхность материковых льдов имеет форму выпуклого щита, мощными языками они спускаются к береговой линии и, разламываясь на огромные глыбы, дрейфуют по морю. Эти плавающие глыбы материкового льда называются *айсбергами*.

В геологической истории Земли неоднократно возникали условия для гораздо более широкого развития ледников, чем это наблюдается в наше время. Такие периоды получили название *эпох оледенения*. Одна из них приходится на четвертичный период геологической истории (последний миллион лет). За это время средняя температура в северном полушарии неоднократно понижалась до 6°С, чему соответствовали эпохи оледенений. Последняя проявилась 10-50 тыс. лет тому назад. Четвертичное оледенение охватило почти третью часть всей суши (около 45 млн. км<sup>2</sup>), что в 3 раза больше, чем занято ледниками в настоящее время. Центры оледенения находились на Скандинавском полуострове и полуострове Лабрадор. С этих центров ледник спускался в районы Северной Америки, Европы, Азии. Он покрывал 60% площади Северной Америки и 25% площади Евразии. Эпохи оледенения чередовались с межледниковыми эпохами, во время которых ледники таяли и отступали. В Западной Европе выделяют четыре эпохи оледенения: гюнц (N<sub>2</sub>), миндель (Q<sub>1</sub>), рисс (Q<sub>2</sub>) и вюрм (Q<sub>3</sub>), которые разделяются межледниковыми

эпохами (соответственно): гюнц – миндель, миндель – рисс, рисс – вюрм. На территории Украины принято различать три эпохи оледенения: лихвинскую ( $Q_1$ ), днепровскую ( $Q_2$ ) и валдайскую ( $Q_3$ ). Самые крупные эпохи оледенения – рисская и днепровская. В это время ледник спускался до широты г. Киева. В настоящее время эпоха относительного потепления климата, которая началась примерно 4-10 тыс. лет назад и достигла максимума в 40-е годы текущего столетия.

Причины периодически повторяющихся оледенений до настоящего времени окончательно не выяснены. В качестве возможных рассматривают: изменение эксцентриситета земной орбиты, ориентировки земной оси в пространстве, угла наклона между экватором и плоскостью вращения Земли вокруг Солнца. Это – астрономические причины. Наиболее реальна из них – изменение эксцентриситета земной орбиты. Периоды его снижения, т.е. минимальной эллиптичности, соответствуют эпохам оледенения.

Геологическая группа причин объясняет образование ледников за счет изменения содержания угольной кислоты в атмосфере (снижение количества  $CO_2$  приводит к глобальным похолоданиям), горообразования (поднятые участки земной коры на каждые 200 м сопровождается снижением температуры на  $1^\circ C$ ), засорения атмосферы.

Ледники производят большую геологическую работу, которая заключается в разрушении горных пород, транспортировке продуктов разрушения и накопления новых ледниковых отложений. Разрушительная работа ледников называется *ледниковой эрозией, подледниковым выветриванием, экзарацией*. Она заключается в истирании, выпаживании горных пород той поверхности, по которой движется ледник. Столб глетчерного льда высотой 1 км давит на  $1\text{ м}^2$  своего основания с силой до 1 тыс. т. Обломочный материал, вмерзший в основание ледника, при движении также оказывает разрушающее действие на его ложе. В результате на горных породах возникают борозды, штрихи, шрамы, достигающие в ши-

рину 50 см и в глубину нескольких сантиметров. Горные породы истираются и сносятся ледником. Рельеф местности, по которой прошел ледник, сглаживается, нивелируется. Появляются такие формы рельефа, как округлые выступы коренных пород — *бараньи лбы* или их скопления — *курчавые скалы*. Долина, по которой прошел ледник, приобретает в сечении корытообразную форму — это *троговая долина*. Она завершается порогом, ограничивающим продвижение ледника. Этот порог называется *ригелем*. Троговая долина, заложенная морем, называется *фьордом*.

Обломочный материал, захваченный ледником, переносится им на значительные расстояния. Сам материал образует *морены* — скопление плохо отсортированных и разномасштабных обломков. Различают *движущиеся* морены, передвигающиеся вместе с ледником во вмерзшем состоянии, и *неподвижные*, оставшиеся после таяния ледника.

Движущиеся морены, в свою очередь, подразделяют на поверхностные (поверхностные боковые и средние), внутренние (внутренние средние и поперечные) и донные.

Неподвижные (ископаемые) морены представляют собой обломочный материал, образовавшийся на месте таяния ледника. Иногда они формируют сплошные *моренные покровы*. Среди них выделяют *моренные валы* и *моренные холмы*. Первые имеют выпянутую форму в направлении движения ледника — это *друмлины*. Длина их достигает 2 км, ширина — 200 м, высота — нескольких метров. Моренные холмы (*камы*) представляют собой хаотически разбросанные возвышения высотой до 12 м. Сложены они слоистыми, сравнительно отсортированными песками с гравием и галькой, ленточными глинами и валунами. Камы возникли в условиях неподвижного льда, на поверхности которого во время таяния образуются котловины, заполненные водой, типа небольших озерцов.

В пределах моренных покровов выделяют также *озы* — сильно выпянутые моренные гряды длиной до десятков километров, высотой до 50 м и более. Сложены они хорошо про-



мытыми слоистыми песками, гравием и гальками. Особое место среди моренных отложений занимают *конечные* морены. Это валы обломочного материала, накопившегося перед ледником и оставшегося поле его таяния. Своими крупными склонами они обращены к леднику, а пологими в сторону долины. Конечные морены указывают границу максимального распространения ледника.

Аккумулятивная деятельность ледника приводит также к образованию *зандр* – пологоволистых равнин, расположенных непосредственно за внешним краем конечных морен, т.е. за пределами бывшего ледника, и сложенных слоистыми песками, гравием и гальками.

Зандры представляют собой слившиеся конусы выноса подледниковых потоков. Более грубообломочный материал отлагается близ края конечных морен. Далее идут пески и, наконец, тонкий пылевидный материал (глины, лесс). Моренные отложения подвергаются процессам выветривания. Текучие воды выносят из нее мелкообломочный материал. На месте остаются наиболее крупные обломки – ледниковые валуны и глыбы. Такие одиночные валуны называются *эратическими*.

К ледниковым отложениям относят также *флювиогляциальные* осадки, которые откладывают водные потоки, образующиеся от таяния ледников. Под ледником возникают желобообразные углубления, по ним и устремляются вниз водные потоки. Они размывают донную и отчасти конечную морены, материал выносят за пределы ледников и откладывают его. Возникают осадки, аналогичные речным. Они характеризуются однородностью состава, слоистостью и отсортированностью. Отложения *зандровых* равнин, оз и камов можно отнести к флювиогляциальным. По условиям залегания флювиогляциальные осадки можно разделить на над-, меж- и подморенные. Кроме отложений ледников четвертичных эпох оледенения, известны и более древние море-

ны, которые уплотнены и изменены последующими процессами. Такие древние морены называют *тиллитами*.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Дайте характеристику основным типам льда.
- 2 Явления, возникающие в зонах многолетней мерзлоты.
- 3 Типы ледников.
- 4 Охарактеризуйте эпохи четвертичного оледенения.
- 5 В чем заключается ледниковая эрозия?
- 6 Что такое морены? Их типы. Приведите рисунок.
- 7 Характеристика задровых долин.
- 8 Что понимается под флювиогляциальными осадками? Их отличия от морен.
- 9 Что такое тиллиты?
- 10 Что такое фьорды?

## ТЕМА 10 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

### План

- 1 Виды технической деятельности человека.
- 2 Антропогенные изменения земной коры.

### Список литературы

1. Никонов А.А. Человек воздействует на земную кору. – М., 1980.
2. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. – М., 1977.

Академик В.И. Вернадский утверждал, что в «качестве геологического фактора выступает ... деятельность челове-

ка». В.И. Вернадским было введено понятие *ноосфера* (лат. — сфера разума) — постоянно расширяющиеся области проникновения человека в природу. Позднее стали говорить о *техносфере*, как о части ноосферы, куда проникает техника, созданная разумом и руками человека. Наиболее существенным элементом современной техносферы стали поверхностная и приповерхностная части литосферы, которые наиболее сильно подвержены деятельности людей. Вся совокупность геоморфологических и геологических процессов, вызванных производственной деятельностью человека называется *техногенезом*.

### 1 Виды технической деятельности человека

Техногенез изменяет залегание горных пород, их состав, способствует образованию новых поверхностных отложений, косвенно влияет на возникновение неизвестных ранее в природе физико-химических явлений. По своей направленности технологическая деятельность человека может быть подразделена на горнотехническую, инженерно-строительную и сельскохозяйственную.

*Горнотехническая* деятельность человека выражается в изъятии из земных недр минеральных масс, при этом перемещается огромное количество вскрытых пород. Особенно это заметно при карьерном способе добычи полезных ископаемых.

Горно-технологическая деятельность способствует увеличению контрастности отметок поверхности, потому что в поисках полезных ископаемых человек не только извлекает горные породы, создавая под землей пустоты, но и формируют новый рельеф. Наиболее явно изменяется природный ландшафт при карьерном способе разработки, поскольку, с одной стороны, в рельефе появляются отрицательные, не предусмотренные природой формы (глубина наиболее крупных карьеров достигает 500 м при ширине 5-6 м), а с другой

стороны, большие площади земель изымаются из сельскохозяйственных угодий, покрываясь карьерами, терриконами и отвалами, засыпаются шлаком и золой.

В зонах действия горнорудных предприятий над горными выработками поверхность Земли часто оседает. Уплотнение верхних слоев приводит к образованию провалов над более глубокими горными выработками.

Широко распространено проседание грунта при откачке из недр жидкости или газа.

*Инженерно-строительная деятельность* выражается в дополнительной нагрузке на земные массы. Строительство плотин, заводов, городских зданий и других инженерных объектов создает под ними зоны сжатия и сдвига. Глубина зон влияния колеблется от 2 до 50 м. Под объектом формируется просадочная воронка, а величина осадки достигает 6 м и более. Под промышленными объектами, шоссе, городскими дорогами уплотнению пород в значительной степени способствует вибрация — искусственные землетрясения некатастрофического характера. Вибрация городского транспорта может проникать на глубину до 70 м. В ряде крупных городов отмечены появление наклона домов в сторону шоссе, неравномерная осадка зданий, как результат вибрации, вызванной движением транспорта.

Существенные изменения в горных породах происходят при мощных технических взрывах.

Инженерно-строительная деятельность человека ощутимо влияет на речные долины, прибрежные районы озер и морей, рельеф местности. С целью уменьшения долины рек (в интересах речного транспорта) производят спрямление речных меандр. При этом долина реки уменьшается, уклон речного дна увеличивается, что приводит, в свою очередь, к росту объема твердого транзитного стока.

Частым явлением стали засыпки грунтом крупных оврагов, озер и прибрежных частей моря.

К классическому примеру отволакивания человеком суши от моря относится создание в Нидерландах *польдеров* — осушенных земель, отгороженных от моря дамбами.

Одновременно с засышкой озер и морских мелководий человек создает новые искусственные водохранилища, по своим размерам соизмеримые с естественными. Общий объем водохранилищ мира в настоящее время приближается к 5,5 тыс. км<sup>2</sup>, что более чем в 4 раза превышает объем воды в реках. Верхний предел общей емкости водохранилищ мира — 30 тыс. км<sup>2</sup>. В условиях искусственных водоемов сток взвешенных наносов рек существенно сокращается, перехватываясь проточными озерами, созданными человеком.

Обратная картина наблюдается при разрылении поверхностного слоя в районах инженерного строительства. Это ведет к увеличению твердого стока рек. Установлено, что на застраиваемых городских землях твердый сток увеличивается в 2-5 раз по сравнению с сельскохозяйственными районами.

*Сельскохозяйственная деятельность* человека приводит к увеличению эрозии и, как следствие этого, к развитию неудобий — земель, непригодных для сельского хозяйства. За последнее столетие на нашей планете подверглось эрозии около 2 млрд га поверхности суши — это почти треть всех обрабатываемых земель. Средняя скорость эрозии возделываемых земель в мире превышает 3 тыс. га в сутки. Не менее 50 млн. га ранее распахивавшихся земель к настоящему времени уже полностью разрушены и лишены почвенного покрова. В значительной степени эрозия почвы происходит при сильных бурях, получивших название *пыльных бурь*.

Кроме ветровой эрозии, большую разрушительную работу производит и водная эрозия, которая ежегодно «уносит» около 3 млн. тонн плодородных пахотных земель. В отличие от ветровой водная эрозия имеет не только плоскостное, но и глубинное распространение, способствуя образованию оврагов и балок. Неумеренный выпас скота может привести к исчезновению лугов и образованию на их месте пустынь и по-

лупустынь. Образование пустыни Сахара также связывают с неумеренным земледелием и скотоводством, приведшим к эрозии почвенного слоя этой некогда плодородной территории.

## 2 Антропогенные изменения земной коры

Совокупным отрицательным результатом горнотехнической, инженерно-строительной и сельскохозяйственной деятельности человека является образование *антропогенного бедленда* – нарушенной поверхности литосферы, в пределах которой резко усиливаются нежелательные процессы. В настоящее время его площадь превышает 4,5 млн. км<sup>2</sup>, что составляет 3% площади суши. К началу XXI в. территория бедленда сравняется с площадью всех пахотных земель планеты.

В процессе техногенеза человек не только извлекает из недр горную породу и полезные минералы, но и совершает большую работу по их транспортировке. Объем веществ, ежегодно перемещаемый в результате производственной деятельности людей, оценивается в 10 тыс. км<sup>3</sup>, что составляет около 20 трлн. тонн. Совокупность процессов по разрушению горных пород и их перемещению образует *антропогенную денудацию*, на ее долю приходится почти 40% общепланетарной денудации. Как любой геологический фактор, техногенез приводит к формированию новых специфических отложений. На земном шаре уже появилось свыше 15 трлн. м<sup>3</sup> искусственных пород. За истекшее столетие на земной поверхности скопилось свыше 20 млрд. тонн шлака, рассеялось почти 3 млрд. тонн золы, около 1,5 млн. тонн мьшьяка, более 1 млн. тонн никеля, 900 тыс. тонн кобальта, по 600 тыс. тонн цинка и сурьмы, сотни и десятки тысяч тонн других ценных элементов. Ежегодно антропогенные осадки увеличиваются на 40-45 млрд. м<sup>3</sup>. Если учесть, что, например, естественные наносы текучих вод земного шара не превышают 13 млрд. м<sup>3</sup>, то становится понятным, что мас-

штабы производственной деятельности человека значительно превышают масштабы аккумулирующей деятельности многих геологических факторов.

Наиболее активна антропогенная аккумуляция в городских районах. Антропогенные накопления в городских районах старой застройки залегают сплошным покровом мощностью от 1 до 10 м, а иногда и больше (в Киеве, например, они достигают 36 м).

Геологическая деятельность человека существенно влияет на загрязнение и на изменение химического состава верхнего слоя лито-, атмо- и гидросферы. Химический состав литосферы изменяется, прежде всего, за счет использования в сельском хозяйстве удобрений. Ежегодно на 1 м<sup>2</sup> земли с калийными удобрениями вносится 4-5 г хлора, т.е. за 25 лет на 1 га приходится около 1 тонны хлора. Предполагается, что через 30-50 лет в поверхностных отложениях земной коры содержание железа повысится в 2 раза, свинца – в 10, ртути – в 100, мышьяка – в 250 раз. Это приведет к изменению состава почв и другим пока еще непредсказуемым явлениям.

Деятельность человека как нового геологического фактора очевидна. Необходимо не только констатировать новые факты вмешательства и исправлять тот ущерб, который наносит природе горнотехническая, инженерно-строительная и сельскохозяйственная деятельность, но и вести комплексное и фундаментальное изучение этой деятельности и ее последствий. В свое время академик А.В. Сидоренко писал: «Должна родиться и организационно сформироваться новая, очень важная отрасль науки – техническая геология, изучающая геологические последствия хозяйственной деятельности человека, дающая прогнозы того, как в результате вмешательства человека в земную кору нарушается природное равновесие между отдельными компонентами, и как пойдет дальше развитие геологических процессов в земной коре, в зоне, доступной человеку». Такая наука формируется на стыке геоло-

гических, геохимических, геофизических, технических и экономических знаний.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Что понимается под ноосферой, техносферой, техногенезом?
- 2 В чем заключается горнотехническая деятельность человека?
- 3 Каковы последствия горнотехнической деятельности?
- 4 Охарактеризуйте инженерно-строительную деятельность человека. В чем выражается ее воздействие на окружающую среду?
- 5 Каковы результаты инженерно-строительной деятельности?
- 6 Охарактеризуйте сельскохозяйственную деятельность человека. Каковы ее последствия?
- 7 Раскройте понятие антропогенного бедленда и антропогенной денудация.
- 8 В чем заключается аккумулирующая деятельность человека? Ее результаты.

## РАЗДЕЛ III ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ФАКТОРОВ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

### ТЕМА 11 МАГМАТИЗМ

#### План

- 1 Интрузивный магматизм.
- 2 Эффузивный магматизм.



## Список литературы

1. Апродов В.А. Вулканы. – М., 1982.
2. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. – М., 1980.
3. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. – М., 1980.
4. Тазиев Т. На вулканах Суфрнер, Эребус, Этна. – М., 1987.
5. Тазиев Т. Вулканы. – М., 1963.

Внутренняя динамика Земли определяется процессами, протекающими в недрах земной коры, мантии или ядре планеты. Основная причина их возникновения – внутренняя сила. По силе своего воздействия на геологические объекты факторы внутренней динамики значительно превосходят факторы внешней динамики. Проявление их сопровождается порой разрушительными, а иногда катастрофическими последствиями. К факторам внутренней динамики относят магматизм, землетрясения, метаморфизм и тектонические движения.

*Магматизм* – это совокупность сложных процессов возникновения магмы в мантии или земной коре и перемещение ее к поверхности Земли. Эти процессы в одних случаях заканчиваются излияниями магмы на поверхность Земли (эффузивный магматизм), в других – охлаждением и кристаллизацией ее в различных зонах земной коры (интрузивный магматизм).

*Магма* представляет собой расплавленную, преимущественно силикатную массу глубинных зон Земли. Достигнув поверхности Земли и освободившись от газов, магма превращается в *лаву*. В составе магмы 40-75% приходится на кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ), остальная часть – на оксиды алюминия, железа, магния, натрия и других элементов. Основным источником магмы является астеносфера, где вещество находится в со-

стоянии термодинамического равновесия. Любое его повышение, связанное с повышением температуры, изменением давления, приводит к образованию движущегося расплава, заполняющего то или иное пространство в недрах Земли — *магматический очаг*. Магма образуется постоянно, ее очаги возникают в астеносфере в виде мощных астенолитов, которые поднимаются в ослабленные зоны земной коры.

Существует предположение о существовании четырех типов исходных магм: базальтовой (основной), гранитной (риолитовой, кислой), перидотитовой (ультраосновной) и андезитовой (средней). Однако наиболее вероятно возникновение в недрах Земли магмы единого базальтового состава.

Все разнообразие магматических горных пород определяется сложными физико-химическими процессами, происходящими как на месте образования магматического расплава, так и при его перемещении в верхних слоях земной коры.

## 1 Интрузивный магматизм

*Интрузивный магматизм* связан с застыванием и кристаллизацией магмы на глубине и проявляется в образовании различных геологических тел, сложенных магматическими породами. Интрузивные формы залегания подразделяются на полуглубинные (гипабиссальные) и глубинные (абиссальные).

Самыми большими глубинными телами являются *батолиты*. Их площадь достигает сотен тысяч квадратных километров, а основание уходит в область мантии Земли. Батолиты сложены преимущественно гранитами, которые к периферии сменяются менее кислыми породами.

Интрузивные тела, сходные по условиям образования, составу и распространению с батолитами, но обладающие меньшими размерами (условно до 200 км<sup>2</sup>), называют *штоками*.

Полуглубинные породы подразделяют на согласные (пластовые), залегают между слоями горных пород и несогласные (секущие), пересекают под разными углами вмещающие породы.

К согласным интрузивным телам относят лаполиты, факолиты, лакколиты, силлы (пластовые жилы).

*Лаполиты* – это интрузивные тела в форме чаши, диаметр их 200-250 км, мощность 10-15 км. Они образуются в результате проседания вмещающих пород под воздействием внедряющейся магмы.

*Факолиты* представляют собой небольшие интрузивные тела линзовидной формы, обычно зажатые в ядрах складок. Образование факолитов обусловлено тем, что небольшие массы магмы вовлекаются в движение пластических пород.

*Лакколиты* – караванобразные тела, внедрение которых сопровождается поднятием вмещающих пород в виде свода. Лакколиты встречаются группами. Типичный пример – серия лакколитов в районе Пятигорска (горы Бештац, Змейка, Развалка, Машук), гора Аю-Даг в Крыму. Площадь наиболее крупных лакколитов может составлять сотни квадратных километров, обычно они залегают на глубинах 0,5-3 км.

*Пластовые жилы*, или *силлы*, залегают согласно направлению пластования вмещающих пород и возникают за счет механического раздвигания слоев поднимающейся с больших глубин магмой. Мощность силлов достигает 30-40 м, длина 150-160 км. Такие тела широко распространены в Восточной Сибири, Индии, Колумбии.

К несогласным интрузивным телам относят дайки, некки, гарполиты и другие.

*Дайки* (секущие жилы) – ориентированы несогласно направлению пластования осадочных пород. Они образуются при заполнении магмой трещин в горных породах.

*Некки* – тела цилиндрической формы, заполненные вулканогенно-обломочным материалом и застывшей магмой.

Это канал, соединяющий магматический очаг с вулканом. Диаметр их колеблется от нескольких метров до 1-2 км.

*Гарполиты* – интрузивные тела серповидной формы.

## 2 Эффузивный магматизм

*Эффузивный магматизм* сопровождается излиянием магмы на поверхность Земли. Уже в приповерхностных слоях магма дегазирует и переходит в лаву, которая и достигает дневной поверхности. В зависимости от характера и механизма излияния лавы различают эффузивный механизм трещинного и центрального типов.

Эффузивный механизм *трещинного* типа проявляется в излиянии на земную поверхность базальтовой лавы по крупным трещинам и расколам земной коры. Современные трещинные излияния наблюдаются на острове Исландия, островах Новой Зеландии. В прошедшие геологические эпохи трещинный эффузивный магматизм был широко распространен (плато Декан, северо-запад США, Сибирь) и характеризовался мощным излиянием лавы (мощность отдельных потоков – 5-15 м). Накопление километровых толщ происходило постепенно, пласт за пластом, многие годы. Такие лавовые образования с плоской поверхностью и характерной ступенчатой формой рельефа получил название *платобазальтов*, или *траппов*.

Эффузивный магматизм *центрального* типа наиболее распространен в современных условиях. Он сопровождается образованием вулканов. *Вулканы* – геологические образования в виде конусов или куполов над каналами, по которым из недр происходит извержение лавы, газов, пепла и других продуктов. Вулканический конус заканчивается *кратером*, имеющим размеры до 20 км в поперечнике. У некоторых вулканов, извержение которых сопровождается взрывами, на месте кратера образуется *кальдера* – огромная депрессия, окруженная отвесными стенками.

В результате деятельности вулканов глубинное вещество поступает на поверхность Земли в жидком (лавы), газообразном и твердом состоянии.

*Газообразные* продукты извержения или фумаролы, состоят из водяных паров (75-90%), азота, кислорода, водорода, диоксида и оксида углерода, сероводорода, хлора, фтора, серы, борной кислоты, аммиака, метана, аргона и т.д. В поверхностных условиях газы за счет своего расширения при снижении давления насыщают лаву пузырьками, вспенивают ее, образуя пористую лаву (вулканический шлак), которая при застывании дает *пемзу*. Высвобождающийся при этом газ реагирует с окружающей породой, генерируя новые минералы.

Жидкие продукты извержения лавы характеризуются температурами в пределах 600-1200 °С. Химический состав лав зависит от состава исходной магмы.

Вулканические лавы бывают двух типов: кислые (риолитовые) – вязкие, трудно растекающиеся и основные (базальтовые) – жидкие, подвижные. Скорость их растекания по поверхности Земли в зависимости от состава и рельефа изменяется от 5 до 30 км/ч.

Формирующиеся из лав на поверхности Земли эффузивные горные породы образуют тела различной формы: потоки, купола, покровы.

*Покров* образуется в том случае, когда на поверхность Земли изливаются большие массы жидкоплавкой, способной растекаться лавы. Лава заполняет все пониженные места и покрывает всю местность целиком на значительной площади.

*Поток* образуется, если жидкая лава течет по наклонной поверхности. Современные вулканические извержения большей частью образуют поток.

*Купол* образуется в результате выжимания из вулкана массы вязкой почвы.

Твердые продукты извержения включают в себя вулканические бомбы, лапилли, вулканический песок и пепел.

*Вулканические бомбы* — крупные куски затвердевшей лавы размеров в поперечнике от нескольких сантиметров до 1 м и более.

*Лапилли* — сравнительно мелкие обломки шлака величиной 1,5-3 см. Как и вулканические бомбы, они имеют разнообразие формы. *Вулканический песок* состоит из сравнительно мелких частиц лавы (в пределах 0,5 см). Еще более мелкие обломки, размером от 1 мм и менее, образует *вулканический пепел*. Оседая на склонах вулкана или на некотором расстоянии от него, пепел уплотняется и образуются *вулканические туфы*. Совокупность твердых продуктов извержения вулканов выделяют в качестве *пирокластических пород*.

Вулканы, периодически извергающие лаву и выделяющие пары и газы, называются *действующими*; вулканы, деятельность которых прекратилась давно, но может возобновиться, исходя из анализа геологических условий, называются *уснувшими*; вулканы, деятельность которых проявлялась только в доисторический период, а ее возобновление исключено, исходя из учета геологических условий, называются *потухшими*.

По характеру вулканических процессов можно выделить лавовые, взрывные и экструзивные извержения. В первом случае происходит изливание и растекание лавы, во втором наблюдаются выбросы большого количества газов и твердых продуктов вулканических извержений. Экструзивный магматизм связан с выжиманием и выдавливанием твердых или жидких продуктов вулканических извержений. Между этими типами извержений существуют переходные, кроме того, процесс извержения одного и того же вулкана изменяется во времени.

Вулканы можно разделить на *полигенные*, извержения которых повторяются многократно, и *моногенные*, извергшиеся однажды.

При выделении типов извержения за основу берут характерное извержение какого-либо конкретного вулкана с

присущими ему особенностями. Выделяют извержения следующих типов: маар, кракатау, пеле, везувнианский, стромболианский и гавайский.

Извержения типа *маар* происходили в прошлые геологические эпохи. Они отличались сильными газовыми взрывами, выбрасывалось значительное количество газообразных и твердых продуктов. Излияние лавы не происходило. В результате возникали воронки взрыва диаметром от сотен метров до нескольких километров. Близкие к маарам трубки взрыва — *диатремы*. Они представляют собой широкие, округлого сечения каналы, заполненные вулканической породой, состоящей из синей глины и обломков различных горных пород вулканического происхождения. Такая горная порода называется кимберлитом. В кимберлитах в большом количестве встречаются алмазы.

В качестве эталона типа *кракатау* взято извержение в 1883 г. одноименного вулкана между островами Суматра и Ява. Этот тип извержений отличается громадным количеством выбрасываемого при взрыве пепла и отсутствием лавы. Извержения типа *кракатау* наблюдались у вулканов о-ва Ява, п-ва Аляска, в Японии.

Отсутствие лавы у вулканов типа маар и кракатау, выбросы огромного количества газов и пепла объясняются очень кислым составом магмы, которая в силу большой вязкости закупоривает жерло вулкана и приводит к взрывам.

Тип *пеле* выделен по извержению вулкана Мон-Пеле в 1902 г. на острове Мартиника Мало-Антильского архипелага. Вулканы пелейского типа имеют лаву кислого состава. Очень густая и вязкая, она при движении успевает застыть до выхода наружу с образованием прочной пробки. Под действием газов пробка выдавливается из жерла в виде своеобразного обелиска. Не находя выхода, накапливающиеся газы прорываются по трещинкам на склоне, превращают выброшенную массу в газопылевое облако, которое устремляется вниз по

склону со скоростью более 300 км/ч и уничтожает все на своем пути (падающая туча).

При извержении вулкана Мон-Пеле за несколько секунд г. Сан-Пьер с населением 35 тыс. жителей был превращен в пепел.

*Везувианский* тип выделен по извержению вулкана Везувий, отчасти Этны и Вулькано (Средиземное море). Извержение сопровождается серией взрывов, выбросом большого количества газов, пепла, лапиллей, вулканических бомб, что приводит к образованию слоистых конусов. Эта особенность обусловлена кислым составом лавы, которая обладает значительной вязкостью. При взрыве закупоривающей жерло вулкана пробки количество газов и пепла может быть настолько обильным, что при выпадении их на землю под ними оказываются целые населенные пункты. Так случилось при извержении вулкана Везувий в 79 г., когда города Помпеи, Стабии и Геркуланум были нацело погребены под грязевыми потоками. Это объясняется тем, что водяные пары, поднявшись после охлаждения, выпадают в виде ливневого дождя. Смешиваясь в воздухе с пеплом, они образуют мощные потоки грязи.

Эталоном *стромболианского* типа являются извержения вулкана Стромболи в Средиземном море. Они характеризуются изливанием довольно жидкой и легкоплавкой лавы более основного состава, чем лава вулканов везувианского типа. В ней содержится значительное количество газов, поэтому извержения сопровождаются сильными взрывами, подземными толчками, выбросом вулканических бомб и лапиллей.

Извержения гавайского типа характерны для вулканов Гавайских островов (Мауна-Лоа и Килауэла), Исландии, Африки (вулкан Нирогонго). Периодичность их извержений — 3-4 года. Гавайский тип вулканов отличается изливаниями жидкой базальтовой лавы, сильно насыщенной газами. Этот процесс происходит спокойно. Кратер заполняется кипящей лавой с температурой 1150-1200 °С. Лава, переполняя чашу



вулкана, стекает по его склонам со скоростью до 30 км/ч. Иногда возникают лавовые фонтаны, которые могут достигать высоты 1000 м. Застывая, лава образует плоские горы (щитовые вулканы) с пологими склонами и огромными кратерами (до 5 км в диаметре).

В настоящее время на земном шаре выявлено свыше 4 тыс. вулканов. К действующим отнесено 808 вулканов, для 569 из них зарегистрированы даты извержений. Много действующих вулканов расположено на дне Мирового океана, однако их учет и изучение еще не завершены. Обычно деятельность вулкана продолжается 10-15 тыс. лет, потом он переходит в разряд потухших.

В распределении вулканов существует определенная закономерность. Они образуют два кольца широтного и меридионального простираения. Около 60% вулканов сосредоточено на побережье и островах Тихого океана. Эта система вулканов начинается на Камчатке и тянется через острова Курильские, Японские, Филиппинские, Новую Гвинею, Соломоновы, Ново-Гебридские, Новозеландские. На американском побережье Тихого океана вулканическая цепь протянулась от Огненной Земли через Анды и далее вдоль Кордильер. В северной части Тихого океана вулканы располагаются на Алеутских островах и тянутся от Аляски и Камчатки, замыкая Тихоокеанское кольцо.

Второй вулканический пояс (Средиземноморский) приурочен к области молодых гор, протянувшихся от Альп через Апеннины на Кавказ и горы Малой Азии. Восточным его продолжением являются вулканы Малайского архипелага, здесь смыкаются широтный и меридиональный вулканические пояса.

В Атлантическом океане основная масса вулканов сосредоточена в Исландии, на Больших Антильских островах, а южнее – на Канарских, Азорских островах и островах Зеленого Мыса. Ряд вулканов приходится на приэкваториальную

Африку. В Антарктиде находится действующий вулкан Эребус.

К *поствулканическим* явлениям относятся процессы, связанные с затуханием вулканической деятельности, которая проявляется после ее сективной фазы. Это выбросы пара и горячих вод (гейзеры), грязи (грязевые вулканы), термальных и термоминеральных вод, газов.

*Гейзеры* – периодически действующие фонтаны горячей воды и пара. Известны на Камчатке, в Исландии, Новой Зеландии, США. Гейзер начинается округлым отверстием-грифоном, который по тектоническим трещинам ведет к полостям, заполненным водой. Вследствие давления водяного столба вода находится в перегретом (до 125-150 °С) состоянии. Собирающийся в нижних зонах пар приподнимает колонну воды, и, когда ее частицы оказываются в зоне меньшего давления, происходит мгновенное вскипание, сопровождающееся выбросом воды и пара. Через определенный промежуток времени этот процесс повторяется.

К зонам современного вулканизма часто приурочены выходы на поверхность горячих подземных вод – *термы*. Температура их иногда достигает 80-90°С. Источники, содержащие растворенные минеральные вещества, не свойственные данной местности, называются *термоминеральными*. Наличие термальных вод – признак интенсивных тектонических движений земной коры.

*Грязевые вулканы* встречаются в местах распространения гейзеров, а также в нефтеносных районах. В первом случае выводящие отверстия диаметром до нескольких метров заполняются смесью вулканических пеплов, паров и газов с подземными водами. Образовавшаяся грязь может выбрасываться под воздействием газов и паров и образовывать конусы высотой не более 1-1,5 м.

Грязевые вулканы могут быть связаны и с выходами нефтяных газов, которые разрывают пласты, покрывающие нефтегазоносные слои. Такие вулканы известны на Апшерон-

ском, Таманском, Керченском полуостровах. Конусы грязевых вулканов имеют высоту в десятки и сотни метров.

Вопрос о значении вулканизма имеет два аспекта: а) использование продуктов вулканических извержений и термальных вод; б) роль вулканизма в формировании оболочек Земли.

Тепловая энергия, которая получается при использовании подземных вод, в 50 раз дешевле, чем энергия, выработанная путем сжигания нефти и газа. Термальные воды являются источником получения ряда элементов и соединений, таких, как йод, бром, хлорид аммония, борная кислота и других. Эти воды широко используются в лечебных целях.

К зонам современного и древнего вулканизма приурочены месторождения серы, редких и цветных металлов, флюорита, стронциевых материалов (туфы, базальта) и других полезных ископаемых.

Вулканизм играл огромную роль в формировании оболочек Земли. В процессе выплавления и дегазации мантии из недр к поверхности доставлялось огромное количество вещества, из которого формировались литосфера, атмосфера и гидросфера. Только с появлением гидросферы стало возможным возникновение и развитие биосферы.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Что понимается под магмой?
- 2 Что понимается под интрузивным магматизмом?
- 3 Нарисуйте схему форм залегания интрузивных пород.
- 4 Объясните, как проявляется эффузивный магматизм трещинного типа.
- 5 Перечислите и охарактеризуйте продукты извержения вулканов.
- 6 Какие типы извержения вулканов Вам известны?
- 7 Охарактеризуйте поствулканические явления.

## ТЕМА 12 ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

### План

- 1 Физическая характеристика землетрясений.
- 2 Типы землетрясений.
- 3 Распространенность землетрясений на Земле. Предсказание землетрясений.

### Список литературы

1. Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР. – М., 1989.
2. Эйби Дж. А. Землетрясения. – М., 1982.
3. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. – М., 1979.

### 1 Физическая характеристика землетрясений

*Землетрясения* – это сотрясение земной поверхности, вызванные прохождением серии упругих колебаний через горные породы Земли. На поверхности землетрясения проявляются в виде подземных толчков, иногда сопровождаемых гулом, колебанием почвы, образованием трещин, разрушением инженерных объектов. В течение года на нашей планете происходит около 1 млн. землетрясений, т.е. по 120 толчков в час. Выделяемая при этом энергия эквивалентна мощности взрыва миллиарда стандартных атомных бомб. Однако подавляющее большинство землетрясений фиксируется лишь специальными приборами, так как их мощь сравнительно невелика, но в среднем каждые три дня происходит одно сильное землетрясение разрушительного характера. Наука, изучающая землетрясения, называется *сейсмологией*.

Глубинный центр возникновения землетрясений называется *очагом* землетрясения, центральная часть очага –

*гипоцентром*, а его проекция на поверхность Земли — *эпицентром*. Глубина очага землетрясения измеряется расстоянием между гипоцентром и эпицентром, обычно она составляет от 10-40 до 100 км.

При землетрясении возникают два типа волн — *продольные* и *поперечные*. Первые направлены вдоль сейсмического луча. Возникновение этих волн приводит к сжатию или растяжению горных пород, что вызывает изменение их объема. Продольные волны свойственны всем средам, их скорость в воздухе 330 м/с, в воде — 1500 м/с, а в горных породах — 5-6 км/с. Поперечные волны направлены поперек сейсмического луча, вдоль фронта волны. Через жидкости и газы они не проходят, а в горных породах распространяются со скоростью 3-4 км/с. Кроме того, на границе двух сред (атмосфера и литосфера, гидросфера и атмосфера) возникают *поверхностные* волны, которые в эпицентре достигают значительной амплитуды.

Сейсмические волны регистрируются особыми приборами — *сейсмографами*, основной частью которых является маятник. Полученные записи колебаний (сейсмограммы) характеризуют интенсивность землетрясений. Используя сеть сейсмических станций, составляют карты *изосейст* — линий, соединяющих точки, в которых землетрясения проявились с одинаковой силой. Такие карты позволяют определить положение эпицентра землетрясения и его глубину.

Для оценки интенсивности землетрясений чаще используется 12-балльная шкала (шкала С.В. Медведева):

1,2,3 балла (слабые) — регистрируются только приборами и редко ощущаются людьми;

4 балла (умеренное) — толчки ощущаются многими людьми, иногда отмечаются колебания окон и дверей;

5 баллов (довольно сильное) — ощущают все люди, качание всяких предметов, скрип полов, дребезжание стекол;

6 баллов (сильное) — слабые повреждения зданий, трещины в штукатурке;

7 баллов (очень сильное) – значительные повреждения отдельных зданий, повреждены дымовых труб, тонкие трещины в сырых грунтах;

8 баллов (разрушительное) – деревья раскачиваются и иногда ломаются. Повреждаются дома капитальной конструкции. Статуи и памятники поворачиваются на постаментах и опрокидываются;

9-10 баллов (уничтожающее) – большинство каменных построек разрушается. В почве образуются трещины, возникают оползни и обвалы;

11-12 (катастрофическое) – все сооружения разрушаются, реки изменяют свои русла, образуются водопады и озера, появляются разрывы в поверхностных слоях Земли.

Для оценки энергии землетрясений Ч. Рихтер предложил величину, называемую магнитудой ( $M$ ) – относительная энергетическая характеристика землетрясения, определяемая как логарифм отношения минимальных амплитуд волн данного землетрясения к амплитудам таких же волн некоторого стандартного землетрясения. Величина  $M$  связана с энергией ( $E$ ) землетрясения эмпирическим соотношением в джоулях (Дж):

$$E = 2,4 + 2,14 * M - 0,5 * M^2. \quad (12.1)$$

Характеристика землетрясений разной магнитуды:

0 – наименьший толчок, зарегистрированный чувствительным прибором вблизи эпицентра; 5 – землетрясения, сопровождающиеся небольшими разрушениями; 7 – сильное землетрясение; 8,5-8,9 – самые сильные из зарегистрированных землетрясений.

## 2 Виды землетрясений

В зависимости от причин, вызывающих сейсмические явления, выделяют тектонические, вулканические, денудационные и искусственные землетрясения.

*Тектонические* землетрясения относят к наиболее распространенным. На их долю приходится 95% всех землетрясений мира. Они отличаются сравнительно большой (до 700 км) глубиной залегания гипоцентра. Причина их возникновения связана с накоплением динамических напряжений в литосфере, возникающих при взаимных перемещениях отдельных ее блоков. Тектонические землетрясения распространяются далеко от очага возникновения и фиксируются всеми сейсмическими станциями. Результатом таких землетрясений является возникновение на поверхности Земли трещин, сбросов, сдвигов.

*Вулканические* землетрясения возникают при взрывных извержениях вулканов. Гипоцентр залегает обычно на сравнительно небольших глубинах, редко достигая 50 км. Вулканические землетрясения по разрушительной силе уступают тектоническим, однако близко от очага возникновения могут производить существенные разрушения. Они обычно предшествуют извержению вулканов, иногда сопровождают их.

*Денудационные* землетрясения обусловлены процессами денудации и бывают вызваны горными обвалами, обрушением кровли подземных пустот, крупными оползнями. Гипоцентр залегает практически на поверхности Земли, а упругие колебания фиксируют на близком расстоянии от очага возникновения. Мощность таких землетрясений незначительна.

*Искусственные* землетрясения вызваны производственной деятельностью человека.

Разновидность землетрясений составляют *моретрясения*, возникающие при перемещении блоков островных дуг и

океанической коры. Сильные моретрясения сопровождаются *цунами* — гигантскими океаническими волнами. В океанах они имеют высоту до 2 м, но, достигая побережий, на мелководье достигают высоты 40 м.

### 3 Распространенность землетрясений на Земле

Сейсмические области Земли, как и области современного вулканизма, приурочены к районам молодого горообразования и рифтовым зонам срединно-океанических хребтов. Основная масса землетрясений концентрируется в особых зонах, формируя своеобразные *сейсмические пояса*. Наиболее крупный из них — Тихоокеанский сейсмический пояс, включающий Тихоокеанское побережье Северной и Южной Америки, Азии, Австралии, Индонезии и Океании. Здесь концентрируются до 95% всех землетрясений, причем именно в этом поясе находится большинство глубокофокусных и катастрофических землетрясений.

К крупнейшему поясу концентрации землетрясений относят срединно-океанический пояс, связанный с рифтовой долиной Мирового океана. Здесь также часты землетрясения, но носят они некатастрофический характер, так как их гипоцентры залегают на глубинах до 10 км. К срединно-океаническому сейсмическому поясу прилегает Восточно-Африканский пояс, являющийся, по существу, его продолжением на континенте и обладающий схожей характеристикой. Альпийско-Гималайский сейсмический пояс протягивается в широтном направлении от берегов Атлантики до Бенгальского залива. Он практически полностью находится на суше.

За пределами этих глобальных сейсмических поясов выделяют единичные очаги землетрясений в Северной Америке, в Центральной Азии, в Австралии. Сравнительно сильные землетрясения зафиксированы в пределах трансформных разломов океанического дна.



В настоящее время делаются попытки предсказаний землетрясений. С этой целью сконструированы специальные приборы-деформографы, наклонометры, гравиметры, лазерные устройства, магнитометры. Научный прогноз землетрясений основан на том, что это явление «подготавливается» в недрах Земли сравнительно длительное время. В результате в очаге повышается динамическое напряжение горных пород, что вызывает образование особого рода движений, названных *сейсмогенерирующими*. Эти движения проявляются на фоне медленных вековых движений земной коры пяти-шестикратным повышением амплитуды до землетрясения и во многие десятки раз во время этого явления. Поэтому процесс землетрясения можно предсказать, изучая поведение земной поверхности в сейсмически опасных районах. Так, повторные нивелировки местности показали, что перед землетрясением обычно наблюдается аномальное поднятие земной поверхности. Существуют и другие признаки приближающегося землетрясения: локальные изменения магнитного поля Земли, временное изменение скорости распространения сейсмических волн, флуктуации уровня воды в скважинах, изменение содержания в грунтовых водах радона и некоторых других газов, аномальное поведение животных и др.

Вопросы для самопроверки

- 1 Что понимается под землетрясением?
- 2 Нарисуйте схему землетрясений и укажите на ней гипоцентр, эпицентр, очаг.
- 3 Какие типы сейсмических волн Вы знаете?
- 4 Охарактеризуйте типы землетрясений.
- 5 Какие сейсмические пояса Вы знаете? Покажите их на карте.
- 6 В чем заключается научный прогноз землетрясений?

## ТЕМА 13 МЕТАМОРФИЗМ

### План

- 1 Факторы метаморфизма.
- 2 Типы метаморфизма.

### Список литературы

1. Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР. – М., 1989.
2. Геологический словарь. – М., 1973.
3. Немков Т.И., Карский Б.Е. Краткий геологический словарь. – М., 1989.

### 1 Факторы метаморфизма

*Метаморфизм* – это сложные процессы изменения горных пород в недрах Земли под воздействием высоких температур, давлений, магматических расплавов, горячих вод и газов. Метаморфизму подвергаются магматические, осадочные и ранее образовавшиеся метаморфические породы, которые под влиянием тектонических движений оказываются погруженными на глубину, где резко изменяются физико-химические факторы. Следовательно, метаморфизм может рассматриваться и как приспособление уже образовавшихся горных пород к новым условиям внешней среды. В результате тектонических поднятий метаморфические породы могут быть выведены на поверхность Земли, где они вновь подвергнутся выветриванию и превратятся в осадочные породы. Таким образом, в земной коре существует постоянный круговорот веществ, в который попадают все новые порции материала мантии, благодаря чему масса земной коры постоянно возрастает.

При метаморфизме меняются структура и состав горных пород. Изменение структуры связано с уплотнением, дроблением и перекристаллизацией исходных горных пород. Минералогический состав меняется изохимически, когда химический состав остается постоянным, а перестраивается кристаллическая решетка (халцедон и кварц, графит и алмаз и др.), и метасоматически, с привносом и выносом вещества.

Эти преобразования происходят в основном в твердом состоянии, без значительного плавления горных пород.

Метаморфизм горных пород протекает под воздействием возросшего давления, температуры, химически активных веществ.

Давление определяется массой вышележащих пород и тектоническими движениями. В первом случае давление распределяется равномерно по всей площади (геостатическое давление) и его влияние сказывается в увеличении плотности породы. Тектонические движения вызывают направленное (стрессовое) давление, которое часто проявляется в дроблении горных пород и образовании специфических катаклизических структур.

Температура в недрах Земли повышается с глубиной (геотермическая ступень). Кроме того, причинами увеличения температуры являются внедрение магматических расплавов, процессы радиоактивного распада, химические реакции. Повышение температуры способствует увеличению скоростей химических реакций, перекристаллизации вещества.

Химически активные вещества — это вода, углекислый газ, соединения водорода, фтора, хлора, азота и других элементов. Перемещаясь из областей высоких температур и давлений в области более низких температур и давлений, они способствуют привносу и выносу вещества, т.е. активизируют процессы метасоматизма.

## 2 Типы метаморфизма

В зависимости от преобладающих факторов изменения горных пород можно выделить следующие типы метаморфизма: динамометаморфизм, контактовый и региональный.

*Динамометаморфизм* обусловлен стрессовым давлением, он проявляется в изменении структуры горных пород. Характерны сланцеватая, катакластические структуры. Например, в результате этого процесса известняки и доломиты переходят в мраморы, глина - в сланцы и др.

Контактовый метаморфизм заключается в изменении вмещающих горных пород на контакте с магматическими расплавами. При этом происходят изохимические и метасоматические изменения горных пород. Изохимические преобразования вызваны термальным воздействием магмы, привнос и вынос вещества – как увеличением температуры, так и влиянием химически активных веществ. Метасоматические преобразования горных пород обусловлены воздействием раскаленных паров и газов (пневматолитовый метаморфизм), горячих вод, насыщенных различными соединениями (гидротермальный метаморфизм).

Типичные породы контактового метаморфизма – скарны, грейзены, к ним приурочены месторождения различных полезных ископаемых. Частным случаем контактового метаморфизма является *автометаморфизм*. Под этим термином понимаются процессы преобразования магматических пород под воздействием газов и горячих растворов, связанных с этим же магматическим очагом. Так, перидодиты переходят в серпентины, с которыми связаны месторождения талька, асбеста.

*Региональный* магматизм включает различные виды метаморфизма, которые проявляются совместно и охватывают большие площади. Он связан с погружением обширных участков литосферы на значительные глубины. Региональный

метаморфизм проявляется в подвижных зонах земной коры. В результате регионального метаморфизма образуются породы, степень изменения которых зависит от исходного состава и термодинамических факторов. Группы пород, образовавшиеся в условиях сходных температур и давлений, получили название *метаморфических фаций*. При средних давлениях в процессе регионального метаморфизма образуются фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и гранулитовая. Эклогитовая фация возникает под воздействием высоких давлений. Региональный метаморфизм был широко распространен в архераннем протерозе, когда формировался гранитоидный слой в континентальной коре.

С процессами метаморфизма связано образование различных полезных ископаемых. Это богатейшие месторождения железных руд, мраморов, графита, слюды, руд цветных металлов, редких и благородных металлов, талька, асбеста, строительных материалов.

#### Вопросы для самопроверки

- 1 Что такое метаморфизм? Перечислите его факторы.
- 2 Как влияет температура на преобразование пород?
- 3 Каково влияние давления на метаморфические породы?
- 4 Каково влияние химически активных веществ на породу?
- 5 Какие типы метаморфизма Вам известны? Дайте их краткую характеристику.
- 6 Охарактеризуйте региональный метаморфизм.

## ТЕМА 14 ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

### План

- 1 Классификация тектонических движений.
- 2 Колебательные тектонические движения.
- 3 Складчатые и разрывные тектонические движения.
- 4 Причины тектонических движений. Геотектонические гипотезы.

### Список литературы

1. Гаврилов В.П. Общая и региональная геотектоника. – М., 1986.
2. Гаврилов В.П. Загадка геотектоники. – М., 1988.
3. Косыгин Ю.А. Тектоника. – М., 1983.
4. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. – М., 1985. – Т.1. – Т.2.
5. Ханн В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. – М., 1985.

*Тектонические движения* – это механические перемещения в земной коре и в верхней мантии (тектаносфере), вызывающие изменения структуры геологических тел. Они обычно отражаются в рельефе Земли и связаны со сложными физико-химическими процессами, происходящими в ее недрах.

*Тектоника (геотектоника)* – отрасль геологии, изучающая развитие глубинных структур земной коры и их изменения под влиянием движений и деформаций, связанных с развитием Земли в целом.

## 1 Классификация тектонических движений

До настоящего времени нет единых критериев для классификации тектонических движений. Наиболее общие классификационные признаки — направленность, интенсивность, характер структур, созданных тектоническими движениями, глубина и масштабы проявления. Так, по масштабам и глубине проявления тектонические движения можно разделить на *общие* (планетарные); *колебательные*, охватывающие всю Землю или отдельные ее крупные части (материки, океаны); *сверхглубинные*, проявляющиеся до уровня нижней мантии и вызывающие вздымание отдельных континентальных глыб или погружение океанических впадин; *глубинные*, ограниченные астеносферой, с ними связано образование геосинклиналей и платформ; *коровые*, проявляющиеся в возникновении в земной коре складок и разрывов; *поверхностные*, затрагивающие осадочный слой и иногда отражающие движения более глубоких зон; *экзотектонические*, обусловленные деятельностью ледников, уплотнением рыхлых осадков и другими экзогенными факторами.

В конце XIX в. было предложено подразделять тектонические движения на *эпейрогенические* — создающие материки (с ними связаны трансгрессии и регрессии) и *орогенические* — создающие горы.

По времени проявления различают *новейшие* (неотектонические) тектонические движения и движения прежних геологических эпох (собственно тектонические). Возраст неотектонических движений принимается как неоген-четвертичный. Из категории неотектонических движений выделяются *современные*, проявляющиеся на памяти человека и зафиксированные в исторических или доисторических документах.

Наибольшее значение в формировании рельефа земной поверхности имеют колебательные, складчатые и разрывные движения.

## 2 Колебательные тектонические движения

Колебательные тектонические движения проявляются в относительно медленных поднятиях или опусканиях земной коры, скорость их измеряется несколькими миллиметрами в год. Распространены на больших площадях, различаются скоростью и амплитудой, не создают складчатых структур. Оказывают существенное влияние на осадконакопление (чем значительнее амплитуда погружения, тем большая мощность осадков), служат основной причиной образования слоистости и ритмичности осадочных пород. Колебательные тектонические движения вызывают изменения физико-географических условий. В результате тектонического опускания перемещается береговая линия, происходят трансгрессии моря. Тектоническое поднятие приводит к регрессии моря, усилению разрушения горных пород, образованию морских и речных террас.

Колебательные движения возникают вследствие погружения литосферы в астеносферу, которое сменяется «всплыванием» литосферы. Нарушение изостатического равновесия литосферы и создание дополнительной нагрузки и ее последующее снятие являются массой накопившихся осадков или внедрением мощных интрузий. Снос «избыточных» масс приводит к изостатическому поднятию. Некоторые геологи связывают колебательные движения с процессами орогенеза в складчатых областях.

Колебательные движения земной коры совершались во все геологические периоды ее развития. Они происходят и в наше время.

Для изучения современных колебательных движений используются исторические и археологические данные, геодезические и морфометрические методы. При этом изучении необходимо учитывать и опускания земной поверхности, связанные с деятельностью человека. Антропогенный эффект в некоторых районах в 10 раз превышает опускания поверхно-



сти Земли, вызванные тектоническими движениями. Причина опускания — интенсивная эксплуатация подземных вод и нефтяных месторождений.

Значительное опускание происходит в больших городах за счет колоссальной нагрузки на основания различных сооружений. Например, для г. Осака оно составляет 2,5 см/год, Токио — 3,4 мм/год.

Наряду с вертикальным движением широко известны и горизонтально направленные перемещения земных масс.

Современные горизонтальные движения выявляются при помощи высокоточной повторной триангуляции, которая производится на полигонах со специальной системой реперов. Интенсивность горизонтальных перемещений резко увеличивается во время землетрясений. Например, вдоль разлома Сан-Андреас в Калифорнии горизонтальные перемещения достигали 9-11 м.

Система геодинимических полигонов закладывается прежде всего для изучения и предупреждения землетрясений.

Сущность морфометрических методов изучения современных и неотектонических движений заключается в анализе топокартографических карт аэрофотоматериалов с целью выявить аномалии рельефа — увеличение крутизны склонов, углубление речных долин, степень расчлененности водоразделов и т.д. При прочих равных условиях (состав горных пород, впадение притоков) аномалии рельефа отражают тектонические движения, которые вызывают изменение активности экзогенных процессов. Подобные исследования дают большой эффект при поисках месторождений нефти и газа, приурочены к активным тектоническим структурам.

При анализе современных и неотектонических движений необходимо учитывать изменения очертаний морских побережий за счет *эвстатических* движений. Под этим термином понимаются изменения уровня Мирового океана вследствие увеличения или уменьшения в нем количества воды. Такие колебания уровня Мирового океана могли иметь

место в результате чередования ледниковых и межледниковых эпох. В то же время некоторые геологи причину колебаний уровня океана видят в изменениях его объема, связанных с поднятием или опусканием океанического дна.

Вероятно, эвстатические движения вызываются и теми, и другими факторами. Например, в меловом периоде и кайнозое произошло всеобщее опускание дна океана и увеличение его объема на 200-300 млн. км<sup>2</sup>, т.е. на 15-20 %. Максимальное снижение уровня океана составило не более 100-150 м, а остальная часть объема океанических впадин была заполнена благодаря резкому повышению (в 8-12 раз) количества воды, поступающей за счет дегазации мантии. Эта интенсивная «перекачка» воды из литосферы в гидросферу была связана с радиоактивным разогревом земной коры.

Выявление колебательных движений прежних геологических эпох базируется на изучении геологических разрезов территорий. При этом важно выяснить условия и последовательность образования различных пород. Наиболее распространенный прием таких исследований – *метод мощностей и фаций*, который основан на анализе условий образования отдельных комплексов горных пород, исходя из особенностей их литологического состава, структуры, органических остатков. Например, если нижние слои осадочной толщи сложены лагунными (каменная соль), а выше сменяются типичными морскими отложениями (известняк), то в определенное геологическое время в исследуемом районе происходило наступление моря. В этом случае перед нами трансгрессивный набор фаций. Вверх по разрезу органогенные известняки могут снова сменяться лагунными образованиями, а затем угленосными песчано-глинистыми отложениями и пестроокрашенными глинистыми образованиями. Такой регрессивный набор фаций свидетельствует об отступании моря, обусловленном поднятием данной территории. Смена трансгрессивного (погруженне) и регрессивного набора фаций

может быть многократной, она отражает колебательные движения за время накопления данной толщи осадков.

Историю развития колебательных движений, кроме фациального анализа стратиграфической колонки, можно воссоздать по геологической карте. Так, отсутствие на большей части какой-либо территории кембрийских, ордовикских и силурийских отложений говорит о том, что в течение раннего палеозоя она почти вся представляла собой сушу. Анализируя мощность тех или иных горизонтов, можно сделать выводы об амплитуде тектонического опускания.

Важный показатель тектонического развития территории — перерывы в осадконакоплении, т.е. выпадение из разреза каких-либо стратиграфических или литологических горизонтов. Главнейшие признаки перерывов в осадконакоплении — наличие кор выветривания, базальных конгломератов, угловых или литологических несогласий. Перерывы в осадконакоплении вызваны тектоническими поднятиями территории. Изучив конкретные разрезы при помощи метода мощностей и фаций, можно восстановить основные черты физико-географических условий прежних геологических эпох, т.е. решить задачи палеогеографии.

Тектонические движения часто развиваются унаследованно и могут находить прямое отражение в современном рельефе.

### 3 Складчатые и разрывные тектонические движения

Складчатые и разрывные движения проявляются в нарушении нормально (горизонтально) залегающих пластов горных пород. Под складчатыми движениями понимают тектонические движения, которые не вызывают разрыва сплошности пластов (пластические деформации). Разрывные тектонические движения приводят к возникновению трещин,

перемещению отдельных частей пласта (разрывные деформации).

Положение пластов в пространстве определяется их *элементами залегания*, к которым относятся простирание, падение и угол падения. *Простирание* пласта – это протяженность слоя на горизонтальной поверхности Земли. Линией простирания называется линия пересечения кровли или подошвы пласта с горизонтальной плоскостью. *Падение* – это направление наклона пласта, линия падения представляет собой линию наибольшего наклона пласта. *Углом падения* называется двугранный угол между плоскостью напластования и горизонтальной плоскостью, его величина изменяется от 0 до 90°.

Элементы залегания пласта (азимуты линий простирания и падения, угол падения) замеряются горным компасом.

В результате пластичных деформаций первоначально горизонтально залегавшие пласты принимают форму моноклиналей, флексур и складок.

*Моноклинали* – это серии пластов, имеющих падение в одном направлении примерно под одинаковым углом. По величине угла падения пласты подразделяются на слабонаклоненные (до 15°), пологие (15-30°), сильнонаклоненные (30-75°), вертикальные, или «стоящие на голове» (80-90°), и опрокинутые.

Если моноклиналиное, или горизонтальное, залегание пластов осложняется крупным изгибом, возникают *флексуры*. Моноклинали и флексуры типичны для осадочного чехла платформ.

*Складки* – изгибы пластов горных пород, вызванные пликативными (без разрыва сплошности пластов) дислокациями. Совокупность складок, характерных для определенных структур земной коры, называют *складчатостью*.

Складки классифицируются по нескольким признакам.

По форме можно выделить антиклинальные и синклинальные складки. *Антиклиналь* (антиклинальная складка) — это складка, характеризующаяся выпуклым изгибом кверху. В центральной ее части (в ядре) находятся более древние породы, чем на периферии. *Синклиналь* (синклинальная складка) — это складка, выпуклостью обращенная вниз (вогнутая складка). В ее ядре располагаются более молодые породы, чем на периферии.

По соотношению длины и ширины в плане среди складок можно выделить линейные, брахискладки и изометричные. В *линейных* складках длина значительно превышает их ширину. *Брахискладки* — это овальные складки, длина которых в 2-3 раза превышает ширину. В *изометричных* складках длина и ширина приблизительно одинаковы. Выгнутые изометричные складки называют *куполами*, а вогнутые — *мульдами*.

*Разрывные тектонические нарушения* возникают в тех случаях, когда величина приложенных к пласту сил превышает пределы упругих пластических деформаций горных пород. Выделяют два типа разрывных нарушений: разрывы без смещения горных пород и разрывы со смещением горных пород.

К разрывам без смещения относят линейно вытянутые тектонические трещины. Они образуют сложные системы, которые называют *трещиноватостью*. Общее направление трещиноватости (мегатрещиноватость) хорошо согласуется с основными параметрами глубинной структуры данного участка земной коры и оказывает существенное влияние на формирование рельефа и, прежде всего, на распределение гидрографической сети.

Разрывы со смещением вызывают перемещение разорванных частей пласта вдоль трещины, по которой произошло смещение. Такая трещина называется *сбрасывателем*. Плоскость, по которой произошло смещение, носит название *сместителя*. По обе стороны от сместителя находятся разорванные части пласта, или *крылья*. Крыло, расположен-

ное выше плоскости сместителя, называется *висячим*, противоположное – *лежачим*. Кратчайшее расстояние между крыльями именуется *амплитудой смещения*.

Направление смещения может быть вертикальным, горизонтальным или близким к вращательному. Выделяют несколько типов разрывов со смещением.

*Сбросы* характеризуются тем, что висячее крыло опущено, а сместитель наклонен в сторону этого крыла. Если висячее крыло поднято, а лежащее опущено, то такое нарушение называется *взбросом*. Амплитуда сбросов и взбросов по вертикали может изменяться от нескольких сантиметров до сотен метров. Сбросы возникают при растяжении земной коры, взбросы – при сжатии. Сжатие приводит к образованию и других видов разрывных нарушений – надвигов, сдвигов, шарьяпсей.

*Надвиги* отличаются тем, что висячее крыло надвинуто на лежащее по пологому сбрасывателю. Эти нарушения близки к взбросам, но имеют меньший угол падения сместителя ( $45-60^\circ$ ). Надвиги, сопровождающиеся перемещением по пологому, почти горизонтальному сместителю, называются *тектоническими покровами*, или *шарьяпсами*. Амплитуда горизонтальных перемещений при этом достигает десятков километров. *Сдвигу* присуще то, что его крылья смещаются параллельно простиранию сместителя.

В природе горизонтальные смещения часто сочетаются с вертикальными, в этом случае возникают *сбрососдвиги* и *взбрососдвиги*.

Разрывные нарушения группируются в сложные системы, которые образуются ступенчатые сбросы, грабены, горсты.

*Грабены* – это участки земной коры, опущенные по сериям сбросов. Примеры грабенов: оз. Байкал, Иссък-Куль, Красное море.

*Горсты* – участки земной коры, приподнятые по системе разрывных тектонических нарушений. В качестве примера крупного горста, ограниченного нормальными сбросами,

рассматривается наклонный горст Сьерра-Невады. Ширина его составляет 90 км, а амплитуда сбросов на более поднятом крыле достигает 2000 м.

#### 4 Причины тектонических движений. Геотектонические гипотезы

Выяснение причин тектонических движений и геологического развития литосферы — одна из важных задач геологической науки. Существуют различные гипотезы, объясняющие причины геологического развития Земли. Обычно их делят на две группы: *фиксистские* и *мобилистские*. Первые объясняют развитие Земли, не привлекая для этого представления о горизонтальном перемещении материковых блоков литосферы (гипотезы: контракционная, расширяющейся Земли, пульсационная, дифференциации); вторые видят причину геологического развития Земли в горизонтальном перемещении пластин литосферы (гипотезы: дрейфа материков, глобальной тектоники плит, горячих точек).

*Контракционная* гипотеза была выдвинута в 30-х годах прошлого столетия, но законченную разработку получила в трудах французского исследователя Эли де Бомона в 1852 г. Идея вытекает из представления Канта-Лапласа о первоначальном огненно-жидком состоянии вещества Земли. По мере его охлаждения образуется твердая кора, которая в дальнейшем трескается и коробится в связи с уменьшением объема остывающих недр. Начиная с 40-х годов текущего столетия, т.е. с момента появления идей О.Ю. Шмидта об изначально холодном состоянии Земли, контракционная гипотеза практически была всеми отвергнута.

Гипотезу *расширяющейся Земли* сформулировал О.Х. Хильгенберг в 1933 г., хотя идея была высказана значительно раньше М.В. Ломоносовым, Дж. Геттоном, М. Ридом, Б. Линдеманом и другими. Сторонники этой гипотезы предполагают, что в докембрии объем нашей планеты был в не-

сколько раз меньше современного. О.Х. Хильгенберг доказывал, что еще в каменноугольный период диаметр земного шара составлял лишь 69% современного диаметра, т.е. за последние 350 млн. лет поверхность Земли увеличилась почти вдвое. В результате произошли разрыв коры и образование океанов. Однако исследования показали, что земная кора в основном испытывает сжатие, а не растяжение. Кроме того, сторонники рассматриваемой гипотезы не могут удовлетворительно объяснить механизм расширения недр планеты.

Пульсационная гипотеза объединяет в себе элементы контракции и расширения Земли и рассматривает развитие планеты как чередование эпох расширения и сжатия. Впервые эту мысль высказал в 1902 г. А.Ротплец, развили ее А. Гребо и В. Бухер. Окончательное оформление гипотеза получила в трудах М.А. Усова и В.А. Обручева (1940 г.). В представлении В.А. Обручева в недрах Земли периодически накапливалась энергия, которая вызывала расплавление недр и фазовые переходы вещества, что, в свою очередь, приводило к увеличению объема планеты. Происходило растяжение коры, ее стабильные участки «трескались», возникали блоки, ограниченные разломами, активизировались магматические процессы. Интенсивное выделение тепла вело к остыванию недр и сокращению объема планеты за счет перехода материала из жидкого состояния в твердое. Сжатие коры выражалось существенными горизонтальными движениями, возникали горы, складки. Поверхность Земли практически повсеместно покрывалась толстой корой, которая предохраняла недра от остывания. Постепенно происходило накопление тепла, что влекло новый разогрев вещества планеты и его расширение; цикл развития повторялся. Пульсационная гипотеза не лишена существенных недостатков. Она не объясняет, например, происхождение материков и океанов, сомнителен и предлагаемый механизм расширения и сжатия недр, не учитывает гипотеза и взаимосвязь объема и форм планеты и т.д.



Гипотеза *глубинной дифференциации* основана на представлении о разделении вещества недр Земли и перемещении более легких компонентов вверх, что вызывает поднятие отдельных блоков литосферы. Идея была высказана еще М.В. Ломносовым и Дж. Геттоном. Она получила развитие в трудах Х. Хаармана, Р. ван Беммелана, У. Уиллиса, а в наши дни — в работах В.В. Белоусова, Е.А. Артюшкова, Ю.М. Шеймана и других. В представлении голландца Р. ван Биммелана причиной поднятий литосферы служит накопление под ней легких кислых магматических продуктов глубинной дифференциации вещества Земли. С поднятиями (увдациями) сопряжены опускания. Автор считает, что наиболее крупные поднятия (мегаувдации) образуются на границе мантии и ядра, при этом происходит разуплотнение и расширение материала. Формирование горных областей Р. ван Биммелен объясняет гравитационным соскальзыванием пластичных осадочных толщ со склонов растущего крупного поднятия литосферы. Автор допускает горизонтальное перемещение пластин земной коры только под влиянием гравитационного соскальзывания. В.В. Белоусов считает, что основные процессы глубинной дифференциации вещества Земли происходят в астеносфере. Расплавленный продукт дифференциации базальтового состава собирается в крупные тела (асенолиты) и, обладая меньшей плотностью, прорывается к поверхности планеты. Как правило, астенолиты поднимаются вдоль глубинных разломов, что часто сопровождается излиянием базальтовых лав. Астенолиты проплавливают континентальную кору, вызывая образование океанических впадин. Согласно взглядам В.В. Белоусова, континентальная кора уничтожается за счет перехода «базальтового» слоя в ультраосновный мантийный материал, а «гранитного» слоя — в базальтовые породы. Происходит процесс *базификации коры*, т.е. изменение состава коры из-за поступления в него основного и ультраосновного материалов из мантии. Однако, по мнению Е.Н. Люстиха, таким образом невозможно унич-

тожить базальтовый слой коры, ибо добавление в него тяжелого вещества мантии не приведет к утяжелению базальтов и переходу их в мантийную субстанцию.

Ротационная гипотеза стоит несколько обособленно от других гипотез. Ее авторы (Б.Л. Личков, М.В. Стюас, Г.Н. Каттерфельд и др.) видят причину геотектогенеза не во внутренних силах Земли, а во внешних астрономических факторах. Изменение скорости вращения земного шара меняет ее форму: при замедлении вращения Земля принимает более шарообразную форму, а при ускорении вращения - эллипсоидальную. Сильнее всего деформации проявляются в зоне 35-х параллелей северного и южного полушарий. Здесь происходит раскол коры и заложение различных структур, ориентированных перпендикулярно к существующей оси вращения планеты. Авторы допускают изменение положения оси во времени, в связи с чем менялось и положение указанных параллелей, названных *критическими*. Причиной, влияющей на изменение скорости вращения Земли, может быть притяжение ее Солнцем и Луной.

Гипотеза дрейфа материков была высказана в начале текущего столетия Ф. Тейлором (1910 г.) и А. Вегенером (1912 г.).

В трудах А. Вегенера доказывалось, что материки под действием центробежных сил Земли как бы плывут по более плотным глубинным породам. До мезозоя все материки представляли собой единый суперконтинент Пангею, который в мезозойскую и кайнозойскую эры распался с образованием современных континентов и океанов. Перед передним краем дрейфующих материков возникли горно-складчатые области, а в тылу - геосинклинальные прогибы. Гипотеза имела много принципиальных недостатков и вскоре была практически всеми забыта.

В конце 60-х годов произошло возрождение идеи дрейфа материков в виде концепции *глобальной тектоники плит* (тектоника литосферных плит). Этому способствовал

ряд открытий, сделанных геологами при изучении дна Мирового океана.

Согласно концепции тектоники литосферных плит литосфера разбита на крупные плиты, которые перемещаются по астеносфере в горизонтальном направлении. Близ срединно-океанических хребтов литосферные плиты наращиваются за счет вещества, поднимающегося из недр, и раздвигаются — *спрединг*; в глубоководных желобах одна плита подвигается под другую и поглощается мантией — *субдукция*. Там, где плиты сталкиваются между собой, образуются складчатые сооружения. Главным механизмом, приводящим в движение всю систему литосферных плит, считается тепловое конвекционное движение вещества мантии.

Динамическими усилиями, возникающими в литосфере под влиянием конвекционных движений мантийного вещества, земная литосфера расчленяется на несколько плит, границы которых выделяются по зонам повышенной сейсмичности. В связи с этим возникновение землетрясений объясняют взаимодействием литосферных плит при их дифференциальном движении относительно друг друга. Выделяют девять главных литосферных плит: Тихоокеанская, Североамериканская, Евразийская, Африканская, Южноамериканская, Индийская, или Индо-Австралийская, Антарктическая, Наска, Кокосовая. Они могут быть океаническими, континентальными или смешанными, т.е. включать в себя как континентальные, так и океанические пространства. Ширина главных плит 6000-7000 км; ширина самой крупной Тихоокеанской плиты 10000-11000 км, а самых мелких плит — Кокосовой и Наска — 1000 км. Кроме главных плит, существуют малые плиты или микроплиты: Филиппинская, Охотоморская, Карибская, Скоша, Аравийская, Сомалийская, Амурская, Китайская, Тибетская, Иранская, Хуан-де-Фука. Все малые плиты подчинены границам больших плит.

Границы литосферных плит бывают трех основных видов: конструктивные (дивергентные или границы наращи-

ванья), деструктивные (конвергентные или границы поглощения) и скольжения.

*Конструктивные* границы плит совпадают с глобальной рифтовой системой океанов, а иногда и континентов. Вдоль этой границы происходит симметричное образование новой океанической литосферы за счет выплавления базальтовых дифференциантов из вещества мантии в тех местах, где подошву литосферы достигают восходящие ветви конвекционных ячеек. В настоящее время скорость спрединга в различных рифтовых зонах Мирового океана неодинакова. Максимальная она в юго-восточной части Тихого океана (остров Пасхи). Здесь ежегодно наращивается до 18 см новой океанической коры. За 1 млн. лет формируется полоса молодого дна шириной до 180 км, а на каждый километр рифтовой зоны за то же время изливается около  $360 \text{ км}^3$  базальтовой лавы. Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью 7 см в год, Южная Америка от Африки — со скоростью 4 см в год, Северная Америка от Европы — со скоростью около 2 см в год. Медленнее всего процесс спрединга протекает сейчас в Красном море — 1,5 см в год.

*Деструктивные* границы фиксируют асимметричное погружение края одной литосферной плиты под другую или лобовое столкновение (коллизия) литосферных плит. Границы поглощения возникают над нисходящими мантийными конвекционными течениями, при которых одна из литосферных плит ломается и погружается в мантию, — процесс субдукции. Он сопровождается мощными землетрясениями, поэтому рассматриваемые границы литосферных плит характеризуются концентрацией глубокофокусных землетрясений. Так как плотность океанической литосферы существенно превышает плотность континентальной, то пододвигаемой всегда оказывается океаническая плита.

Процесс поддвига литосферных плит можно сравнить с торошением речного льда во время ледохода при сжатии льдин в местах затора. При этом пододвигаемая плита

неизбежно должна ломаться и резко менять направление своего движения. Внешнее ребро излома обычно совпадает с зоной максимальной сейсмической активности, поскольку именно в этом месте пододвигается плита, пересекает уровень предельных напряжений. Зона излома будет создавать для пододвигаемой плиты естественный упор. Это должно вызвать упругий изгиб океанической плиты и привести к образованию краевых валов, расположенных перед фронтом субдукции.

Пока в глубоководных желобах идет процесс поглощения океанической литосферы, столкновение плит не происходит. Если же в зону субдукции вместе с океанической плитой придвигается континент, микроконтинент, островная дуга или крупные массивы подводных гор, которые по причине своей «легкости» и «громоздкости» не могут поглотиться зоной субдукции, то происходит их блокировка и дальнейший пододвиг становится невозможен. Возникает лобовое столкновение литосферных плит (коллизия), при котором может произойти надвигание океанических пластин на края континентальных плит. Этот процесс получил название *обдукции*. Примером процесса коллизии со скоростью 5 см в год может служить зона столкновения полуострова Индостана и Азиатского континента.

Границы *скольжения* характеризуются сдвиговыми движениями литосферных плит относительно друг друга без существенного расхождения или сближения. Абсолютно чистое скольжение происходит очень редко, обычно всегда присутствует какая-либо компонента растяжения или сжатия. К границам подобного типа относят трансформные разломы океанов (Мендосино, Кларнон, Клиппертон, Элгания в Тихом океане; Оуэн в Индийском океане и др.) и крупные сдвиги на континентах (разлом Сан-Андреас в Северной Америке). Часто границы скольжения выступают в виде сложнопостроенных протяжных зон. Такого типа границы между Тихоокеанской и Индо-Австралийской плитами протягиваются

от северной оконечности дуги Тонга до Новой Гвинеи. Граница составлена из цепочки микроплит, взаимодействие которых отвечает скользящему движению двух более крупных плит литосферы.

Гипотеза, которая часто противопоставляется концепции глобальной тектоники плит, является гипотеза горячих точек. Впервые она высказана в 1963 г. американским исследователем Т. Вильсоном. По его мнению, возникновение вулканических горных цепей в океанах (например, Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане) является следствием прохождения литосферы над разогретым объектом в мантии, названным им «горячей точкой» (точнее – «горячим пятном»). Литосфера при этом как бы прожигается насквозь, в результате образуются вулканические центры. Другой американский ученый Дж. Морган, развивая эту идею, предположил существование всего двух-трех десятков таких мантийных струй, идущих от горячих точек к подошве литосферы. После прогрева литосферы и возникновения крупных вздутий в ее поверхностном рельефе, вещество мантийных струй равномерно рассеивается в мантии. Впоследствии было показано, что факты, объясняемые гипотезой горячих точек хорошо согласуются и с концепцией глобальной тектоники плит.

### Вопросы для самопроверки

- 1 Что называется тектоническими движениями?
- 2 Какие классификации тектонических движений Вы знаете? Расскажите об их особенностях.
- 3 Охарактеризуйте колебательные тектонические движения.
- 4 Дайте характеристику складчатых и разрывных тектонических движений.
- 5 Какие Вы знаете типы складчатых (пластичных) деформаций?

- 6 Перечислите фиксистские гипотезы. Что их объединяет?
- 7 Охарактеризуйте контракционную гипотезу.
- 8 В чем сущность гипотезы расширяющейся Земли?
- 9 Пульсационная гипотеза. Ее сильные и слабые стороны.
- 10 Расскажите о гипотезе глубинной дифференциации.
- 11 Охарактеризуйте ротационную гипотезу.
- 12 Перечислите мобилистские гипотезы. Что их объединяет?
- 13 Гипотеза дрейфа материков. Какие доводы в ее пользу приводились А. Вегенером?
- 14 В чем сущность причины концепции глобальной тектоники плит?
- 15 В чем сущность гипотезы горячих точек?
- 16 Ваши представления о возможных причинах возникновения тектонических движений.

## ТЕМА 15 ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ТЕКТОНО- И ЛИТОСФЕРЫ

### Список литературы

1. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М., 1991.
2. Мильничук В.С., Арабаджи М.С. Общая геология. – М., 1989.
3. Конюхов А.И. Геология океана. – М., 1989.
4. Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. – М., 1984.
5. Хайн В.Е., Михайлова А.Е. Общая геотектоника. – М., 1985.
6. Ясаманов Н.А. Современная геология. – М., 1987.

*Тектоническая структура* – это обособленный участок земной коры, лито- или тектоносферы, отличающийся от сопредельных участков характерным сочетанием состава пород и условий их залегания. Отличительные черты определены спецификой проявления тектонических движений, магматизма, метаморфизма, осадкообразования и денудации, т.е. тектоническими режимами в периоды формирования данной структуры. Тектонические структуры разнообразны по масштабу, по тектоническому режиму развития и по глубине проникновения в недра Земли. Наиболее крупными структурами являются литосферные плиты, океаны и континенты.

*Литосферные плиты* – это обширные участки литосферы (тысячи километров в поперечнике), ограниченные сравнительно узкими зонами сейсмической и вулканической активности.

К крупнейшим геологическим структурам литосферы относят *океаны*. Их отличают:

- специфическое строение коры, главной особенностью которой является отсутствие «гранитного» слоя, это дало основание выделить океаническую кору в качестве самостоятельного типа;

- строение верхней мантии – под океаном она практически вся состоит из астеносферы, тогда как под континентами этот слой резко утончается и «вырождается»; под океанами верхняя мантия прогрета намного лучше, чем под континентами, и относительно обогащена легкоплавкой (базальтоидной) составляющей;

- исключительный основной характер вулканизма – андезитовая линия, разделяющая области развития основного и кислого вулканизма, практически совпадает с геологической границей океан-континент;

- практически вся океаническая литосфера сложена породами, которые не подвергались процессам складчатости и регионального метаморфизма, т.е. океаническая литосфера



не испытывает геосинклинального развития в классическом его понимании;

- границы океанов с континентами обычно четко выражены в виде крупнейших сверхглубинных разломов, уходящих в недра Земли на глубину 400-700 км;

- ряд геофизических признаков: относительно повышенный тепловой поток; специфическое «зевровидное» магнитное поле; существенно повышенные значения гравиметрического поля.

Континенты характеризуются следующими основными признаками:

- существенно увеличенной мощностью земной коры, в составе которой повсеместно присутствует «гранитный» слой;

- верхняя мантия континентов имеет «редуцированную», нечетко выраженную астеносферу, объединена базальтоидной составляющей и относительно более холодная;

- континенты характеризуются как основным, так и кислым магматизмом;

- континентальная литосфера сформировалась за счет геосинклинальных процессов, которые и привели к образованию мощного гранитно-метаморфического слоя.

Граница между континентами и океанами как между крупнейшими тектоническими структурами проводится по границе выклинивания гранитно-метаморфического слоя, что практически везде соответствует изобате 2-2,5 км. В одних местах эта граница проводится довольно четко, в других - проведение ее неоднозначно. Это, прежде всего, относится к переходной зоне Мирового океана (азиатское побережье Тихого океана). Сложное строение зоны и ее недостаточная геологическая изученность приводят к тому, что в одних случаях системы островных дуг и окраинных морей относят к континенту, а в других - к океану. Это отражает незавершенность геодинамических процессов, приводящих к образованию континентов. В связи с этим переходные зоны с проме-

жуточным типом земной коры выделяют иногда в качестве самостоятельных структур литосферы, имеющих черты геологического строения как континентов, так и океанов. Однако, учитывая направленность тектонических процессов в развитии этих областей литосферы в сторону формирования материковых масс, можно с известными оговорками включить их в состав континентальных структур, хотя между ними имеются и существенные отличия.

В качестве микроконтинентов следует рассматривать и некоторые участки океанов, имеющие кору континентального типа. К ним относятся: остров Мадагаскар, включая Сейшельские острова в Индийском океане; Новозеландское подводное плато в Тихом океане; подводные хребты Ломоносова, Менделеева и Альфа в Северном Ледовитом океане и др. Литосферные плиты, океаны и континенты представляют собой структуры тектоносферы, поскольку различия в их строении и составе слагающих пород прослеживаются и в пределах мантии.

Дальнейшее подразделение тектонических структур производят на основе *геотектонического режима их развития*, под которым понимается направленность и интенсивность тектогенеза, метаморфизма и магматизма. В соответствии с этим они делятся на *относительно подвижные*, или *мобильные* структуры, и *относительно малоподвижные*, или *стабильные* (лабильные) структуры. Первые характеризуются в период своего развития проявлением активного тектогенеза, вулканизма, метаморфизма и сейсмичности. Обычно это структуры линейной формы, образующие протяженные тектонически подвижные пояса в пределах континентов и океанов. К ним относят геосинклинали и орогены.

*Геосинклинали* — наиболее характерные структуры литосферы, относящиеся к группе мобильных (подвижных) структур. Учения о геосинклиналях возникло более 130 лет назад и в течение всего этого времени являлось краеугольным камнем геологии. В настоящее время оно подвергается во

многом справедливой критике с позиций идеи глобальной тектоники плит. Некоторые ученые (Л.П. Зонешайн, О.Г. Сорохтин, А.С. Монин, С.А. Ушаков и др.) считают, что надо отказываться от этого термина как устаревшего и утратившего свою сущность. Другие исследователи (В.Е. Ханн, А.Е. Михайлов и др.) стремятся найти этому учению должное место в новой трактовке геологии с точки зрения мобилизма. Третьи (В.В. Белоусов и др.) отстаивают концепцию о геосинклиналях в их классической интерпретации.

В классическом представлении геосинклиналь — это *вытянутые зоны с аномально высокой подвижностью, значительной расчлененностью и повышенной проницаемостью коры, характеризующиеся на ранних этапах развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных этапах — интенсивных поднятий.*

Геосинклиналь отличает ряд характерных только для них признаков: интенсивные тектонические движения, повышенный магматизм, метаморфизм и сейсмичность. Геосинклиналь — это *арена максимального проявления сил внутренней динамики Земли.*

Возникновение и развитие геосинклиналей представляет собой сложный и многостадийный процесс, сущность которого заключается в поступлении энергии и вещества мантии Земли на поверхность, в результате чего происходят принципиальные изменения в строении литосферы. В развитии геосинклиналей выделяют два главных этапа (геосинклинальный и орогенный) и следующие основные стадии: начального погружения, зрелую, или предорогенную, раннеорогенную и собственно орогенную.

На стадии *начального погружения* происходит интенсивное погружение и накопление мощных толщ морских песчано-глинистых осадков. Мощность этих отложений достигает 12 км. Процессы прогибания сопровождаются образованием трещин растяжения и излиянием вдоль них базальтовых лав.

Зрелая, или *предорогенная*, стадия характеризуется существованием глубоких интрагеосинклинальных («интра» - внутренний) прогибов, выраженных в рельефе морскими бассейнами, и узких интрагеосинклинальных поднятий (островные гряды).

Окончание второй стадии соответствует переломленной эпохе в развитии геосинклинали, выражающейся в общей инверсии тектонического режима. Смена знака вертикальных движений (инверсия) охватывает всю геосинклинали. Растяжения сменяются сжатиями, что завершается в конечном счете общей складчатостью.

*Раннеорогенная* стадия отличается сокращением областей аккумуляции осадков в геосинклинали. Эффузивный магматизм ослабевает и выражен локальными наземными излияниями щелочного состава; продолжают образовываться гранитные интрузии. Начинают закладываться передовые прогибы и межгорные впадины.

*Собственно орогенная* стадия отличается активным горообразованием; скорость восходящих движений превышает скорость процессов денудации.

В результате последовательной смены различных стадий на месте геосинклинальной области возникает горноскладчатое сооружение, выраженное в рельефе горными хребтами, разделенными межгорными впадинами. Такова идеальная схема развития геосинклинали в ее классической интерпретации.

В соответствии с ней, как считалось, происходило развитие Центрального Казахстана, Урала, Кавказа, Альп, Копетдага, Памира и т.д. В тоже время развитие ряда геосинклиналей существенно отличается от намеченной последовательности чередования стадий.

Конечным итогом геосинклинального этапа является образование континентальной коры, причем во время геосинклинального процесса формируются «базальтовый», «гранитный» и осадочный слои. Таким образом, новая кора

континентов образуется не за счет усложнения ранее существовавшей океанической коры, а за счет вновь сформированной сначала океанической, а затем уже континентальной коры. Судя по количеству излившихся лав и вулканического тепла, современная континентальная кора могла сформироваться в течение последних 3 млрд. лет геологической истории Земли.

Стронники концепции глобальной тектоники плит, критикуя классическое учение о геосинклиналях, отмечают, что при его разработке геологи использовали лишь материалы по континентам и не учитывали данные по геологическому строению дна океанов; полностью игнорировалась также возможность существенного горизонтального движения литосферных плит; современные примеры геосинклиналей не всегда укладываются в рамки традиционных понятий (например, горные хребты Гималаев возникли не на месте устойчивого и длительного погружения); классическое учение о геосинклиналях не в состоянии удовлетворительно объяснить некоторые петрологические особенности земной коры (например, резкое возрастание в ней содержания  $K_2O$  по сравнению с мантией) и т.д.

Взамен традиционного понимания учения о геосинклиналях предлагается ее новая интерпретация. С позиции концепции глобальной тектоники плит, геосинклиналь — это область столкновения литосферных плит, где происходит формирование новой «гранитной» (т.е. континентальной) коры за счет процессов переплавления и дегидратации океанической литосферы, заглубляющейся в мантию Земли. В этой области (область субдукции) океаническая кора, которая сформировалась в рифтовых долинах океанов, испытывает обезвоживание, магматическую переработку, метаморфизм и деформацию. При дегидратации океанической коры, выделяющаяся в виде перегретого пара вода, насыщенная кремнеземом, щелочами и летучими компонентами, поднимается вверх и пропитывает горные породы во фронтальной

части надвигающейся литосферной плиты, вызывая в ней метасоматические (замещение в породе одних минералов другими) изменения. Возникают андезитовые и более кислые лавы, которые по расколам проникают на поверхность. При застывании кислых масс в недрах образуются гранитные интрузии, которые создают фундамент островных дуг и активных окраин континентов. Результатом является нарастание континентальной коры и образование континентов.

*Ороген* как геологическое понятие был введен в геологию Л. Кобером в 1921 г. В последние годы рамки этого термина значительно расширились: к орогенам стали относить практически любые горные области, расположенные как на континентах, так и на дне Мирового океана. В современном понимании ороген – это протяженная горная система, отличающаяся высокогорным и резко расчлененным рельефом, тектонической, магматической и сейсмической активностью. В связи с пересмотром основных положений традиционного учения о геосинклиналях меняется представление на природу, происхождение и развитие орогенов. Выделяют континентальные и океанические орогены.

Образование *континентальных орогенов* связано с активным проявлением тектонических движений в одну из тектономагматических эпох, время проявления которой берется за основу при установлении возраста континентальной орогенической области. Континентальные орогены называют *горно-складчатыми*, или просто *складчатыми областями*. Континентальные орогены делят на эпигеосинклинальные и эпиплатформенные (эпи - после).

*Эпигеосинклинальные орогены* возникли на месте геосинклинали в завершающий этап ее развития (орогенный этап). Они отличаются повышенной сейсмической активностью и вулканизмом. Для них характерно увеличение мощности земной коры до 75 км за счет «гранитного» слоя. С позиции концепции глобальной тектоники плит эпигеосинклинальные орогены возникают на месте закрывшегося океа-

на. Наиболее типичными эпигеосинклинальными орогенами являются горно-складчатые области альпийского возраста: Альпы, Кавказ, Карпаты, Копетдаг, Памир, Анды, Гималаи и т. д.

*Эпи платформенные орогены* имеют ряд черт, сближающих их с эпигеосинклинальными: резко расчлененный горный рельеф, повышенную сейсмическую активность, иногда вулканизм. Они возникли за счет интенсивных восходящих вертикальных движений, поэтому для них характерен глыбовый характер строения коры. Принципиальное отличие эпиплатформенных орогенов от эпигеосинклинальных в том, что первые образуются на месте платформы, а вторые — на месте геосинклинального прогиба. Оно происходит в том случае, когда часть существующей платформы вовлекается активными тектоническими движениями какой-либо тектоно-магматической эпохи в горообразовательный процесс. Интенсивные вертикальные (положительные) движения приводят к расколу жесткого фундамента платформы и к поднятию отдельных его блоков. Образуется горная область, которая по тектоническому строению отличается от эпигеосинклинального орогена. Подобные структуры литосферы обычно называют областями эпиплатформенной, или платформенной активизации. Примером могут служить Тянь-Шань, Тибет, Монголо-Охотский пояс.

Основные структуры континентальных орогенов — антиклинории и синклинории.

*Антиклинорий* — крупный, протяженностью в десятки и сотни километров, сложно построенный удлинённый комплекс складок земной коры. В рельефе выражен горным хребтом, в ядре которого располагаются более древние породы, чем на крыльях. Группа антиклинорий составляет *мегаантиклинорий* (например, мегаантиклинорий Большого Кавказа).

*Синклинории* — сложная складчатая структура общего синклинального строения, возникающая в результате де-

формации осадочных толщ. В рельефе может быть выражен понижением или горным хребтом, однако в ядре располагаются обязательно более молодые породы, чем на крыльях. Свинклинории могут образовывать межгорные впадины. Совокупность свинклинориев называют *мегасвинклинорием*.

*Океанические орогены* образуют горные пояса (срединно-океанические хребты) на дне Мирового океана.

*Платформа* – крупнейшая стабильная структура литосферы. Это относительно устойчивый, консолидированный складчатостью, метаморфизмом и интрузиями крупный участок литосферы изометрических очертаний. В тектоническом смысле платформа – это своеобразный антипод геосинклинали. Для платформ характерны: изометричность (полигональность) границ и большинства крупных геоструктурных элементов, входящих в ее состав; сравнительно небольшая амплитуда и слабая контрастность вертикальных движений, что выражается в сглаженном, преимущественно низменном рельефе; относительно небольшая мощность осадков (2-3 км), главным образом мелководного морского происхождения; чрезвычайно редкое проявление магматизма (особенно интрузивного), представленного в основном базальтовой магмой; практическое отсутствие метаморфизма; резко пониженная сейсмическая активность, за исключением районов, примыкающих к активным геосинклиналям; ослабленное проявление горизонтальных движений, что выражается в пологом, слабодислоцированном залегании осадочных пород. Выделяют два типа платформ: континентальные и океанические.

*Континентальные платформы* (эпейрократоны, или кратоны) представляют собой материковые равнины, высота которых не превышает 500 м (реже 1000 м). Кора платформ в наибольшей степени соответствует стандартному типу континентальной коры и характеризуется слабым изменением мощности – от 35 до 55 км, в среднем 40 км. Платформы имеют двухъярусное строение. Нижний структурный ярус



(этаж) образовался в геосинклинальную предыторию и получил название *фундамента* (основание, цоколь). Различают кристаллический и складчатый фундаменты. Первый сложен гранитами, гнейсами, слюдястыми сланцами, т.е. преимущественно интрузивными магматическими и глубокометаморфизованными породами; второй – эффузивными образованиями и метаморфическими породами сравнительно невысокой степени метаморфизма (глинистые сланцы, филлиты и т.д.), но значительной дислоцированности. Фундамент не согласно перекрывается пологозалегающими осадочными толщами, образующими *платформенный (осадочный) чехол*. Он формировался на платформенном этапе развития. Чехол сложен осадочными породами. Породы практически не метаморфизованы и относительно слабо дислоцированы.

В строении платформ участвуют разновозрастные структурные элементы, отличающиеся формами и режимом тектонических движений. К структуре первого порядка (по отношению к платформам) относят щиты и плиты.

*Щиты* – обширные области платформ, где на дневную поверхность выходят породы кристаллического фундамента, осадочный чехол отсутствует (Балтийский, Алданский, Канадский, Украинский щиты).

*Плиты* – обширные области платформ, характеризующиеся широким развитием осадочного чехла, что свидетельствует о длительном и устойчивом их погружении (Волыно-Подольская, Русская плиты).

Структурными элементами второго порядка на платформах являются антеклизы, синеклизы и авлакогены.

*Антеклизы* – обширные пологие поднятия в пределах плит с поднятым фундаментом и относительно тонким чехлом (Воронежская антеклиза).

*Синеклизы* – участки плит с опущенным (3-5 км) залегающим фундаментом и соответственно мощным осадочным чехлом.

Синеклизы и антеклизы, в свою очередь, могут быть осложнены тектоническими структурами высшего порядка: локальными поднятиями, валами, впадинами, флексурами.

*Авлакогены* – специфические структуры платформ, имеющие гребнеобразное строение. Закладываются на теле платформ в условиях прогибания (проседания) узких зон земной коры, обычно выполнены континентальными терригенными отложениями нижних горизонтов осадочного чехла. В авлакогенах часто накапливаются соли и уголь (Днепровско-Донецкий авлакоген). В современном рельефе авлакогены преимущественно не выражены и являются погребенными структурами.

Континентальные платформы классифицируются по времени их образования. Различают древние платформы, сложившиеся в конце раннего протерозоя (1,7-1,65 млрд. лет назад), и молодые – возникшие позже (эпибайкальские, эпикаледонские, эписчерцинские и эпимезозойские). К древним докембрийским платформам относятся Северно-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Южно-Американская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая. Эти платформы слагают ядра современных материков и окружаются более молодыми платформами и складчатыми сооружениями. Древние платформы занимают около 40% площади современных материков.

Примерами молодых платформ являются эпибайкальская Тимано-Печорская, эписчерцинская Скифская, эпимезозойская Западно-Сибирская и др.

В развитии платформ выделяют несколько стадий. Самая ранняя стадия – *кратонизации*, характеризуется упрочением фундамента платформы, его гомогенизацией. За ранней стадией следует *авлакогенная* стадия. В этот период в условиях остывания недр формируются системы грабенов проседания, которые обычно выполнены континентальными красноватными обломочными породами. Далее следует стадия

синеклиз, когда над авлакогенами закладываются крупные внутриплатформенные впадины (синеклизы). Увеличение площади синеклиз, их объединение приводят к образованию плитного пространства. Это — *плитная* стадия развития.

Океанические платформы (талассократоны, или талассогены) расположены в пределах океанов и выражены в рельефе их дна глубоководными котловинами (абиссальные равнины). Кора характеризуется океаническим типом, ее мощность 5-7 км.

К устойчивым областям литосферы относят и *срединные массивы*, которые являются принадлежностью геосинклиналей и орогенов. Это жесткие ядра, возникшие при деструкции ранее существовавших платформ (осколки платформ — срединные массивы первого рода) или на ранней стадии геосинклинального цикла в результате частичной инверсии (срединные массивы второго рода). Срединные массивы обычно участвуют в строении горно-складчатых областей (в виде межгорных впадин или платобразных поднятий) и геосинклиналей (образуют жесткие ядра, разграничивающие геосинклинальные системы). На платформах они входят в состав фундамента, формируя наиболее древние его блоки. По особенностям строения срединные массивы занимают промежуточное положение между платформами и геосинклиналями. С первыми их сближает сравнительно маломощный осадочный чехол, не затронутый региональным метаморфизмом и складчатостью, со вторыми — магматическая деятельность.

«Корни» мобильных и стабильных структур «проникают» на меньшую глубину в недра планеты, чем «корни» литосферных плит, континентов и океанов. Поэтому геосинклинали, орогены, платформы и срединные массивы — это тектонические структуры литосферы.

Специфическими структурами лито- и тектоносферы являются тектонические нарушения, представляющие собой линейные зоны нарушения сплошности земной коры, что

может быть выражено тектоническими разрывами (сброс, взброс и т.д.), протяженными зонами дробления коры (глубинный разлом), специфическими структурами растяжения (рифты).

*Рифты* представляют собой протяженные линейные зоны литосферы грабнеобразного строения, в которых происходит горизонтальное расширение коры с подъемом нагретого глубинного мантийного материала. Для этих структур характерны утончение земной коры континентов до 30 км, подъем верхней мантии к подошве литосферы (астеносферный выступ), действие растягивающих усилий, сейсмическая активность с расположением гипоцентров в подошве коры, проявление базальтового и щелочно-базальтового вулканизма. В качестве примеров современных рифтов можно привести Восточно-Африканскую рифтовую систему, рифты оз. Байкал, р. Рио-Гранде (на континентах), глобальную рифтовую систему (на дне Мирового океана). Образование рифта и его развитие сопровождается «возбуждением» мантии, повышением ее термоактивности, подъемом горячих мантийных масс к подошве литосферы.

Тектонические нарушения могут захватывать в осадочном слое коры, проникать в верхнюю и даже в среднюю мантию Земли. Поэтому их относят к структурам как литосферы, так и тектоносферы. Тектонические нарушения в равной мере присущи континентам и океанам, мобильным и стабильным структурам литосферы. Существуют нарушения, одновременно рассекающие континентальные и океанические блоки литосферы.

### Вопросы для самоконтроля

- 1 Что понимается под тектонической структурой?
- 2 Приведите наиболее крупные тектонические структуры.
- 3 Дайте определение литосферным плитам.

20

4 Каковы отличительные признаки океанов как тектонических структур?

5 Каковы отличительные признаки континентов как тектонических структур?

6 Дайте определение геосинклинали в ее классическом представлении.

7 Охарактеризуйте основные стадии развития геосинклинали.

8 В чем заключается критика классического учения о геосинклиналях?

9 Современное представление о геосинклиналях.

10 Что понимается под орогенами?

11 Что понимается под платформой? Ее отличительные признаки.

12 Какие структуры первого порядка (по отношению к платформам) Вы знаете?

13 Охарактеризуйте структурные элементы второго порядка на платформах.

14 Основные стадии развития платформ.

15 Что понимается под талассократонами?

16 Что следует понимать под средним массивом?

17 Что такое тектонические нарушения?

18 Определение термина рифт.

SUNY STATE UNIVERSITY

