

Министерство образования Республики Беларусь
БЕЛОРУССКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Кафедра «Инженерная геодезия»

В.И. Михайлов

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ

Конспект лекций

для студентов специальности 1-56 02 01 «Геодезия»

Учебное электронное издание

М и н с к 2 0 1 0

УДК 551.4(075.8)
ББК 26.823
М 69

А в т о р :
В.И. Михайлов

Р е ц е н з е н т ы :

А.П. Романкевич, доцент кафедры геодезии и картографии БГУ, кандидат географических наук;

А.А. Кологривко, доцент кафедры «Горные работы» БНТУ, кандидат технических наук

Конспект лекций кратко охватывает все вопросы дисциплин «Общая геоморфология» и «Общая геология», уделяя основное внимание рельефу земной поверхности, его происхождению, истории развития морфографии и морфометрии и особенностям изображения различных типов и форм рельефа на топографических картах.

Белорусский национальный технический университет
пр-т Независимости, 65, г. Минск, Республика Беларусь
Тел.(017)292-77-52 факс (017)292-91-37
Регистрационный № БНТУ/ФТК79-3.2010

© Михайлов В.И., 2010
© БНТУ, 2010

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ	8
1.1. Солнечная система и ее основные особенности.....	8
1.2. Земля и ее геосферы.....	12
1.3. Минералы и горные породы.....	18
Вопросы для самопроверки.....	21
2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РЕЛЬЕФ	22
2.1. Тектонические движения.....	22
2.1.1.Тектоника литосферных плит – современная геологическая теория.....	23
2.1.2. Новейшие тектонические движения земной коры и их влияние на рельеф.....	29
2.2. Магматизм и рельефообразование.....	30
2.3. Сейсмические явления.....	33
Вопросы для самопроверки.....	36
3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ	38
3.1. Определение возраста горных пород. Фации.....	38
3.2. Краткие сведения об эрах и периодах геологической истории Земли..	41
3.3. Геологические карты и разрезы, и их содержание.....	44
3.3.1. Геологические карты.....	44
3.3.2. Геологические разрезы.....	47
Вопросы для самопроверки.....	48
4. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ	49
4.1. Выветривание и рельефообразование.....	49
4.2. Эоловые процессы.....	51
4.3. Флювиальные процессы и формы.....	52
4.4. Подземные воды. Суффозионные и карстовые процессы.....	57
4.5. Гляциальные процессы и гляциальные формы рельефа.....	60
4.6. Морские процессы.....	65
4.7. Склоны, склоновые процессы и рельеф склонов.....	73
4.8. Криогенные процессы.....	79
4.9. Техногенные процессы.....	80
Вопросы для самопроверки.....	82

5. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ	84
5.1. Элементы, формы и типы рельефа земной поверхности.....	84
5.2. Классификация форм рельефа.....	86
5.3. Общая характеристика типов рельефа.....	89
5.4. Типы рельефа.....	92
5.4.1. Холмисто-моренный рельеф.....	92
5.4.2. Долинно-балочный рельеф.....	96
5.4.3. Горный рельеф.....	98
5.4.4. Структурный рельеф.....	102
5.4.5. Карстовый рельеф.....	105
5.4.6. Вулканический рельеф.....	107
5.4.7. Эоловый рельеф.....	110
Вопросы для самопроверки.....	114
6. КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ	115
Вопросы для самопроверки.....	118
ЛИТЕРАТУРА	120

ВВЕДЕНИЕ

Задачей курса является изучение основ геологии и геоморфологии, необходимых студентам при последующем изучении специальных дисциплин и в будущей практической деятельности в качестве геодезиста.

Геология – изучает строение земной коры, состав горных пород, из которых она сложена, процессы, происходящие на поверхности и в недрах Земли, а также историю Земли, а именно процессы, происходящие в земной коре в прошлом, смену физико-географических условий на Земле и историю органической жизни Земли.

Геология – комплекс наук о Земле, она объединяет ряд самостоятельных геологических дисциплин.

Минералогия – наука о свойствах минералов, об условиях их образования и распространения в земной коре.

Петрография – наука, изучающая вещественный состав горных пород.

Геохимия – наука, изучающая вещественный состав земных недр, распределение, взаимодействие и перемещение химических элементов в них.

Историческая геология – занимается изучением истории закономерностей развития земной коры. Тесно связаны с ней науки: палеогеография, палеонтология и стратиграфия. Палеонтология рассматривает последовательность накопления горных пород вместе с содержащимися в них руководящими окаменелостями; стратиграфия – имеет целью установления последовательности образования пластов, их возраст, а палеогеография изучает климат и ландшафты прошлых лет.

Геофизика – позволяет получить обширную информацию о физических явлениях и процессах, протекающих в оболочках Земли и ее ядре.

Космическая геология – занимается разработкой способов использования космических фотографий при составлении карт, прогнозе месторождений полезных ископаемых, при решении вопросов охраны окружающей среды.

Планетология – исследует планеты и спутники Солнечной системы с помощью космических аппаратов.

Геологические процессы обуславливают неровности поверхности земной коры, совокупность которых называется рельефом. Изучениями рельефа земной поверхности, его происхождением, историей развития, составом и современной динамикой рельефа земной поверхности занимается геоморфология.

Курс «Геоморфология и геология» для геодезистов имеет следующие значения:

1. Он знакомит студентов с Землей, как физическим телом, со сложным рельефом земной топографической поверхности, отличающейся от геометрически правильных поверхностей, и является вводным к курсу «Гравиметрия».

2. Изучение курса дает возможность специалистам ориентироваться в геологической и физико-географической обстановке при планировании и производстве топографо-геодезических работ.

3. Курс знакомит студентов геодезической специальности с той областью знаний, где инженерная геодезия имеет особенно большое значение.

4. Знание геоморфологии позволит специалисту грамотно, точно и наглядно изобразить рельеф при производстве съемочных работ.

Рельеф земной поверхности, являющийся основным объектом изучения геоморфологии, подвержен геологическим процессам, постоянно меняющим его внешний облик, отображается на топографических картах и планах. И именно геодезист должен принятыми методами изображения правильно показать и отобразить геологическую историю, которая создала и создает тот или иной тип рельефа, выразить динамику развития рельефа в современное время в зависимости от происходящих геологических процессов.

Создавая государственные, местные и специальные геодезические сети, геодезист невольно сталкивается с процессами внутренней и внешней динамики Земли. Особенно важным при выполнении этих видов работ становится учет сейсмической и тектонической активности, изучение тех внутренних процессов, которые связаны с магматизмом и сейсмическими явлениями района проведения геодезических работ.

Непрерывные изменения рельефа и фигуры Земли приводят к деформации геодезических сетей, земной поверхности, зданий и сооружений и старению топографических карт.

Знание геоморфологических законов, закономерностей развития геологических и техногенных процессов позволяет выявить и научно обосновать сроки обновления геодезических сетей и топографических карт, сроки проведения специальных геодезических наблюдений за деформируемыми объектами. Это повышает значение геоморфологии и геологии для решения не только прикладных, но и фундаментальных геодезических задач.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

1.1. Солнечная система и ее основные особенности

Из многих тысяч Галактик Вселенной наша Галактика – Млечный путь. Это огромное скопление миллиардов звезд. По форме Галактика в разрезе – двояковыпуклая гигантская линза крючковатой структуры. В центре плотность вещества больше, там больше звезд. К краям линзы плотность уменьшается и имеются разрывы, которые имеют вид спиралей. Поэтому Галактика называется спиральной. Диаметр Галактики 100 тысяч световых лет.

Примерно посередине между центральной частью Галактики и ее периферией находится Солнечная система. Она обращается вокруг центра Галактики со скоростью около 200 км/сек и завершает полный оборот по «галактической» орбите примерно за 270 миллионов лет.

В центре нашей планетной системы находится Солнце. В ней сосредоточено 99,87 % всей массы системы. В то же время 98 % момента количества движения сосредоточено в планетах. Солнце имеет диаметр 1,4 млн. км, массу равную $1,98 \cdot 10^{33}$ кг, плотность $1,4 \text{ г/см}^3$. Оно состоит из гелиевого ядра ($T = 15 \text{ млн.}^\circ\text{C}$), зоны радиации ($T = 10 \text{ млн.}^\circ\text{C}$), зоны конвекции ($T = 2 \text{ млн.}^\circ\text{C}$), фотосферы ($T = 8000^\circ\text{C}$), хромосферы ($T = 4000^\circ\text{C}$), солнечной короны – $T = 1,5 \text{ млн.}^\circ\text{C}$.

В структуре Солнца различают внутреннюю часть, или гелиевое ядро с температурой 15 млн. $^\circ\text{C}$ и давлением 300 млрд. земных атмосфер, далее располагаются зоны радиации ($T = 10 \text{ млн.}^\circ\text{C}$) и конвекции ($T = 2 \text{ млн.}^\circ\text{C}$), видимая поверхность Солнца – фотосфера, мощностью до 1 тыс. км и с $T = 8000^\circ\text{C}$. Солнечная поверхность имеет структуру ячеек (гранул), каждая из которых достигает 30 тыс. км в поперечнике.

Внешнюю часть солнечного диска составляет хромосфера – область быстрого повышения температуры – мощностью 10–15 тыс. км. Вспышки, факелы, пятна, протуберанцы демонстрируют непрерывную активность Солнца.

Выше фотосферы и хромосферы располагается солнечная корона мощностью 12–13 млн. км и $T = 1,5$ млн. $^{\circ}\text{C}$, хорошо наблюдаемая во время полных солнечных затмений. Вещество, располагающееся внутри Солнца, под давлением внешних слоев сжимается, и чем глубже, тем сильнее. В этом же направлении увеличивается температура, и, когда она достигает 15 млн. $^{\circ}\text{C}$, происходит термоядерная реакция. В ядре сосредоточено более 50 % массы Солнца.

Внутренняя структура Солнца представлена на рис.1.

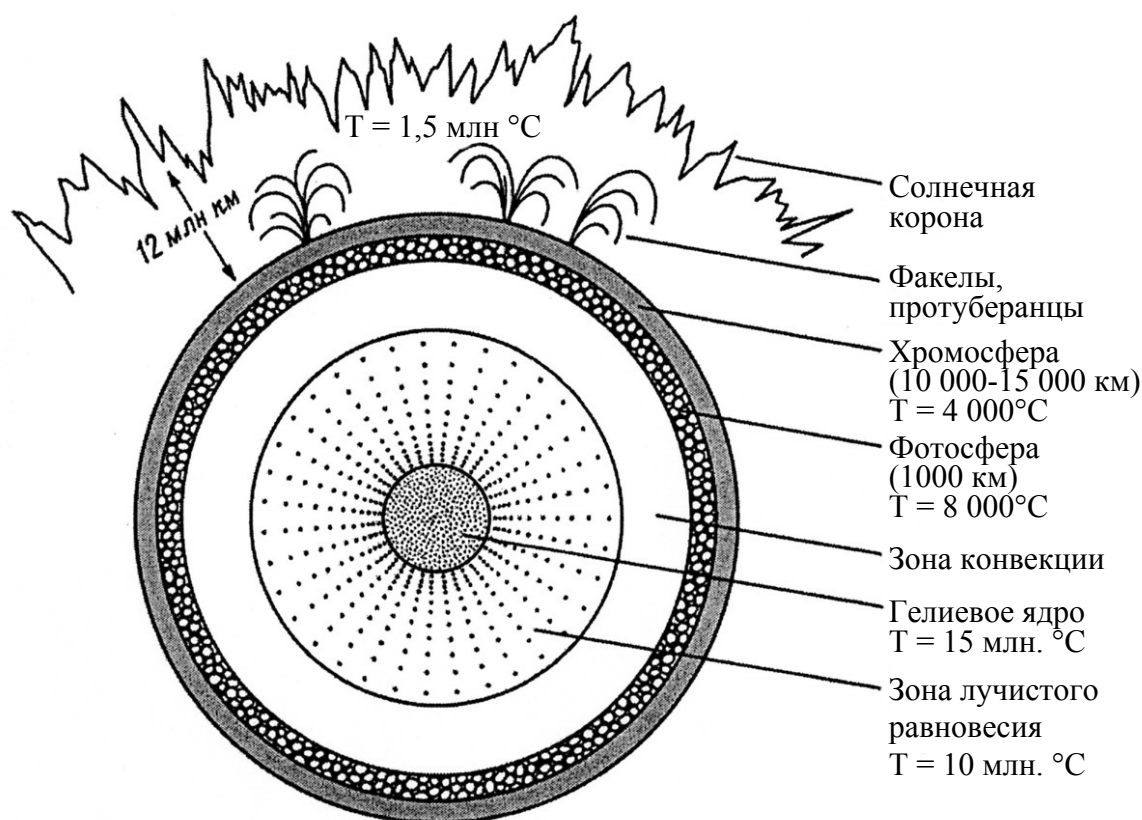


Рис. 1. Внутренняя структура Солнца

Выделение энергии Солнца, как и температура остается практически неизменной на протяжении 5 млрд. лет. Атомного горючего (H – 73 %, He – 25 %, Fe – 2 %, Mg и др.) должно хватить еще на 5 млрд. лет.

Тепло и свет Солнца оказывают большое влияние на земные процессы: климат, гидрологический цикл, выветривание, эрозию, существование жизни.

Тонкий озоновый экран задерживает на высотах около 30 км ультрафиолетовое излучение, давая возможность существование жизни.

Ультрафиолетовая радиация в общем балансе составляет 7 %, световая – 46 %, инфракрасная – невидимая для глаз – 47 %.

Вокруг Солнца вращается 9 планет. Меркурий, Венера, Земля и Марс, ближайшие к Солнцу планеты относятся к планетам земной группы (рис. 2). Далее, за поясом астероидов, располагаются планеты внешней группы – гиганты Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и маленький Плутон, открытый в 1930 г: Расстояние от Солнца до Плутона равно 40АЕ. (1АЕ = 150 млн. км, равно расстоянию от Земли до Солнца).

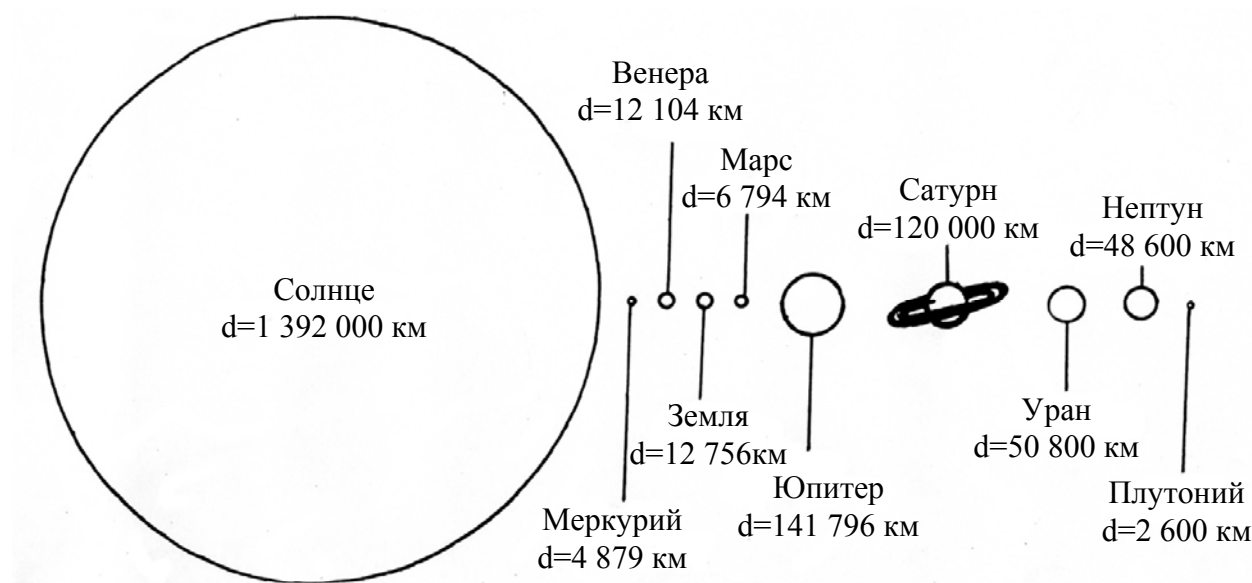


Рис. 2. Сравнительные размеры Солнца и планет

Знание о строении планет представляет большой интерес для геологов, так как их внутренняя структура довольно близка к нашей планете.

Планеты земной группы состоят в основном из твердых материалов с плотностью 3,35 – 5,62 г/см³. Внешние планеты имеют плотность от 0,75 до 1,56 г/см³, что свидетельствует об их газовом составе.

Другие особенности Солнечной системы:

1. Орбиты больших планет – эллипсы близкие к окружностям. Астероиды движутся по вытянутым эллипсам. Орбиты комет сильно вытянутые эллипсы.
2. Плоскости орбит 8 больших планет и плоскость солнечного экватора почти совпадают между собой.
3. Почти все вращения планет (вокруг Солнца и вокруг собственной оси) в Солнечной системе происходят в одном направлении.

4. В расстояниях планет от Солнца наблюдается определенная закономерность, каждая последующая планета отстоит от Солнца в два раза дальше, чем предыдущая.

Образование Солнца и планет – один из фундаментальных вопросов естествознания. Этим занимается наука – космогония, которую сформировали И. Кант и П. Лаплас. Они показали, что так как движение всех планет подчинено одному закону, то и образование их должно также происходить по единому закону. Они высказали идею газопылевой туманности, из которой и сформировались планеты. Современные представления о формировании Солнечной системы выглядят следующим образом (рис. 3).

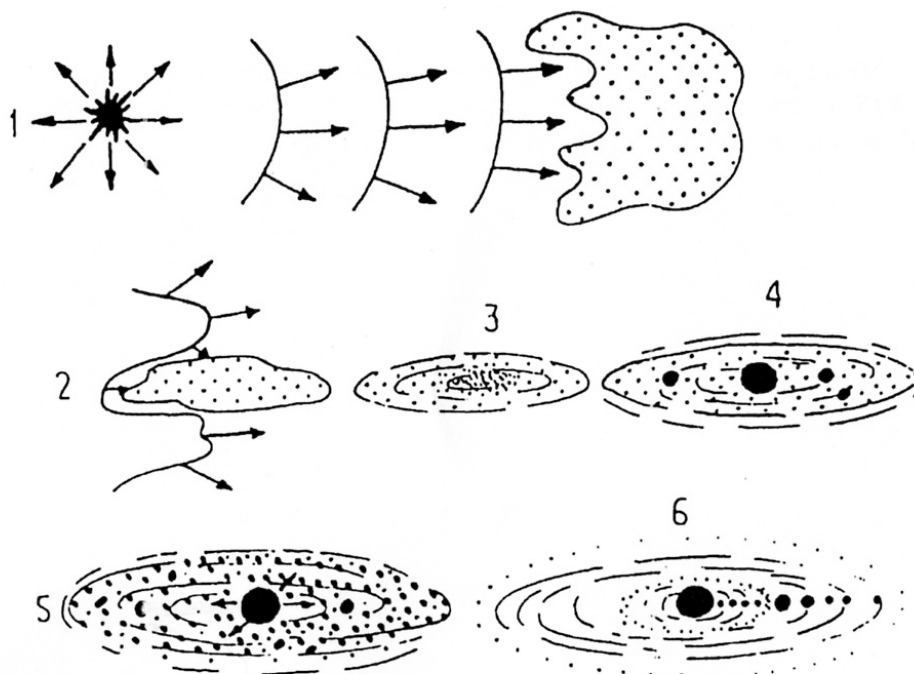


Рис. 3. Формирование Солнечной системы:

1 – взрыв сверхновой звезды порождает ударные волны, воздействующие на газопылевое облако (ГПО); 2 – ГПО начинает фрагментироваться и сплющиваться, закручиваясь при этом; 3 – первичная солнечная небула; 4 – образование Солнца и гигантских, богатых газом планет – Юпитера и Сатурна; 5 – сильный ионизированный газ – солнечный ветер – сдувает газ из внутренней зоны системы и с мелких планетезималей; 6 – образование внутренних планет из планетезималей в течение 100 млн. лет и формирование облаков Оорта, состоящих из камней

Строение Луны. Это единственный спутник Земли, обращенный к ней одной и той же стороной и вращающийся вокруг нашей планеты по законам Кеплера. Вокруг оси Луна вращается равномерно и время обращения равно звездному месяцу (27 суток 7 часов 43 минуты). Известно, что влияние Луны

вызывает приливы на Земле, но так как Земля в 81 раз массивнее Луны, то и приливы на Луне намного сильнее. Центр масс двойной системы находится в 4750 км от центра масс Земли внутри планеты. Поверхность Луны занимают моря (17 %) и материки 83 %. Поверхность Луны покрыта рыхлым грунтом – реголитом, образовавшимся при ударе метеоритов и раздроблении коры 4 млрд. лет назад.

Сила тяжести на Луне равна 1/6 земной, но у нее есть сильное магнитное поле неизвестного происхождения. Луна ежегодно удаляется от Земли примерно на 2 см.

Существуют 3 главные гипотезы о происхождении Луны. Первая – Луна отделилась от Земли, вторая – Луна была захвачена уже «готовой» силами притяжения Земли, третья – Луна образовалась вместе с Землей из роя планетезималей. Ученые из США показали, что Луна образовалась в результате столкновения Земли по касательной с космическим телом размером с Марс. Выброшенные в космос обломки стали вращаться по круговой орбите, слипаясь в шаровидное тело – Луну.

1.2. Земля и ее геосферы

Диаметр Земли 12756 км; плотность 5510 кг/м³; период вращения 23 час. 56 мин. 04 сек.; период обращения вокруг Солнца 365,26 суток, площадь поверхности 510 млн. км².

Форма Земли зависит от совместного действия сил гравитации и центробежных сил. Равнодействующая этих сил называется силой тяжести.

Принято считать, что Земля имеет две поверхности: физическую созданную твердой оболочкой Земли и уровенную Мирового океана. Из 510 млн. км² общей площади Земли 71 % занимает океан. Поверхность воды в нем под действием силы тяжести образует уровенную поверхность, перпендикулярную в каждой точке направлению силы тяжести (отвесной линии). Если уровенную поверхность мысленно продолжить под материками, образуется фигура, называемая геоидом (рис. 4 а). Из-за неравномерного рас-

пределения масс с различной плотностью внутри Земли геоид имеет сложную форму. Поэтому за математическую фигуру для Земли принимают эллипсоид вращения или Земной эллипсоид (рис. 4 б), наиболее приближенный к геоиду. Он характеризуется величинами большой a и малой b полуосей, а также полярным сжатием $\alpha = (a - b) / a$. В Республике Беларусь с 1946 г. используется эллипсоид Ф.Н. Красовского. Его размеры: $a = 6378245\text{м}$, $b = 6356863\text{м}$, $\alpha = 1/298,3$.

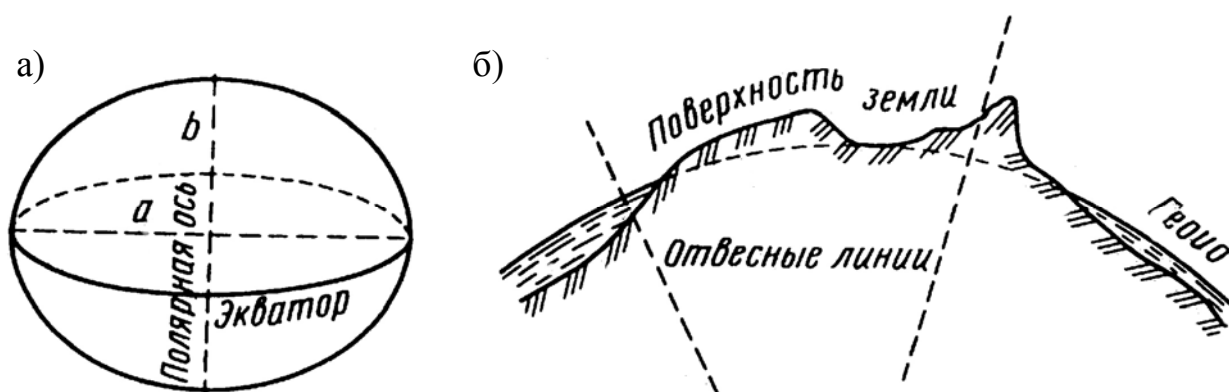


Рис. 4. Земной эллипсоид (а) и геоид (б)

Температура Земли на поверхности зависит от тепла, получаемого от Солнца, обеспечивающего температурный режим ее поверхности на 99,5 %, только 0,5 % приходится на энергетический фактор радиоактивности Земли и повышения температуры ее недр.

Неглубоко под земной поверхностью находится слой среднегодовых постоянных температур. Глубже распределения температур сложное, неравномерное и для каждого района различное. Мерой повышения температуры с глубиной является геотермальная ступень – расстояние по вертикали, при погружении на которую температура повышается на 1°C .

Выделяют несколько источников тепловой энергии Земли. Это радиационное тепло, химико-плотностная дифференциация вещества геосфер Земли и приливное течение.

Гравитационное поле Земли выражается в распределении силы тяжести в Земле и на ее поверхности. На распределение силы тяжести влияют форма земной поверхности, состав горных пород, залегающих в недрах Земли, вы-

сота точки наблюдения над уровнем моря. На каждый метр высоты сила тяжести уменьшается на 0,308 миллигала ($0,308 \text{ см/с}^2$). В направлении от поверхности вглубь Земли сила тяжести возрастает в среднем на один миллигал на каждые 12 метров. Она достигает максимума на глубине 2900 м (на границе Гутенберга), резко уменьшается и в центре Земли равна нулю.

Сила тяжести зависит от плотности пород, которая изменяется, как на поверхности Земли, так и в глубину. Это обстоятельство позволяет строить карты равного значения силы тяжести для различных участков земной поверхности. Такие карты называются гравиметрическими. Они используются при поисках редких полезных ископаемых и в научных целях.

Электрическое поле Земли представлено отрицательным зарядом в верхних слоях Земли, положительным – в верхних слоях атмосферы. Нижний слой атмосферы выступает как изолятор. Напряженность электрического поля не постоянна и изменяется в течение суток, времен года, активности Солнца, атмосферных явлений и изменения магнитного поля Земли. Источник происхождения электрического поля Земли – вращение ее оболочек и конвекционное перемещение внутреннего вещества Земли. При этом механическая энергия перемешивающегося вещества системы накапливает возникающие токи и связанный с ними магнетизм.

Земля представляет собой магнит, полюса которого не совпадают с географическими полюсами земного шара. Так северный магнитный полюс расположен на полуострове Беотия (Северная Канада), а южный – на северо-восточной оконечности Земли Виктории, на материке Антарктида. Положение магнитных полюсов меняется с течением времени в связи с вековыми изменениями магнитного поля Земли.

Важной характеристикой магнитного поля Земли является его напряженность, которая измеряется в эрстедах.

Все элементы земного магнетизма для данной точки Земли испытывают периодические изменения: суточные, годовые, вековые.

Сеть линий магнитного поля Земли подвержена изменениям в более короткие периоды. Это – магнитные бури. Их возникновение связывают обычно с солнечной активностью. Отмечается, что годичный максимум име-

ет место в равноденствие, минимум в июле. Замечена также связь магнитных бурь с землетрясениями.

Особого внимания геологов заслуживает изменение напряжения магнитного поля на отдельных участках, выражающееся в нарушении правильности расположения изолиний на карте. Это магнитные аномалии.

Положительные аномалии указывают на залежи в глубине Земли руд (обычно магнитных руд железа).

Магнитное поле Земли и окружающего пространства в жизни планеты имеет важное значение. Оно предохраняет Землю от магнитных солнечных бурь. Пространство, в котором проявляется напряженность магнитного поля, называется магнитосферой. Со стороны, обращенной к Солнцу, магнитосфера сжата магнитным полем и магнитным давлением солнечного ветра. Под действием солнечного ветра магнитосфера приобретает резко асимметричную форму. Магнитосфера вместе с радиационными поясами служат щитом от уничтожающего действия корпускулярного излучения Солнца и межпланетного магнитного поля.

Самая глубокая скважина на Земле, пробуренная на Кольском полуострове недалеко от Мурманска, достигла всего лишь 12200 м (это всего лишь поверхностный слой).

Сейсмический метод находится в ряду других геофизических методов, но для познания глубин Земли он один из самых важных.

Земная кора ограничивается снизу четкой поверхностью скачка скоростей волн – Р (продольных) и S – поперечных. Это поверхность Мохоровичича (Мохо) находится на глубине 1000 м.

Вторая глобальная сейсмическая граница находится на глубине 2900 км. Это граница Б. Гутенберга, которая отделяет мантию Земли от ядра.

Астеносфера – это слой, который отличается от выше – и ниже лежащих слоев верхней мантии. Его особенность – возможное плавление вещества в пределах 1–2 %, что обеспечивает понижение вязкости и увеличение электропроводимости. Его мощность и глубина сильно изменяются. В современных геотектонических представлениях этому слою отводится роль свое-

образной смазки, по которой могут перемещаться вышележащие слои мантии и коры (рис. 5).

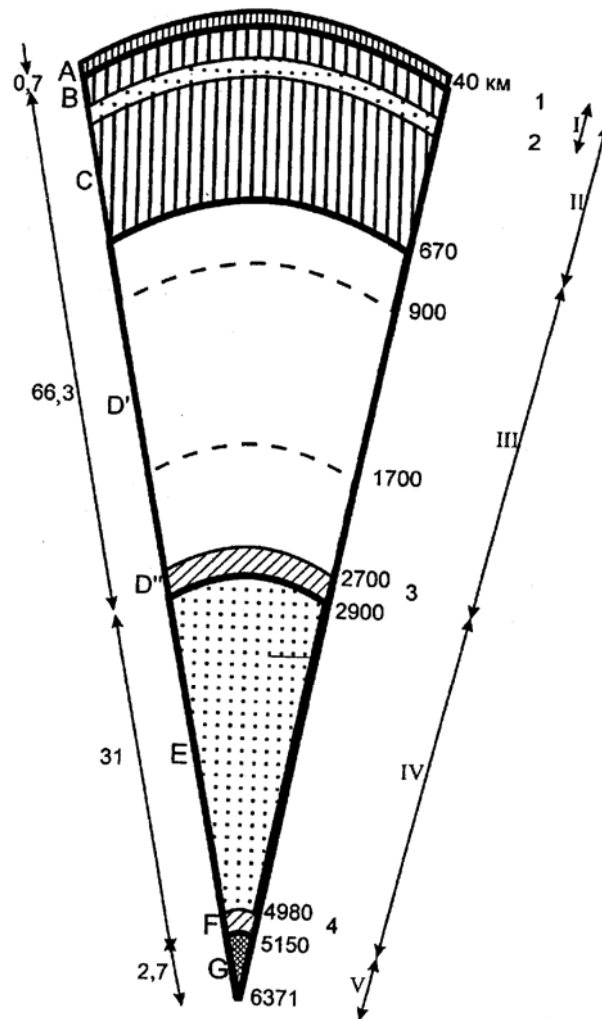


Рис. 5. Внутреннее строение Земли:

I – литосфера; II – верхняя мантия; III – нижняя мантия (пунктиром показаны уровни второстепенных разделов); IV – внешнее ядро; V – внутреннее ядро; 1 – земная кора; 2 – астеносфера; 3 и 4 – переходные слои; цифры слева – доля геосфер в процентах от объема Земли; буквы слева – геосферы по К. Буллену

Земная кора и часть верхней мантии над астеносферой называется литосфера. Она холодная, жесткая и может выдерживать большие нагрузки. Литосфера составляет около 0,8 % массы Земли. Литосферу и астеносферу объединяют в тектоносферу, как область проявления тектонических и магматических процессов (см. рис. 5).

Средняя плотность горных пород на поверхности равна 2700–2800 кг/м³. Плотность возрастает с глубиной. Верхи мантии под границей Мохо характеризуются плотностью 3300–3400 кг/м³. В нижней мантии от

5500 кг/м³ до 10000–11500 кг/м³ в низах мантии (совпадает с границей Гутенберга). Величина плотности во внутреннем ядре до 14000 кг/м³. 33 % массы и 17 % объема Земли занимает ядро.

В строении поверхности Земли участвует гидросфера. Основную часть ее 93,8 % составляют воды Мирового океана. Заметную роль в составе гидросферы (4,5 %) играют подземные воды, общая масса ледника (1,5 %) и небольшую (0,2 %) составляет пресные воды рек и озер на континентах. Вода занимает почти 71 % площади Земного шара.

Атмосфера – воздушная оболочка Земли. Нижний ее слой-тропосфера имеет мощность от 8 км (на полюсах) до 20 км (на экваторе). В тропосфере содержится от 50 до 70 % массы всей атмосферы и 90 % массы всего воздуха. К верхней границе тропосферы температура постепенно уменьшается на 6,0–6,5°С на каждые 1000 м и достигает – 57°С.

Вторая оболочка атмосферы – стратосфера находится на высоте 85 км, где температура достигает – 90°С. В нижней ее части в интервале 20–40 км выделяется слой с повышенным содержанием озона. Он поглощает большую часть ультрафиолетовых лучей и повышает температуру до 25°С.

Пограничный слой между материковыми поднятиями и гидросферой с одной стороны, и атмосферой с другой стороны, занимает биосфера. Этот слой включает в себя все живое население планеты (животный и растительный мир). Влияние биосферы неоспоримо. Организмы биосферы видоизменяют химический состав атмосферы за счет поставки в него минеральных веществ из земной коры и гидросферы, выступают как экзогенный геологический агент, загрязняют планету.

Химический и минералогический состав геосфер Земли определен только в пределах земной коры.

Различают два типа земной коры: континентальную и океаническую. Континентальная состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев; океаническая – из осадочного, базальтового и габбросерпентинитового слоев.

Верхний слой континентальной коры состоит из гранитов и метаморфических пород, обнажающихся на кристаллических щитах древних платформ.

Среди осадочных пород преобладают песчаные и глинистые сланцы (до 80 %), среди метаморфических – гнейсы и кристаллические сланцы.

В океанической коре преобладают базальты (до 98 %). Самыми распространенными минералами земной коры являются полевые шпаты, кварц, слюда, глинистые минералы.

Состав верхней и нижней мантии может быть определен только предположительно. Верхняя мантия ниже границы Мохо сложена ультраосновными породами, обогащенными Fe и Mg. Много эклогитов, образуемых при высоких давлениях.

Основными минералами вещества верхней мантии являются оливин и пироксены. Химический состав при этом не меняется.

1.3. Минералы и горные породы

Минералы. Слово минерал происходит от латинского минера, что означает кусок руды.

Все вещество земной коры и мантии Земли состоит из минералов. Все горные породы также состоят из минералов или продуктов их разрушения.

Минералы – твердые продукты, образовавшиеся в результате природных физико-химических реакций, происходящих в литосфере, обладающие определенным химическим составом, кристаллической структурой, что определяет их определенные физические свойства.

Количество минералов в составе земной коры превышает 2500 видов. Наиболее известные физические их свойства: твердость, блеск, цвет, излом, спайность, цвет черты и т.п.

Твердость – способность сопротивляться механическому воздействию. Определяется царапанием минералом-эталоном минерала, твердость которого определяется. Относительная шкала твердости состоит из 10 минералов –

эталонов: тальк (1), гипс (2), кальций (3), флюорит (4), апатит (5), полевой шпат (6), кварц (7), топаз (8), корунд (9), алмаз (10).

Блеск – способность отражать цвет. Делятся на минералы с металлическим блеском и с неметаллическим блеском. 70 % минералов обладают неметаллическим блеском: алмазный (киноварь), стеклянный (кварц и большинство минералов), жирный (сера), шелковистый (асбест), перламутровый (тальк).

Цвет – способность поглощать ту или иную часть спектра.

Излом – поверхность раскола, прошедшая в минерале не по спайности.

Спайность – способность минералов при ударе раскалываться по определенным направлениям.

Плотность. По плотности минералы подразделяются на 4 группы: легкие – 2,5; средние – 2,5 до 4,0; тяжелые – от 4,0 до 8,0 и очень тяжелые – более 8,0 г/см³.

Горючесть, запах, вкус, шероховатость, жирность, оптические свойства минералов также являются достаточно важными диагностическими признаками при определении минералов.

Определяя природу образования минералов, можно раскрыть генезис горных пород.

Минералообразование может происходить в результате эндогенных, экзогенных или метаморфических процессов. В настоящее время насчитывается около 2-х тысяч естественных минералов, которые могут классифицироваться по различным признакам. Наиболее распространенная классификация по химическому составу. Главнейшие классы минералов по этому признаку: силикаты (около 800 минералов), сульфиды и сульфаты (около 200 минералов), галогены (около 100 минералов), самородные минералы (около 90) и другие.

Минералы, наиболее часто участвующие в образовании горных пород называются породообразующими (около 100).

Природные минеральные агрегаты, слагающие самостоятельные геологические тела, образующие земную кору, называются горными породами.

Горные породы по своему происхождению (генезису) делятся на 3 класса: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические образуются в процессе застывания расплавов (магмы), находящихся в недрах земной коры под большим давлением.

Осадочные породы образуются в результате разрушения на поверхности Земли ранее существовавших пород и последующего отложения и накопления этого разрушения.

Метаморфические породы – результат метаморфизма, т.е. преобразования ранее существовавших магматических и осадочных горных пород под влиянием резкого изменения температуры, давления и т.п.

По составу горные породы бывают мономинеральными, состоящими из одного минерала и полиминеральными, состоящих из нескольких минералов. Магматические горные породы характеризуются определенной структурой и текстурой. Под структурой понимают строение породы, обусловленной формой и размерами слагаемых ее минералов. Структура характеризует условия образования горных пород. Наиболее распространенные виды структур: кристаллическая, стекловатая и порфировая.

Под текстурой понимают порядок расположения составных частей породы и ее плотность. Различают массивную, сланцевую, миндалевидную, флюидальную и другие текстуры магматических горных пород.

По условиям образования магматические породы делятся на интрузивные и эффузивные.

Осадочные породы, занимающие по площади три четверти суши, образовались в основном, в результате выветривания магматических и метаморфических пород и по своему происхождению делятся на обломочные (терригенные), химические, органические и глинистые. Для осадочных пород характерна слоистость. Текстура пород может быть как плотной, так и рыхлой. Породам свойственна трещиноватость. Выделяют структуры: кристаллическую, зернистую и органогенную.

Метаморфические породы образуются из пород всех классов при их изменении, вызванном высокой температурой и давлением.

Для метаморфических пород различают следующие структуры: обломочная (катакластическая), кристаллобластовая, порфиробластовая, гранобластовая, лепидобластовая и нематобластовая. Характерными текстурами для метаморфических пород являются: полосчатая и сланцевая, плейчатая, пятнистая (очковая) и массивная.

Вопросы для самопроверки

1. Расскажите о внутренней структуре Солнца и его параметрах.
2. Расскажите о строении Солнечной системы.
3. Перечислите основные особенности Солнечной системы.
4. Приведите характеристику форм и размеров Земли.
5. Как изменяется плотность, температура и гравитационный режим от поверхности до центра Земли.
6. Дайте краткую характеристику гипотезы И. Канта и П. Лапласа о происхождении Земли и планет Солнечной системы.
7. Дайте характеристику строения земной коры под материками и океанами.
8. Расскажите о физических свойствах минералов.
9. Как классифицируются магматические горные породы?
10. Как классифицируются осадочные горные породы?
11. Дайте определение структуры горных пород.
12. Дайте определение текстуры горных пород.
13. Расскажите о строении литосферы.
14. Расскажите о строении земной коры.

2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РЕЛЬЕФ

2.1. Тектонические движения

Процессы внутренней динамики Земли носят название эндогенных процессов. Они возникают в результате высвобождения энергии химико-плотностной дифференциации вещества, энергии вращения Земли, а также силы сжатия и растяжения в земной коре. Эти виды энергий и силы, располагающиеся в недрах Земли, получили название тектонических. Они формируют облик планеты, вызывают различные изменения в условиях залегания горных пород, формируя различные формы и типы рельефа земной поверхности, образуют складки и разрывы в породах, приводят к перемещению больших участков земной коры по разрывам.

Различают три типа тектонических движений: колебательные (эпейрогенические), складчатые (орогенические) и разрывные.

Колебательные движения отражаются в наступлении (трансгрессии) и отступлении (регрессии) моря.

Признаки поднятия Земной поверхности:

- 1) береговые террасы и волноприбойные ниши;
- 2) следы жизнедеятельности сверлящих моллюсков;
- 3) осушение дельты реки;
- 4) выступающие подводные камни;
- 5) осушение гавани.

Признаки опускания Земной поверхности:

- 1) резкое поднятие уровня рек;
- 2) наличие подводных долин в устьях рек;
- 3) подводное продолжение (фиордов).

Выделяются следующие виды тектонических движений: поверхностные, глубинные, сверхглубинные и планетарные.

Поверхностные движения проявляются в осадочном чехле литосферы. Они приводят к деформации пластов, к смятию осадочных образований в складки гра-

витационного скольжения, оползневые процессы. Разновидностью поверхностных движений можно считать и техногенные процессы, приводящие к деформации земной поверхности.

Глубинные движения проявляются в пределах астеносферы и литосферы. Их возникновение обуславливается изостазией, фазовыми переходами вещества, изменениями в астеносферном слое верхней мантии. На глубинные движения определенное влияние оказывают и внешние ротационные силы. В результате проявления глубинных вертикальных движений происходит дифференциация континентов и океанов, платформ и геосинклиналей на положительные и отрицательные структурные элементы различных порядков. Горизонтальные глубинные движения могут отмечаться по границам различных слоев литосферы и приводить к образованию взбросов, надвигов, сдвигов и пластичных складчатых форм.

Сверхглубинные движения возникают у нижней границы мантии с внешней оболочкой ядра. Причинами их возникновения можно считать процессы дифференциации мантии с выделением железосодержащих соединений. Движение мантийного вещества приводит к проявлению на поверхности Земли сверхглубинных тектонических движений, которые проявляются преимущественно как горизонтальные. Зарождение планетарных тектонических движений, по-видимому, происходит в земном ядре как результат изменения его объема, и сами движения охватывают всю планету в целом.

2.1.1. Тектоника литосферных плит – современная геологическая теория

Основная идея этой новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т.е. верхней оболочки Земли, включающей земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на семь самостоятельных крупных плит (рис. 6).

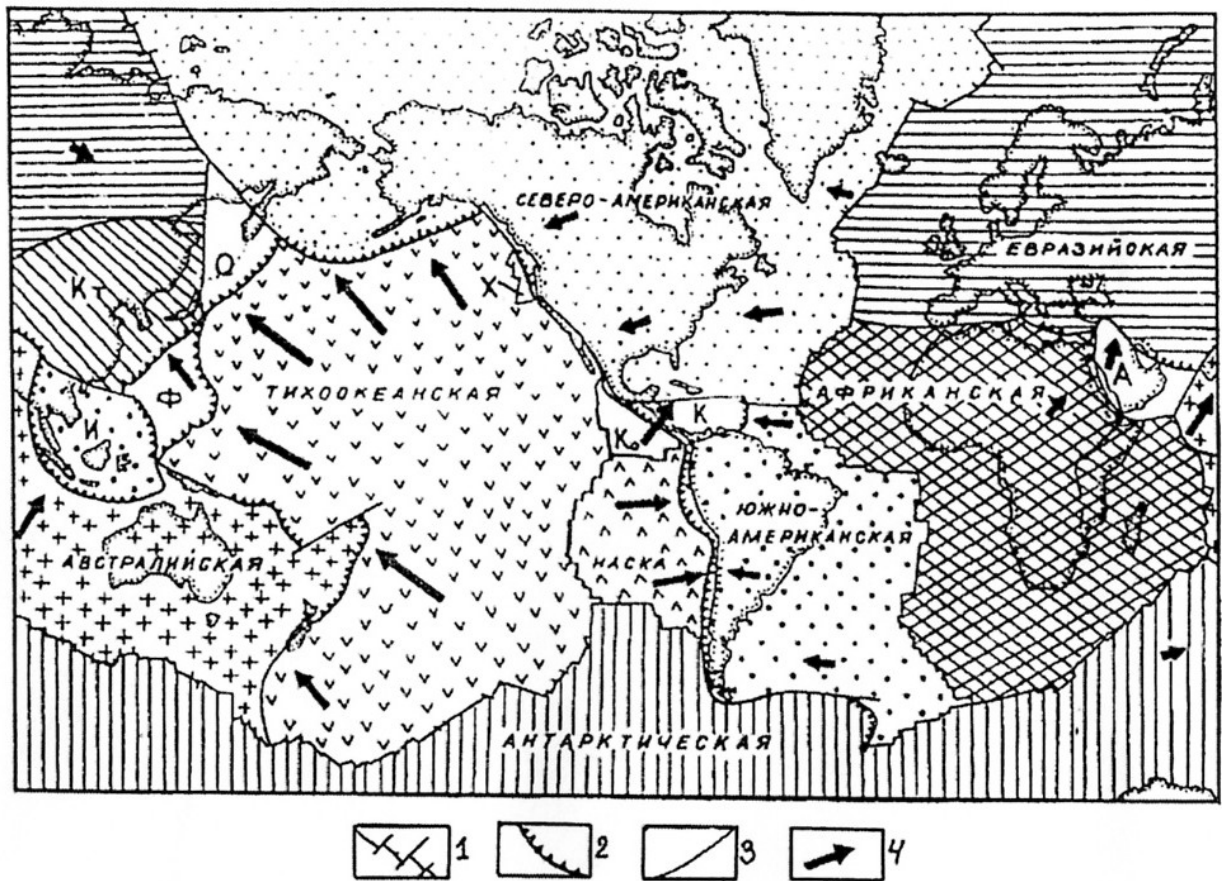


Рис. 6. Основные литосферные плиты (по В.Е. Хаину и М.Г. Ломизе):
 1 – оси спрединга (дивергентные границы); 2 – зоны субдукции (конвергентные границы); 3 – трансформные разломы; 4 – векторы «абсолютных» движений литосферных плит. Малые плиты: X – Хуан-де-Фука; Ко – Кокос; К – Карибская; А – Аравийская; Кт – Китайская; И - Индо-китайская; О – Охотская; Ф – Филиппинская

Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая, там постоянно происходят землетрясения. Следовательно, краевые зоны плит испытывают большие напряжения, т.е. перемещаются относительно друг друга. В одних случаях это растяжение (расхождение) вдоль оси срединно-океанических хребтов, где развиты глубокие ущелья (рифты). Подобные границы называются дивергентными (рис. 7).

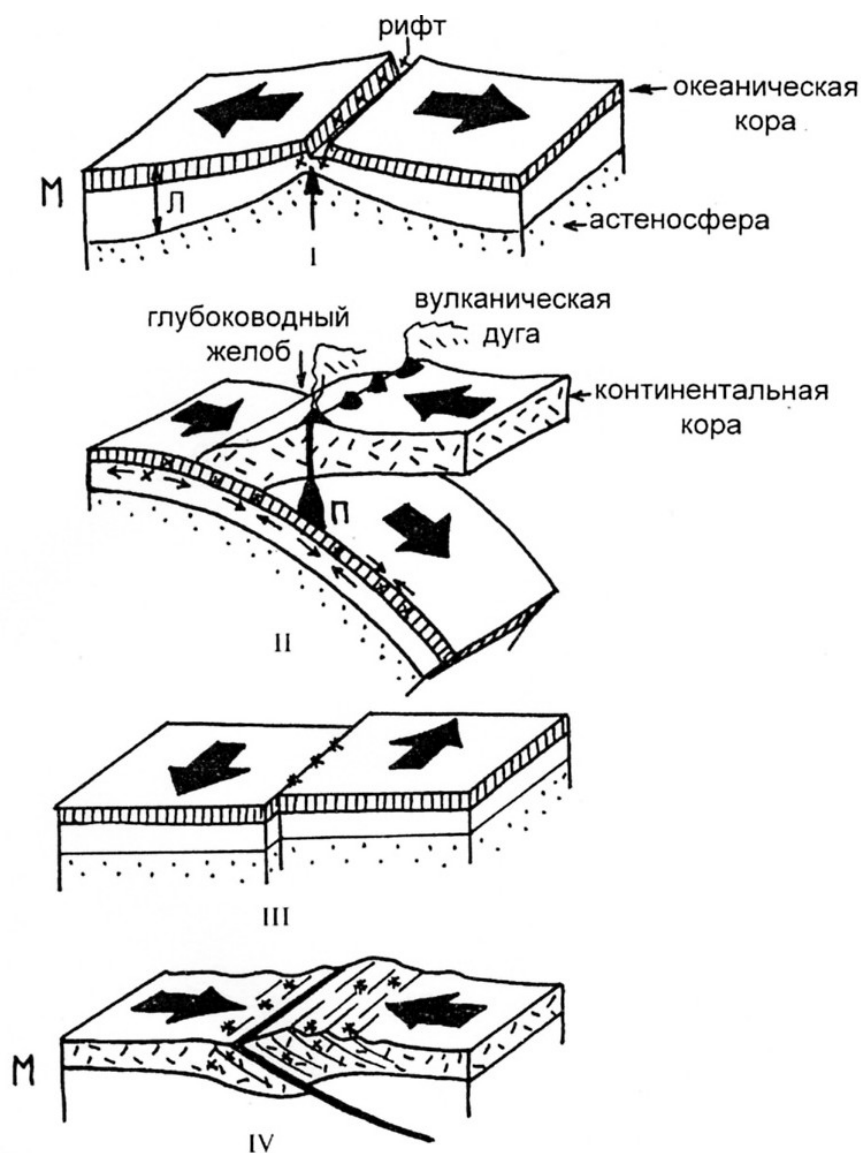


Рис. 7. Типы границ литосферных плит:

I – дивергентные границы. Раскрытие океанских рифтов, вызывающих процесс спрединга: М – поверхность Мохоровичича, Л – литосфера. II – конвергентные границы. Субдукция (погружение) океанической коры под континентальную: тонкими стрелками показан механизм растяжения – сжатия в гипоцентрах землетрясений (звездочки); П – первичные магматические очаги. III – трансформные границы; IV – коллизионные границы

На других границах плит в очагах землетрясений наоборот происходит тектоническое сжатие, т.е. литосферные плиты движутся навстречу друг другу со скоростью 10-12 см/год. Такие границы называются конвергентными. Их протяженность 60 тыс. км.

Существует еще один тип границ литосферных плит, где они смещаются относительно друг друга. Они называются трансформными, т.е. передают движение от одной зоны к другой.

Причина перемещения литосферных плит – конвективный перенос вещества мантии на поверхность. При этом океаническое дно как бы наращивается. Такой процесс получил название спрединга. Скорость нарастания от 1мм до 18см/год (установлено геодезическими методами).

Когда был установлен процесс спрединга, то были открыты и конвергентные зоны и названы они субдукцией. Располагаются они по краям Тихого океана и на востоке Индийского. Тяжелая и легкая океаническая литосфера, подходя к более толстой и легкой континентальной, уходит под нее. Если в контакт входят две океанические плиты, то погружается более древняя. При этом возникают трения, переходящие в землетрясения.

При столкновении, 2-х континентальных плит образуется горно-складчатый пояс. Так возникли Гималайские горы, когда 50млн. лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Так сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Под действием тектонических сил первоначально горизонтально залегающие слои сжимаются в складки. Процесс складкообразования приводит к возникновению горных систем, характеризующихся горным и структурным типами рельефа.

Положение пласта породы или свиты пластов (группы пластов одного геологического возраста в пространстве) определяется элементами залегания пласта (ЭЗП). К этим элементам относятся простирание, азимут простирания и угол падения пласта. Линией простирания называется след пересечения горизонтальной плоскости с плоскостью кровли или подошвы пласта. Линия, перпендикулярная линии простирания, лежащая в плоскости пласта, называется линией падения пласта и указывает направление максимального угла наклона. Азимут простирания – это горизонтальный угол между линией простирания и магнитным меридианом. Угол падения – это максимальный угол наклона пласта к горизонтальной поверхности. Элементы залегания пласта определяются с помощью геологического компаса.

Под действием тектонических сил первоначально горизонтально залегающие осадочные образования деформируются (дислоцируются) т.е. изменяют свое

первоначальное положение. Изменения могут происходить без разрыва сплошности образований (пласта, слоя) и с разрывом. Первые из них носят название пликативных нарушений (дислокация), вторые – дизъюнктивных. Основными типами пликативных нарушений являются: синклиальная, антиклиальная, моноклиальная, флексурная и сундучная складки (рис. 8).

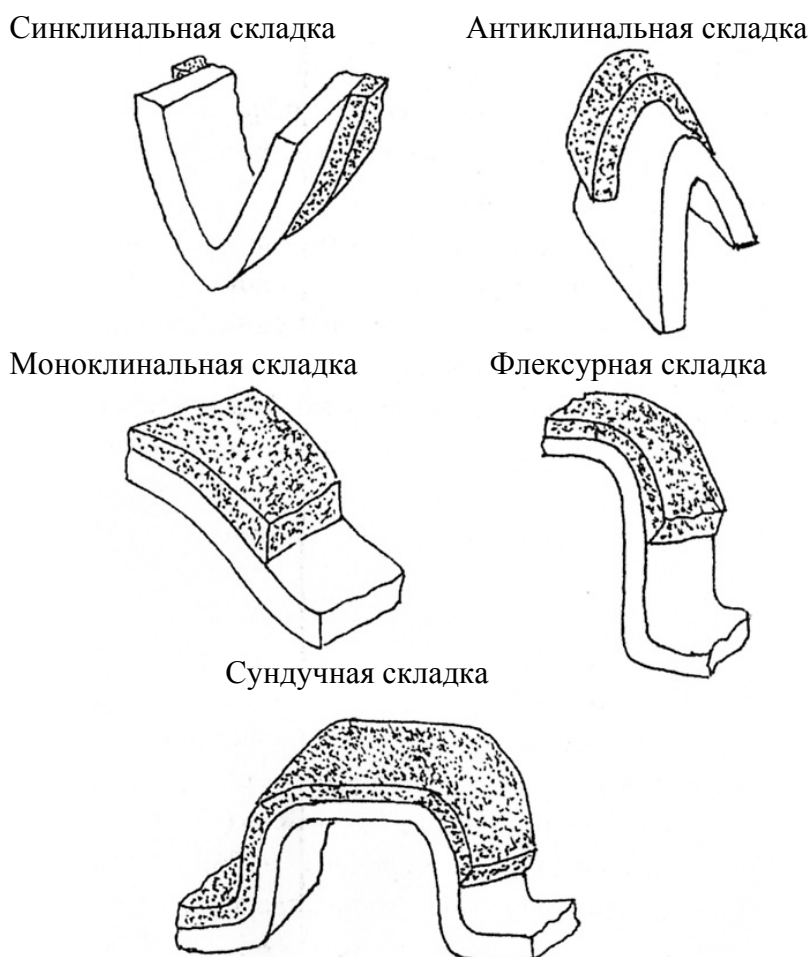


Рис. 8. Основные типы пликативных нарушений (складок)

Элементы складок:

- 1) свод (замок) антиклиальных складок, мульда – у синклиальных – место перегиба слоев;
- 2) крылья – сходящиеся в своде или мульде боковые участки изогнутого слоя, определяющие границы распространения складки;
- 3) основная плоскость (поверхность) – воображаемая плоскость, делящая угол между крыльями;

- 4) ось складки – след пересечения дневной поверхности с осевой плоскостью;
- 5) шарнир – след пересечения осевой плоскости с любым из слоев складки;
- 6) ядро – внутренняя часть складки, прилегающая к осевой плоскости.

К основным дизъюнктивным типам нарушений относятся: сбросы, взбросы, надвиги, горсты и грабены (рис. 9).

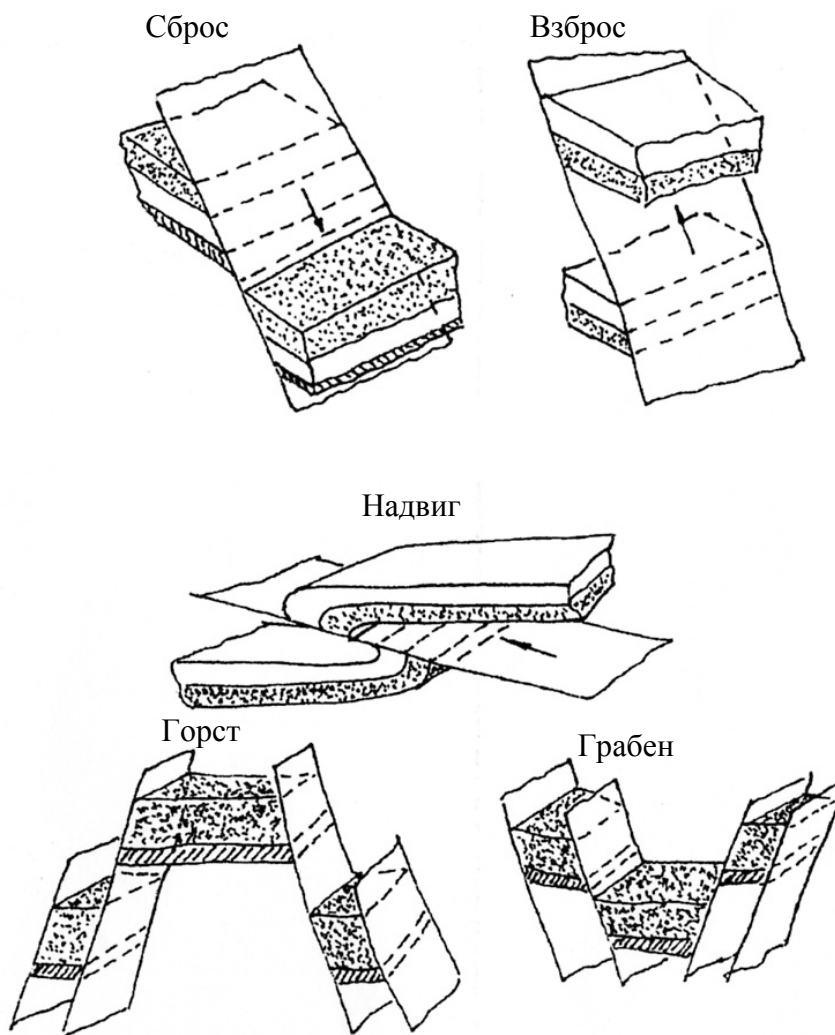


Рис. 9. Основные типы дизъюнктивных нарушений

Эти типы нарушений образуются, когда внешние силы превосходят предел прочности и в них образуются разломы и трещины со смещением разорванных частей (крыльев) пластов по трещине (сместителю).

2.1.2. Новейшие тектонические движения земной коры и их влияние на рельеф

В настоящее время установлено, что главная роль в формировании основных черт современного рельефа эндогенного происхождения принадлежит – новейшим тектоническим движениям. Это движения, имели место в неоген-четвертичное время. Так, областям слабых вертикальных положительных движений в рельефе соответствуют равнины (Восточно-Европейская), плато, плоскогорье.

Областям интенсивных тектонических погружений соответствуют низменности с мощной толщей осадков неоген-четвертичного возраста (Прикаспийская низменность).

Областям интенсивных положительных тектонических движений соответствуют горы: т.е. их рельефообразующая роль проявилась в деформации топографической поверхности, в создании положительных и отрицательных форм рельефа разного порядка. Они контролируют расположение на поверхности Земли областей сноса и аккумуляции с преобладанием денудационного аккумулятивного рельефа. Скорость, амплитуды и контрастность новейших движений влияют на интенсивность проявления экзогенных процессов, а также находят отражение в морфологии и морфометрии рельефа.

Разнообразие соотношений между рельефом и геологическими структурами (прямое, обращенное) характерно для мелких структур. Крупные структуры находят прямое выражение в рельефе.

Формы рельефа, обязанные своим происхождением неотектоническим структурам, называются морфоструктурами.

Данными, которыми располагают геологи, свидетельствуют о том, что земная кора испытывает деформации практически всюду и разного характера: колебательные, складкообразовательные, разрывообразовательные.

Примеры: Северная Америка, Фенноскандия испытывают поднятие до 10 мм в год. Альпы за неоген-четвертичное время поднялись на 4 км, Памир на 5 км, Куро-Араксинская низменность испытывает погружение.

Геоморфологические признаки проявления неотектонических движений: образование морских и речных террас и их деформации; пропиливание рекой возникшего на ее пути тектонического поднятия.

Косвенные признаки: участки тектонического поднятия характеризуются увеличением густоты и глубины эрозионного расчленения. Здесь долины уже, склоны круче, резкие изменения направления течения в плане.

Кроме новейших тектонических движений, различают современные движения, под которыми понимают движения, проявившиеся в историческое время и проявляющиеся сейчас. Об их существовании свидетельствуют многие историко-археологические данные, а также данные повторных нивелировок. Отмечено в ряде случаев большие скорости этих движений, которые диктуют необходимость их учета при строительстве долговременных сооружений – каналов, нефте- и газопроводов и др.

2.2. Магматизм и рельефообразование

Совокупность всех геологических процессов, движущей силой которых является магма, называется магматизмом. Магма – это сложный по составу силикатный расплав литосферы с температурой 1000–1300°C. Различают первичную и вторичную магмы. Первичная образуется в месте своего зарождения и имеет однородный состав. Однако, поднимаясь вверх, она переплавляет встречаемые породы, превращается во вторичную, образуя разнородную по составу магму.

В зависимости от характера и конечного результата движения магмы из очагов к поверхности Земли различают глубинный (интрузивный магматизм) и излившийся (эффузивный), т.е. вулканизм.

При движении расплавленной магмы вверх она внедряется в окружающие породы и медленно теряет температуру, что приводит к кристаллизации расплава и образованию магматических интрузивных горных пород. По отношению к слоям земной коры они могут занимать согласное и несогласное положение (залегание). К согласно залегающим интрузивным телам относят: лакколиты, лополиты,

пластовые интрузии бисмалиты (силлы) и ораколиты; к несогласно залегающим – батолиты, штоки, дайки (рис. 10).

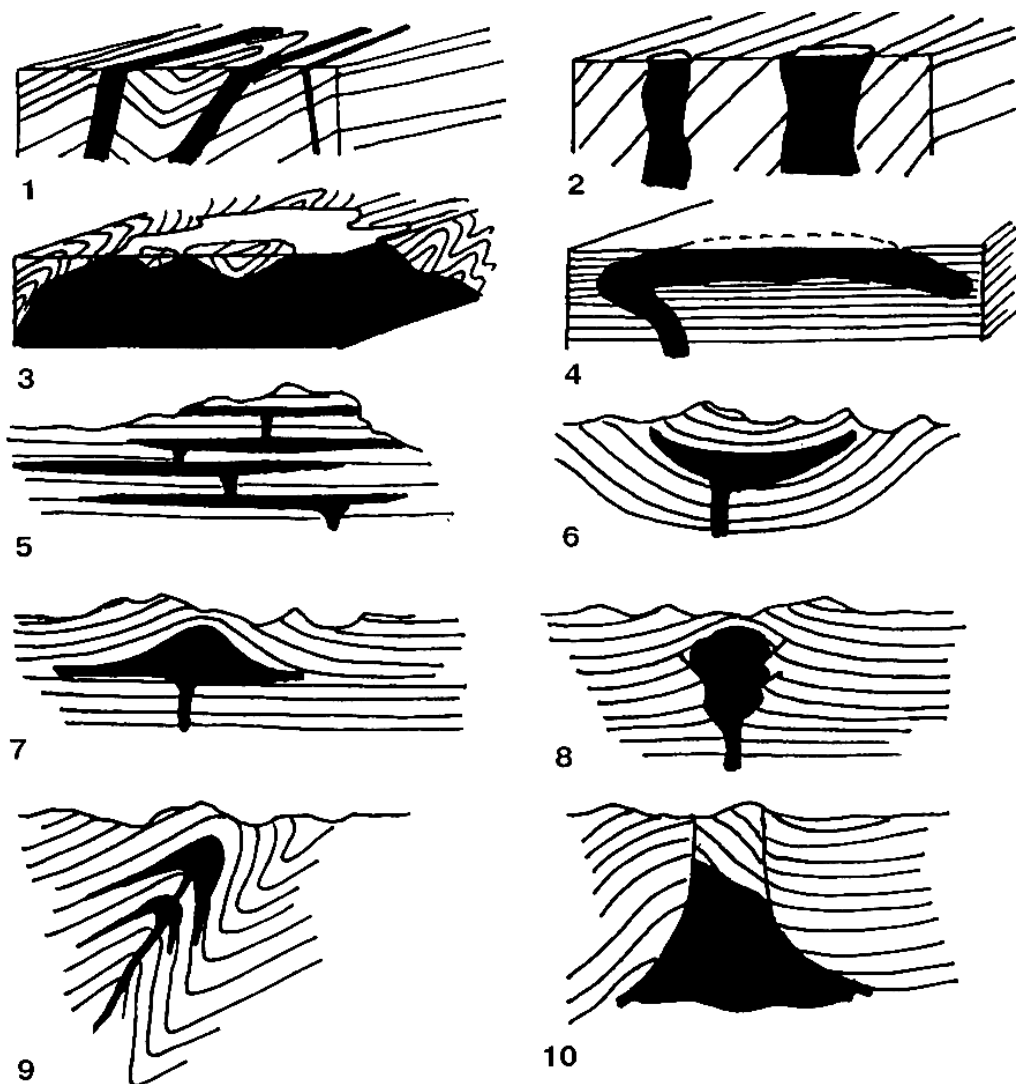


Рис. 10. Формы интрузивных тел:

1 – дайки; 2 – штоки; 3 – батолит; 4 – гарполит; 5 – многоярусные силлы; 6 – лополит; 7 - лакколит; 8 – магматический диапир; 9 – факолит; 10 – бисмалит

Лакколиты характеризуются значительным увеличением мощности в центральной части интрузивного тела и имеют караваяеобразную форму. Подошва и кровля лакколита согласованы со сложностью вмещающих пород.

Лополиты представлены громадными интрузивными массами, имеющими вогнутую блюдцеобразную форму, обусловленную оседанием и прогибанием подстилающих пород.

Пластовые интрузии (силлы) представлены пластообразными телами, залегающими согласно с перекрывающими их осадочными или вулканогенными породами.

Факолиты – располагаются в сводах складок согласно с пластами осадочных пород. Как следствие складчатости, форма ораколита похожа на изогнутую чечевицу.

Бисмалит – грибообразный интрузив, похожий на лакколит, но осложненный цилиндрическим горстообразным поднятием.

Батолиты – крупные глубинные тела внедрения магмы, достигающие площади распространения свыше 200 км².

Штоки – крупные глубинные тела внедрения магмы с площадью распространения до 200 км².

Дайки – крутопадающие жилообразные тела с параллельными стенками.

Когда магма по трещинам в земной коре вырывается на поверхность, формируется вулкан, из которого выливается жидкая лава. Этот геологический процесс носит название эффузивного магматизма или вулканизма, и является одним из важнейших в истории развития не только земной коры, но также рельефа, образования атмосферы Земли.

Условно образовавшиеся на поверхности Земли вулканы принято разделять на действующие и потухшие. Количество вулканов, извержение которых в историческое время установлены или очень вероятны, составляет более 500. Кроме того, отмечено более 200 вулканов с законченной деятельностью и в очень хорошо сохранившемся виде. Предполагается, что они были действующими в течение последних нескольких десятков тысяч лет.

Большинство ныне действующих вулканов находится в очень узких зонах, протягивающихся близ краев тектонических плит Земли.

подавляющее большинство крупных извержений происходит вдоль срединно-океанических хребтов, где плиты раздвигаются в разные стороны (вулканы трещинного типа). Вулканические районы имеются и во внутренних областях плит (Гавайи).

Большинство наиболее активных вулканов (центрального типа) находятся в зонах субдукции, где края океанических плит погружаются под континентальные плиты и поглощаются затем мантией. При этом, как правило, вулканы располага-

ются на вышележащей плите, на расстоянии в несколько десятков километров от ее края. Для этих вулканов весьма характерны тепловые, грязевые и лавовые потоки, кипящие лавины, мощные выбросы пепла. Если же сталкиваются две континентальные плиты (Гималаи), то вулканы обычно не образуются.

Условно сам вулканический процесс длительностью от нескольких минут до столетий, можно разделить на три этапа: явления предшествующие извержению, само извержение и явления, завершающие извержения.

По характеру извержения вулканы делятся на пять типов:

1. Гавайский – спокойное истечение текущей лавы с температурой 1300°C.
2. Стромболианский – истечение лавы сопровождается слабыми ритмическими взрывами: температура лавы 1000–1100°C, лава менее текучая, чем у вулканов Гавайского типа.

3. Везувианский – извержению предшествуют подземные толчки и взрывы с выбросом большого количества пепла и водяных паров.

4. Пелейский – лава вязкая, извержению предшествуют сильные подземные толчки и взрывы, над кратером образуется купол загустевшей лавы, перекрывающий выход газов и, как следствие, образование теплогазовой палящей лавины с температурой 700–1000°C.

5. Бандайсайский – извержение сопровождается мощными взрывами, с образованием большого количества тепла и пепла, лава густая, вязкая, закупоривается жерло вулкана.

В окрестностях действующих вулканов, прослеживаются многочисленные выходы вулканических грязей, вод и газов, образуя сальзы, фумаролы, гейзеры, сульфатары, горячие и теплые источники.

2.3. Сейсмические явления

Землетрясения характеризуются быстрыми колебаниями земной коры, возникающими на глубинах, которые вызывают различные по интенсивности упругие деформации. Они выражаются в волновых упругих колебаниях, возникающих как толчок, вызванный переходом кинетической энергии в потенциальную с воз-

никновением устойчивых деформаций земной коры. Сейсмические волны, возникающие в очаге землетрясения (гипоцентре), относятся к трем типам. Первичные (продольные), имеющие наибольшую скорость распространения (в среднем 8 км/с), продольные волны (волны сжатия – растяжения горных пород) проходят через твердые и жидкие среды Земли. Вторичные – поперечные волны (волны сдвига) проходят только в твердой среде и имеют скорость почти в 2 раза меньше, чем продольные. За продольными и поперечными волнами, проходящими через тело Земли, следуют поверхностные волны, передаваемые по свободной (дневной) поверхности Земли горизонтальные и вертикальные колебания.

По своей природе землетрясения бывают денудационные, вулканические и тектонические.

Денудационные (обвальные) землетрясения возникают в местностях, сложенных известняками, гипсами и другими легкорастворимыми породами в которых образуются пещеры. При значительном разрастании последних их кровля обваливается под тяжестью вышележащих пород. Для этого вида землетрясений характерна малая глубина фокуса.

Область распространения вулканических землетрясений обычно не превышает 30–40 км, а изосейсы (линии равных сотрясений) опоясывают конус вулкана и по форме близки к окружности. Эпицентр (проекция гипоцентра на дневную поверхность Земли) находится вблизи от кратера, а гипоцентр – на небольшой глубине от поверхности. Отличительными чертами вулканических землетрясений являются: обязательная связь с деятельностью вулканов, центральный характер, сравнительно небольшая энергия толчков и малая область распространения.

Более 95% всех известных землетрясений приходится на долю тектонических. Они связаны с движением участков земной коры, с резким смещением блоков горных пород по разрывам, т.е. с процессом горообразования. По глубине залегания гипоцентра различают: поверхностные (до 10 км), коровые (30–50 км) и глубинные или плутонические (100–700 км) тектонические землетрясения.

Основными параметрами, характеризующими землетрясения, являются сила и интенсивность сейсмического эффекта, выражаемая в баллах, и магнитуды, оцениваемые выделяемой из очага энергии.

При определении балльности землетрясений по шкале интенсивности учитывается совокупность многих признаков. Однако принятая шкала носит описательный характер, т.е. основана не на непосредственных измерениях колебаний грунта с помощью инструментов, а на наблюдениях воздействия землетрясений в зоне сильных колебаний и значительных землетрясений, т.е. плейстосейстовой области.

Для сравнения землетрясений, используют шкалу (12 баллов), оценивающую величину землетрясения, зависящую от их начальной энергии – шкалу магнитуд.

Магнитуда (M) определяется как логарифм отношения максимальных амплитуд данного землетрясения к амплитуде максимальных волн некоторого стандартного (референтного) землетрясения.

Материальные потери, связанные с землетрясениями исчисляются в сотни миллионов долларов. Особенно опасны сейсмические морские волны (цунами), представляющие собой длиннопериодные колебания воды, которые возникают в результате резкого, сопровождающегося землетрясением смещения пород по подводному разрыву или подводному оползню.

Предсказание места и время возникновения будущего землетрясения с указанием возможной силы его является важнейшей задачей. В настоящее время используют следующие методы прогноза:

- геохимический, основанный на изменениях химического и компонентного состава подземных вод;
- геофизический, основанный на изменениях электрических свойств горных пород, силы тяжести, скорости прохождения сейсмических и акустических волн;
- геодинамический, основанный на изучении тектонических движений на геодинамических полигонах, путем построения плановых и высотных геодезических сетей и проведения специальных геодезических наблюдений.

Положительные результаты прогноза могут быть получены при использовании данных всей суммы существующих методов.

Краткая форма сейсмической шкалы показана в табл. 1.

Таблица 1

Балл	X_0 , мм	Краткая характеристика землетрясений	
1 2 3	- - -	Колебания почвы определяются приборами. Ощущаются в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии. Колебания отмечают немногими людьми.	слабые
4 5	<0,5 0,5-1	Землетрясение отмечается многими людьми. Возможно колебание окон, дверей. Качание висячих предметов, скрип полов, дребезжание стекол, осыпание побелки.	ощутимые
6 7	1,1-2 2,1-4	Легкие повреждения в некоторых зданиях, тонкие трещины в штукатурке, трещины в печах и т.п. Значительные повреждения в некоторых зданиях, трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, повреждение дымовых труб.	сильные
8	4,1-8	Большие трещины в стенах некоторых прочных зданий, падение карнизов, повреждение дымовых труб.	разрушительные
9	8,1-16	Разрушение большинства зданий: обрушение стен, перекрытий, кровли.	опустошительные
10	16,1-32	Разрушение зданий, мостов, оползни и обвалы. Трещины в грунтах около метра шириной.	уничтожающие
11	>32	Изменение рельефа, многочисленные трещины в грунте, большие обвалы в горах.	катастрофическая
12	-	Изменение рельефа местности на значительном пространстве.	катастрофа

Вопросы для самопроверки

1. Чем отличаются, новейшие тектонические движения от современных?
2. Как отображаются на топографических картах признаки поднятия или опускания местности?
3. Как выражаются в рельефе структуры, образующиеся при деформациях горных пород?
4. Расскажите о типах тектонических движений.
5. Расскажите о формах интрузивных тел.

6. В чем заключается сущность вулканизма?
7. Дайте характеристику географии вулканизма.
8. Для чего определяются элементы залегания горных пород?
9. Какие деформации возникают при прохождении сейсмических волн?
10. Расскажите о шкале интенсивности землетрясений.
11. Расскажите об областях распространения землетрясений.
12. В чем заключается прогноз землетрясений.
13. Что такое цунами?

3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

3.1. Определение возраста горных пород. Фации

1. Важным моментом в познании истории Земли был тот, когда исследователи установили, что в напластовании горных пород заключены ископаемые остатки самых разнообразных животных и растений. Причем в нижних слоях, которые образовались раньше, чем те, которые перекрыли их, встречаются остатки более примитивных организмов.

2. Изучение состава осадочных горных пород и заключенных в них органических ископаемых остатков дало возможность уже в первой половине XIX века установить определенную последовательность в их напластованиях. Были выделены слои (периоды) и группы слоев с характерными для них остатками животных и растений. Даже если эти слои удалены друг от друга, территориально они похожи. Им дали наименования. По характерным горным породам были названы слои меловой и каменноугольный. Другие группы слоев получили свое название от местности, в которой их впервые обнаружили и изучили. Так появились отложения юрской, девонской, пермской, кембрийской и других систем.

3. Принятая сейчас и приведенная относительная геохронология (табл. 2) была утверждена в 1884 году на Международном геологическом конгрессе в Болонье.

4. Было установлено, что каменная летопись Земли разделена на две неравные части. В молодой части, которая особенно широко распространена, заключены многочисленные остатки и следы всех известных на сегодняшний день животных и растений. Эта часть геохронологической шкалы получила название фанерозоя, как времени очевидной жизни. Фанерозой делится на три геологические эры: палеозойская (эра древней жизни), мезозойская (эра средней жизни), и кайнозойская (эра новой жизни).

Геохронологическая таблица

	Эры	Периоды	Эпохи	Продолжительность
Фанерозой	Кайнозойская KZ	Антропоген (четвертичный) Q (1,7)	Современная	Голоцен (Q ₄)
				Верх. плейстоцен (Q ₃)
			Средний	Плейстоцен (Q ₂)
			Нижний	Плейстоцен (Q ₁)
		Неоген N (25)	Средняя	66 млн. лет
			Ранняя	
			Поздняя	
		Палеоген P (41)	Средняя	
			Ранняя	
	Мезозойская MZ	Меловой K (70)	Поздняя	
			Ранняя	
		Юрский J (55-58)	Поздняя	
			Средняя	
			Ранняя	
		Триасовый T (40-45)	Поздняя	
			Средняя	
			Ранняя	
		Палеозойская PZ	Пермский P (45)	Поздняя
	Ранняя			
	Каменноугольный C (65-70)		Поздняя	
			Средняя	
Ранняя				
Девонский D (55-60)	Поздняя			
	Средняя			
	Ранняя			
Силурийский S (35)	Поздняя			
	Средняя			
	Ранняя			
Ордовикский O (60-70)	Поздняя			
	Средняя			
	Ранняя			
Кембрийский Sm (70-80)	Поздняя			
	Средняя			
	Ранняя			
Криптозой (Докембрий)	Протерозойская Pt			2,1 млрд. лет
	Архейская A			1,8 млрд. лет

Другая, более древняя и продолжительная часть геологической истории называется криптозоом (докембрием) или временем скрытой жизни. Криптозой делится на две неравные части: архей и протерозой.

Геохронологическая шкала отражает порядок чередования слоев, дает представление о том, какой из них моложе, какой древнее, но не отвечает на вопросы, как долго продолжался тот или иной период и насколько далеко он находится от нынешнего времени.

Только открытие радиоактивности дало возможность узнать возраст Земли и возраст Солнечной системы. На основании радиоактивного распада урана, содержащегося в минералах и горных породах, и превращении его в свинец, были составлены шкалы абсолютного летоисчисления нашей планеты.

Установлением возраста горных пород занимается раздел геологии – стратиграфия. При этом в основе определения относительного возраста горных пород лежит следующий стратиграфический принцип: последовательность залегания горных пород в вертикальном разрезе земной коры отвечает хронологической последовательности их образования. Стратиграфический метод используется при определении возраста пластов горных пород, не нарушенных разрывными дислокациями, сохранивших последовательность залегания и отсутствия оброкинутых складок. В противном случае прибегают к минерало-петрографическому (литологическому), ленточных глин, геофизическим и другим методам.

Часть геологического пространства, или геологическое тело, с определенными (одинаковыми) условиями образования (часть земной поверхности с одинаковыми на всем протяжении физико-географическими условиями) называется фацией. Основное свойство фации – ее однородность. Фации разделяются по месту образования на морские, лагунные и континентальные. Остатки, слагающие фацию, называются литофацией.

Понятие о фации имеет три стороны. С одной, это совокупность генетических признаков. Они заключены в породах, слагающих данную фацию, с другой стороны, это физико-географическая обстановка накопления остатков, из которых образовалась данная порода. Третья сторона – это принадлежность фации определенным стратиграфическим горизонтам, т.е. фации следует рассматривать в определенных стратиграфических границах.

Термином «фа́ция» пользуются также для изверженных магматических и метаморфических пород. Под фа́циями пород обычно понимают различие в химическом составе, а, следовательно, и в петрографических особенностях этих пород, являющихся приблизительно одновозрастными продуктами одного магматического очага.

Под фа́циями в метаморфических породах понимают разные степени метаморфизма одинаковых или близких по составу материнских пород.

3.2. Краткие сведения об эрах и периодах геологической истории Земли

Архейская эра. Породы архейской эры представлены сильно метаморфизированными и дислоцированными гнейсами, метаморфизированными сланцами и магматическими горными породами. Прослой графита и графитовых сланцев в отложениях, а также наличие перекристаллизованных известняков и мраморов свидетельствует об органично-химическом происхождении пород и наличии в то время морей.

Отсутствие органических остатков, связанное с интенсивным метаморфизмом осадочных пород и широким развитием магматизма, не позволяет подразделить породы архейской эры на периоды и эпохи. Эра характеризуется образованием на Земле континентов и океанов, и продолжительность ее составляет 1,8 млрд. лет (см. табл. 2).

Протерозойская эра. Отложения протерозойской эры представлены преимущественно метаморфизованными осадочными и магматическими породами. Встречаются также слабо метаморфизованные отложения со следами жизнедеятельности организмов. Продолжительность эры – 2,1 млрд. лет.

В течение архейской и протерозойской эр имели место неоднократные крупные горно-образовательные движения, сопровождающиеся интенсивной магматической деятельностью.

Палеозойская эра. Продолжительность эры – 330 млн. лет. Отложения палеозойской эры, в отличие от более древних, лишь местами интенсивно дислоци-

рованы и метаморфизированы. Распространены осадочные и магматические породы. Метаморфические породы имеют подчиненное значение.

Большое разнообразие беспозвоночных животных позволило расчленить эру на две подэры: ранний палеозой и поздний палеозой. Подэры сильно отличаются друг от друга по палеонтологическим остаткам и результатам геологического развития, что дало возможность разделить на следующие периоды и эпохи.

Ранний палеозой продолжительностью 165–170 млн. лет.

1. Кембрийский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
2. Ордовикский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
3. Силурийский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).

В течение всего раннего палеозоя земная кора испытывала Каледонскую эпоху складчатости. Начало Каледонской складчатости относится к концу протерозоя, конец – к окончанию силура – началу девона.

В начале раннего палеозоя Каледонская складчатость проявилась, в основном, в виде опускания, в конце ордовика и силура – поднятия земной коры.

Поздний палеозой продолжительностью 165 млн. лет.

1. Девонский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
2. Каменноугольный (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
3. Пермский (подразделяется на две эпохи – ранняя и поздняя).

Основными структурными элементами земной коры к началу позднего палеозоя остаются древние платформы и складчатые пояса. Суперконтинент Гондвана подвергся в начале позднего палеозоя рифтогенезу, произошло усложнение существующих структур, образование прогибов, переход складчатых систем в платформы. Вторая половина позднего палеозоя характерна проявлением Герцинского этапа тектогенеза, который сформировал сложные по строению горно-складчатые структуры.

Мезозойская эра протяженностью 170 млн. лет. Эра включает триасовый, юрский и меловой периоды. Триасовый и юрский периоды делятся на три эпохи каждый, меловой – на две.

Начало мезозойской эры представляет собой время значительных изменений в строении подвижных поясов. Испытав Герцинский тектогенез, многие пояса перешли в стадию молодых платформ, хотя складчато-геосинклинальный режим еще продолжался, но в меньшей степени.

В триасе происходил активный рифтогенез, который затронул огромные территории континентов и океанов. В поздне триасовую эпоху во многих местах планеты проявились тектонические процессы сжатия и деформации земной коры. Со второй половины юры и в мелу значительная часть платформ испытали прогибание и трансгрессию моря.

Кайнозойская эра. Эра имеет продолжительность 66 млн. лет и подразделяется на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный. Периоды делятся на эпохи: палеогеновый – на три, неогеновый – на две, четвертичный – на четыре (ранняя, средняя, поздняя и современная). В составе четвертичного периода выделяют отделы: ледниковый и послеледниковый. Продолжительность четвертичного периода составляет 0,7 млн. лет.

В кайнозойскую эру происходили весьма интенсивные вертикальные и горизонтальные движения на континентах и в океанических плитах. Тектоническая эпоха, проявившаяся в кайнозойскую эру, называется Альпийской. Она охватила практически всю Землю и отличается от предшествующих значительной амплитудой поднятий: как отдельных горных систем, так и континентов и опусканий межгорных и океанических впадин, расколом континентов и океанических плит и их горизонтальными перемещениями.

В начале кайнозойской эры на континентах и в океанах усилился рифтогенез, значительно активизировался процесс перемещения плит, продолжается унаследованной ранее спрединг дна океана. В конце неогена на Земле сформировался современный облик континентов и океанов. В это же время и в четвертичный период изменяется состав органического мира и усиливается его дифференциация, земная поверхность охлаждается, увеличиваются площади и высоты материков, уменьшаются площади и увеличиваются глубины океанов.

В результате Альпийского тектогенеза возникли альпийские складчатые сооружения, для которых характерным является проявление горизонтальных смещений, образований в виде надвигов, опрокинутых складок, покровов и т.п.

Все подразделения геохронологической таблицы ранга периода – системы обозначаются по первой букве латинского алфавита наименования. Каждый период (система) имеет свой цвет, который и показывается на геологической карте. Эти цвета общеприняты и замене не подлежат.

Геохронологическая шкала является важнейшим документом, удостоверяющим последовательность и время геологических событий в истории Земли. Ее надо знать обязательно и поэтому шкалу необходимо выучить с первых же шагов изучения геологии.

3.3. Геологические карты и разрезы, и их содержание

3.3.1. Геологические карты

При создании геологических, инженерно-геологических и геоморфологических карт используются элементы топографической основы: высотные характеристики рельефа (горизонтали, изобаты, отметки высот и глубин), гидрографическая сеть, береговые линии. В ряде случаев, на рабочей основе для ориентировки на местности могут быть сохранены и некоторые другие контуры. Степень генерализации определяется масштабом, назначением и содержанием создаваемой карты.

Карта инженерно-геологических факторов местности, отображенных, охарактеризованных и обогащенных в соответствии с требованиями проектирования и строительства сооружений называется инженерно-геологической.

Геоморфологическая карта составляется для наиболее полного и наглядного показа характеристик рельефа, отсутствующих или слабо выраженных на общегеографических картах.

Геологические карты создаются в результате геологического картирования (съемки). Задачей геологической съемки является картографическое воплощение всех геологических знаний по тому или иному району, охватывающих вопросы

стратиграфии, тектоники, истории геологического развития рельефа, закономерности размещения полезных ископаемых и другие.

При геологическом картировании используются знания и методы таких отраслей науки, как геофизики, геохимии, аэро- и космические методы.

Полученная в результате геологической съемки карта дает представление о геологическом строении определенного участка земной поверхности и, по существу, является проекцией выходов коренных пород (дочетвертичного возраста), нанесенных на топографическую карту определенного масштаба. Такая геологическая карта называется геолого-стратиграфической, так как при ее составлении в основе лежит принцип выделения различных по возрасту горных пород.

Покров четвертичных отложений при картировании коренных пород снимается. Карта четвертичных отложений составляется отдельно.

Геолого-стратиграфическая карта является основой для всех других карт, входящих в комплексное геологическое картирование. Такое картирование предусматривает составление различных геологических карт, освещающих отдельные стороны геологического строения района. К таким картам, кроме геолого-стратиграфической, можно отнести литолого-стратиграфические, структурно-тектонические, гидрогеологические, геофизические и другие.

В зависимости от масштаба все геологические карты делятся на обзорные, региональные, среднемасштабные и крупномасштабные.

Обзорные карты освещают строение отдельных материков и государств, и составляются в масштабе 1:1000000 и мельче.

Региональные карты отображают участок земной поверхности характеризующийся возрастным единством в образовании основной структуры. Региональные карты составляют в масштабах 1:1000000 до 1:200000.

Среднемасштабные карты подробно отображают геологию сравнительно небольшой площади. Масштаб карт от 1:200000 до 1:25000.

Крупномасштабные геологические карты составляются обычно для месторождений полезных ископаемых. Масштабы карт от 1:10 000 до 1:500.

В связи с различными требованиями, предъявленными к инженерно-геологическим картам со стороны геологов и проектировщиков, для этого вида карт применяется другая классификация.

По масштабу и назначению инженерно-геологические карты разделены на три группы.

1. Карты масштаба 1:1000000 и мельче, предназначенные для изучения инженерно-геологических условий, и составления рабочих гипотез о геологическом строении регионов и выбора места строительства сооружений в пределах республики.

2. Карты масштаба 1:500 000 – 1:50 000, предназначенных для размещения значительных по площади промышленных и гражданских комплексов сооружений.

3. Карты масштаба 1:25 000 и крупнее, предназначенных для составления генеральных планов и детальной планировки населенных пунктов и объектов промышленного строительства.

4. Геоморфологические карты по масштабу подразделяются на мелкомасштабные – мельче 1:1 000 000, среднемасштабные – от 1:200 000 до 1:1 000 000 включительно, крупномасштабные – от 1:200 000 и крупнее.

Сравнительно широкий диапазон масштабов карт в каждой группе позволяет свободно варьировать ими в зависимости от геологической сложности участка местности.

Кроме того, инженерно-геологические и геоморфологические карты по содержанию разделяют: на аналитические и синтетические. В качестве примера геоморфологической аналитической карты могут быть указаны упомянутые выше частные карты. На инженерно-геологических аналитических картах отображаются один или несколько инженерно-геологических элементов, характеризующих инженерно-геологические условия участка. Синтетические карты составляются для характеристики какого-либо объекта с целью совокупной оценки его характеристик.

В свою очередь, аналитические и синтетические карты подразделяются на карты общие, частные и специальные. Такое деление карт позволяет иметь более целенаправленные специальные карты.

Исходными материалами при составлении геоморфологических карт являются литературные источники, общегеографические и тематические карты (геологические, тектонические и др.), аэро- и космические снимки, полевые наблюдения.

Составление инженерно-геологических и геоморфологических карт ведется различными методами.

1. Путем генерализации карт крупного масштаба – для карт мелкого масштаба.

2. Путем использования материалов полевых исследований и карт крупного масштаба.

Относительное использование исходных материалов определяется назначением исходной карты.

При составлении карт используют установленные обозначения трех видов:

- 1) цветные;
- 2) индексы (буквы и цифры);
- 3) штриховые.

3.3.2. Геологические разрезы

Геологическим разрезом называется вертикальная проекция изображения последовательности напластования и структуры слоев поверхностных частей земной коры.

Для определения геологического строения и гидрогеологических условий изучаемой территории, по результатам проходки горных выработок, результатов бурения и данных геологических карт, строят геологические разрезы. Последние дают представления о характере залегания и мощности различных пород и положение поверхности подземных вод потому или иному вертикальному сечению изучаемой площади, в частности, по осям возводимых сооружений.

При построении разреза с любым залеганием пластов его горизонтальный масштаб соответствует обычно масштабу карты.

Вертикальный масштаб выбирается при условии, что самый маломощный слой из тех, которые должны быть нанесены на профиль, будут меньше одного миллиметра при изображении его в разрезе.

Направление разреза выбирают с таким расчетом, чтобы на нем с наибольшей полнотой отразить основные характеристики пород, необходимые для инженерно-геологической или геоморфологической оценки изучаемого района.

Вопросы для самопроверки

1. Какие методы историко-геологических реконструкций Вы знаете?
2. В чем суть стратиграфического метода определения возраста горных пород?
3. По какому принципу построена геохронологическая шкала?
4. Дайте определение термину «фация»?
5. Дайте характеристику основных особенностей докембрия?
6. Дайте характеристику основных особенностей раннего протерозоя?
7. Дайте характеристику основных особенностей позднего палеозоя?
8. Дайте характеристику основных особенностей мезозоя?
9. Дайте характеристику основных особенностей кайнозоя?
10. Что является основой геологической карты?
11. Какие виды геологических карт Вы знаете?
12. Какой материал используется для создания геологической карты?
13. Какие материалы и для чего используются при построении геологических разрезов?

4. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ

В «чистом» первозданном виде экзогенные формы рельефа встречаются редко. Они постоянно подвергаются воздействию экзогенных процессов, источником энергии которых является Солнце.

Ведущая рельефообразующая роль эндогенных процессов заключается в создании неровностей на планете Земля. Роль экзогенных процессов в рельефообразовании огромна и сравнима с эндогенными процессами. Тот рельеф, который существует на планете Земля, есть функция взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Что касается микро, мезо- и макро- рельефа – то они являются результатом деятельности экзогенных сил.

Экзогенный рельеф может дать значительную информацию об условиях, в которых он образовался. Это свойство экзогенного рельефа может быть использовано при палеогеографических реконструкциях. Фактический материал для таких реконструкций дают реликтовые формы рельефа.

Их изучение заслуживают большего внимания потому, что они характеризуются высокими скоростями (рост оврагов, изменяется облик речных долин после паводков, как меняется облик рельефа под влиянием хозяйственной деятельности человека). Это позволяет учитывать деятельность экзогенных процессов в практике повседневной жизни и тщательно изучать закономерности экзогенного рельефообразования.

Суммарный эффект деятельности экзогенных агентов заключается в перемещении вещества с более высоких гипсометрических уровней на более низкие, при участии силы тяжести (прямое влияние – обвал, осыпь, оползень), либо опосредствованно – через деятельность вод, ветра, ледников.

4.1. Выветривание и рельефообразование

Совокупность процессов, осуществляющих дезинтеграцию горных пород, называется выветриванием.

Существует два типа выветривания: физическое и химическое. Они тесно связаны друг с другом, действуют совместно, а их интенсивность проявления обусловлена рядом факторов (климатом, составом пород, рельефом).

Физическое выветривание. Это дезинтеграция горных пород, не сопровождающаяся химическими изменениями ее состава. Оно подразделяется на температурное и механическое.

Температурное выветривание. Оно вызывается изменением температуры. Его интенсивность зависит от состава пород, их строения, от окраски, трещиноватости. Температурное выветривание происходит во всех климатических зонах, но сильнее всего в областях с резкими контрастами температуры, сухостью воздуха, отсутствием растительного покрова. Это тропические и субтропические пустыни.

Механическое выветривание происходит под воздействием замерзания воды в трещинах и порах горных пород, кристаллизации солей при испарении воды. Самый сильный механический разрушитель – это вода. В трещинах и порах породы возникает сильное давление и порода распадается. Это называют иногда, морозным выветриванием (полярные страны, горные районы).

Разрушению горных пород способствуют намывание и высыхание (глин, суглинков, мергелей), и физическое воздействие организмов (корней, землероев).

В результате физического выветривания породы распадаются на материал (обломки) из которого формируется осадочные обломочные породы: глыбы, щебень и т.п.

Химическое выветривание – это есть результат взаимодействия горных пород наружной части литосферы с химически активными элементами атмосферы, гидросферы и биосферы (кислород, углекислый газ, вода, органические кислоты).

Химическое выветривание – это коренное изменение минералов и горных пород и образование новых минералов и пород, отличных от первоначальных. Изменение исходных минералов и горных пород, их разрушение и разрыхление происходит в результате растворения, гидратации, окисления и гидролиза.

Химическое выветривание происходит повсеместно, но больше всего в областях с влажным климатом и растительным покровом (тропические леса).

В результате химического выветривания образуются растворимые и тонко дисперстные продукты выветривания обладающие повышенной миграционной способностью.

Коры выветривания

Совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания называют корой выветривания. Типы кор:

- обломочная, неизмененных или слабо измененных обломков исходной породы (вечная мерзлота);

- гидрослюдистая кора – слабое изменение коренной породы, но уже содержащая глинистые минералы, образующие за счет изменения полевых шпатов и слюд (степь и полупустыня);

- монтмориллонитовая кора, отличающаяся глубокими химическими изменениями первичных материалов, главный глинистый минерал – монтмориллонит;

- каолиновая кора (субтропики);

- красноземная кора. Результат длительного и интенсивного выветривания с полным изменением первичного состава горных пород;

- латеритная – экваториальная зона.

В результате выветривания происходит цементация рыхлых пород углекислой известью, гипсом, солью, окислами железа. Это бронирующий пласт, предохраняет нижние пласты от эрозии и дефляции.

Неперемещенные остаточные коры выветривания могут фиксировать ранее сформированные выровненные денудационные поверхности. Их изучение позволяет восстановить палеогеографическую обстановку и время фиксации денудационного рельефа. Это позволяет найти бокситы, никелевых и кобальтовых руд, россыпей цветных металлов, связанных с корами выветривания.

4.2. Эоловые процессы

Геоморфологические процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра называются эоловыми. Они происходят чаще в аридных странах, в пустынях и полупустынях умеренных широт. Могут проявляться эоловые формы

рельефа и в речных долинах при интенсивном поступлении песчаного аллювиального материала.

Выделяют следующие виды эоловых процессов: дефляция – процесс выдувания или развевания рыхлого грунта; коррозия – процесс обтачивания, шлифования, высверливания и разрушения твердых пород обломочным материалом, перемещающимся под действием ветра, перенос эолового материала и его аккумуляция.

Формы дефляционного и коррозионного рельефа

В результате коррозии образуются своеобразные выработанные формы – эоловые «каменные грибы», «каменные столбы».

Под воздействием ветра образуются дефляционные котловины, вытянутые отрицательные формы рельефа длиной несколько сотен метров.

Вредный процесс дефляции – ветровая эрозия почв. Возникает при небрежной обработке сельскохозяйственных земель.

Эоловые аккумулятивные формы. В результате эоловой аккумуляции образуются разнообразные формы рельефа. В зависимости от их ориентирования относительно направления ветра их разделяют на продольные и поперечные.

Дюны относятся к продольным формам (пустыни, берега морей, рек).

Песчаные гряды – более крупные продольные формы.

Барханы – поперечные формы. Это эоловые формы, имеющие в плане очертания полумесяца – различных размеров (высотой до 40 м и шириной 20–30 м).

Выделяются также древние эоловые формы, в настоящее время закрепленные растительностью.

При выраженном преобладании ветров одного направления на берегах морей и рек формируются настоящие продольные дюны.

4.3. Флювиальные процессы и формы

Поверхностные текучие воды – один из важнейших факторов преобразования рельефа Земли.

Совокупность геоморфологических процессов, осуществляемых текучими водами, называются флювиальными.

Под текущими водами понимают все воды, стекающие по поверхности суши: дождевые, талые снеговые, воды временных и постоянных ручьев и рек, малых и больших рек, т.е. воды поверхностного стока. Стекающая по поверхности Земли вода обладает кинетической энергией и способна производить работу. Величина работы тем больше, чем больше масса воды, уклон и скорость течения. Выделяют три составляющих работы текущими водами: разрушение горной породы (гипергенез, эрозия), перенос и переотложение (аккумуляция).

По характеру и результатам деятельности поверхностный сток подразделяется на три вида: плоскостной склоновый сток, сток временных русловых потоков и сток рек.

Плоскостной склоновый сток возникает при сильных дождях на пологих ровных склонах в виде тонкого слоя воды, движущегося по всей поверхности, смывающего рыхлый материал и откладывающего у подножия склона. Отложенный водным потоком материал носит название делювия. Делювиальные образования – шлейфы – выполаживают склоны и изменяют их профиль.

Временные русловые потоки проявляются в равнинных и горных условиях. Результатом их действия являются овраги на равнинах и сели в горах. Образование оврага на склоне, поверхность которого неровно обнажена и имеет общее понижение рельефа в сторону ближайшего водотока, под воздействием атмосферных осадков проявляется в виде линейного размыва (эрозия), называемого промоиной. Продолжение размыва и повышение гидростатического давления на грунт, увеличивающихся массы и скорости воды приводит к образованию «висячего» оврага и дальнейшему развитию его по достижении базиса эрозии (дно ближайшего водостока). Рост оврага будет продолжаться до тех пор, пока гидродинамическая сила атмосферного водного потока будет способна выполнять работу по размыву и транспортировке каменного материала. Продольный профиль потока (дна оврага), при котором достигается относительное равновесие между движущей силой воды и сопротивлением русла называется профилем равновесия. Рост овражной сети в этот период переходит в стадию затухания.

При топографических съемках и изучении овражной эрозии необходимо обращать внимание и отражать на картах и планах: характер выражения бровок оврага в рельефе (резко выраженные, слабо выраженные); характер перехода выраженных перепадов по продольному профилю оврага (быстро отступающие к верховью, медленно, не сохранились); крутизну и обнаженность склонов: наличие гравитационных процессов (осыпей, оползней, вывалов); форму поперечного

профиля оврага (резкий V – образный, плавный U – образный), угол стока склонов у дна оврагов, расстояние между подошвами противоположных склонов, наличие овражного аллювия и растительности.

Деятельность временных нерусловых потоков в горах называется селями (бурный поток).

Геологические процессы и явления, вызываемые стоком постоянных водотоков, проявляются как в самой речной системе-реке с ее притоками, так и в речном бассейне – площади речной системы. У большинства холмистых и долинных речных систем можно выделить долину реки – углубление, где течет река. В самой долине выделяют: русло реки – часть долины, заполненная водой при низком (меженном) уровне воды, пойму – часть реки долины, заполняемую при высоком (паводковом) уровне воды и террасы – незатопляемые части долины (рис. 11).

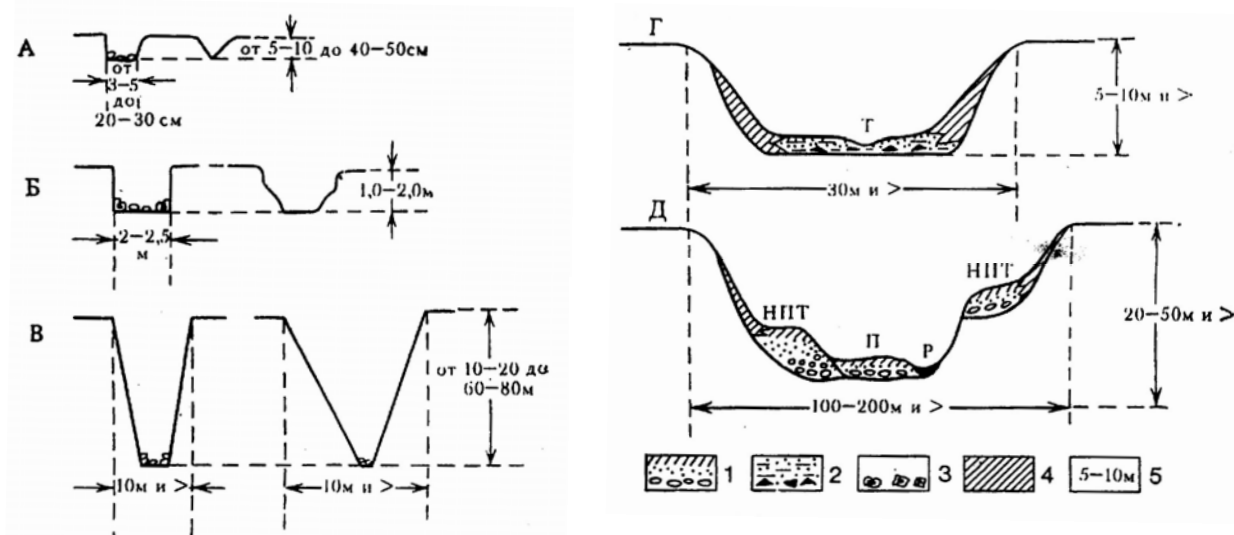


Рис. 11. Генетический ряд флювиальных форм равнинных территорий:

А – эрозионные борозды; Б – эрозионные рытвины (промоины); В – овраги; Г – балка; Д – речная долина: 1 – аллювий; 2 – балочный аллювий; 3 – обвально-осыпные образования; 4 – делювий; 5 – размеры форм; Т – тальвег временного водотока; Р – русло реки; П – пойма; НПТ – надпойменные террасы

Кинетическая энергия руслового потока и произведенная им работа, равная половине произведения массы воды на квадрат скорости течения, в основном расходуется на передвижение в русле рыхлого материала и на разрушение горных пород (эрозию). Если кинетическая энергия больше веса поступающего в русло рыхлого материала, то скорость потока при данной массе воды становится размывающей; если кинетическая энергия равна весу отбитого материала, то происходит только перенос этого материала и, наконец, если кинетическая энергия меньше веса отбитого материала, то происходит аккумуляция последнего. Эти зависи-

мости в действительности сложны, т. к. массы воды и скорости течения в реках распределяются неравномерно и постоянно меняются. Здесь сказывается взаимодействие потока с руслом, изменение режима рек в связи с половодьями, паводками и межени, климатом, различиями пород, размываемых реками, тектоническими движениями и прочими.

Воздействие водного потока на русло проявляется в образовании излучин и расширении долины реки и в углублении дна русла до уровня продольного профиля равновесия, соответствующего положению базиса эрозии. Таким образом, в эродирующей работе реки различают боковую и глубинную эрозию.

В эрозионной работе рек выделяются четыре фазы.

1. Фаза глубинной эрозии вызывается нарушением равновесия в связи с понижением базиса эрозии (или повышением бассейна реки относительно базиса эрозии). Фаза продолжается до тех пор, пока река не выработает нормального уклона, нарушенного понижением базиса эрозии. Долина при этом имеет клинообразную или каньонообразную форму.

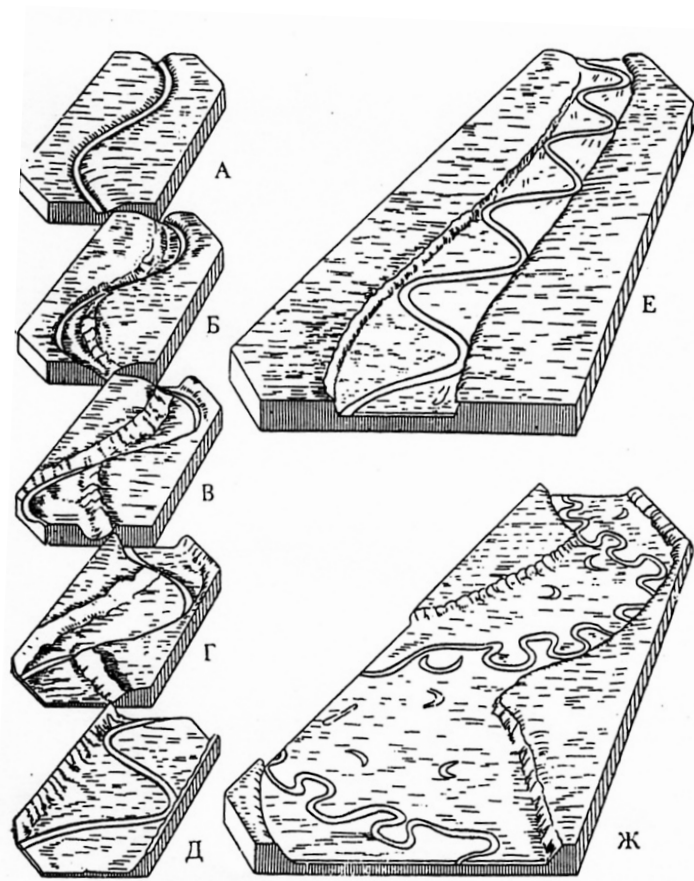


Рис. 12. Схема формирования поймы и меандрового пояса:
А, Б, В, Г, Д, Е, Ж – стадии развития речной долины

2. Фаза боковой эрозии частично перекрывает первую фазу и в основном начинается после ее окончания. Происходит расширение вновь углубленной долины до размеров, соответствующих речной многоводности, в пределах которой могут свободно перемещаться извилины русла. Поперечное сечение долины приобретает чаше- или корытообразную форму.

3. Фаза наполнения наносов (заполнение долины аллювием) протекает одновременно со второй фазой, но заканчивается позднее, когда река, вследствие образования излучин, приобретает определенную нормальную для нее длину и уклон, которые могут изменяться только в связи с новыми колебаниями базиса эрозии.

4. Последняя, четвертая фаза покоя или переноса, завершает развитие долины, вызванное изменением базиса эрозии. В этой фазе работа реки заключается в транспортировке рыхлого материала и выноса его за пределы водного бассейна. Водный поток медленно протекает по широкой и плоской долине. Извилистое русло рек возникает вследствие винтообразного распределения скоростей течения в потоке.

Выделяют три стадии переноса донных отложений.

1. При медленном течении происходит перемещение донных мелких зерен с повышенных участков дна в пониженные. Речное дно ровное, иногда с появлением песчаной ряби.

2. При увеличении скорости (скорость водного течения в 2–2,5 раза больше, чем скорость, приводящая частицы рыхлых пород в движение) в русле реки образуются гряды (заструги), которые перемещаются вниз по течению.

3. При скорости течения примерно в четыре раза превышающей скорость движения воды, необходимую для начала переноса наносов данной крупности, происходит массовое движение верхнего слоя отбитых пород.

Одновременно с эрозией и переносом обломочного материала осуществляется его отложения (аккумуляция). Речные отложения, принесенные водным потоком, называются аллювием. По литологическому составу аллювия выделяют три фации: русловая, пойменная, старичная.

Сложные гидродинамические особенности потока и многие другие причины в форме боковой эрозии приводят к выработке извилистого русла и образованию излучин. Последнее приводит к отложению руслового аллювия у берега противоположного подмываемому.

Накопление пойменного аллювия происходит в результате затопления поймы паводковыми водами и, как следствие, отложение рыхлых наносов в виде прируслового вала у кромки русла.

Рельеф поймы связан с неравномерным отложением аллювия, обусловленным различными скоростями водного потока, препятствиями, встречающимися на пути движения воды, в половодье, и другими причинами. Поверхность поймы осложняют старицы – отторжения от главного русла излучины (меандры) затопленные наносами – старичным аллювием.

Речные террасы отражают различные этапы в развитии реки. Различают три этапа террас:

- эрозионные – сложены коренными породами;
- аккумулятивные – сложенные наносами;
- цокольные – (эрозионно-аккумулятивные) – сложены коренными породами и перекрыты наносами.

Распространенным геологическим процессом является перехват и обезглавливание рек. В основе этого явления лежит эрозия рек и связано оно с размывом одной рекой водораздела соседнего водного бассейна и обезглавливанию другой реки.

4.4. Подземные воды. Суффозионные и карстовые процессы

Подземными водами называются воды, находящиеся в порах и трещинах горных пород. По происхождению подземные воды подразделяются на инфильтрационные (водозные), ювенильные (магматогенные), седиментационные (реликтовые), метаморфогенные (дегидратационные) и конденсационные.

По условиям залегания в верхних слоях земной коры можно выделить следующие типы подземных вод:

- 1) воды зоны аэрации;

- 2) грунтовые воды;
- 3) воды фундамента артезианских бассейнов.

Воды зоны аэрации приурочены к верхним слоям земной коры. Здесь могут быть инфильтрационные (почвенные), подвешенные воды, верховодка и воды капиллярной каймы.

Грунтовыми водами называют первый от поверхности постоянный (в отличие от верховодки) водоносный горизонт, который сохраняется в течение всех сезонов года.

Артезианскими водами называются напорные (подземные) воды, залегающие между водоупорными слоями в пределах каких-либо отрицательных структур (синклиналей, грабенов и др.).

Выделенные основные типы подземных вод не охватывают всех разновидностей последних. Особые условия имеются в карстовых областях, в зоне многолетней мерзлоты и в областях, где проявляется современная вулканическая деятельность.

Перенос и переотложение, растворение и выщелачивание пород подземными водами наглядно проявляется при образовании суффозии и карста.

Суффозией (подкапывание) называется процесс выноса частиц горных пород подземной водой. Этот процесс может происходить как в самом водоносном пласте, так и из одного пласта в другой. Основной причиной суффозионного процесса является гидродинамическое давление воды и превышение допустимой размывающей скорости потока (ДНС). Критический градиент, при котором происходит взвешивание частиц горных пород зависит от их удельного веса и пористости и определяется по формуле

$$I_{крит} = (\Delta - 1) \cdot (1 - П) + 0,5П,$$

где I – критический градиент;

Δ – удельный вес породы;

$П$ – пористость породы.

Суффозия свойственна гранулометрическим неоднородным породам и приводит к изменению физико-механических свойств горных пород. На земной поверхности суффозия проявляется в виде провалов, глиняных карстов и воронок депрессии. Химическая суффозия при значительном растворении горных пород приводит к карстовому процессу.

Возникновение карста обусловлено: способностью пород и растворению, наличием проточной воды и степенью ее минерализации, геологическим строением участка, рельефом местности, трещиноватостью пород, климатом, характером растительности и т.п. В процессе выщелачивания в карстующихся породах образуются различные по положению и форме пустоты. Для открытого (поверхностного) карста характерны: кары – небольшие углубления, борозды глубиной до 1,5–2,0 м; карстовые воронки – достигающие до десятков метров в глубину и сотен метров в поперечнике; карстовые котловины, имеющие удлиненную форму и глубину до 30 м; польды, представляющие собой замкнутые понижения с крутыми склонами и плоским дном и занимающие площади до 300 км² каждое. Для закрытого (подземного карста) характерны: каверны – небольшие пустоты и пещеры – крупные подземные пустоты, протяженностью свыше десятков километров и площадью более 600 км² (рис. 13).

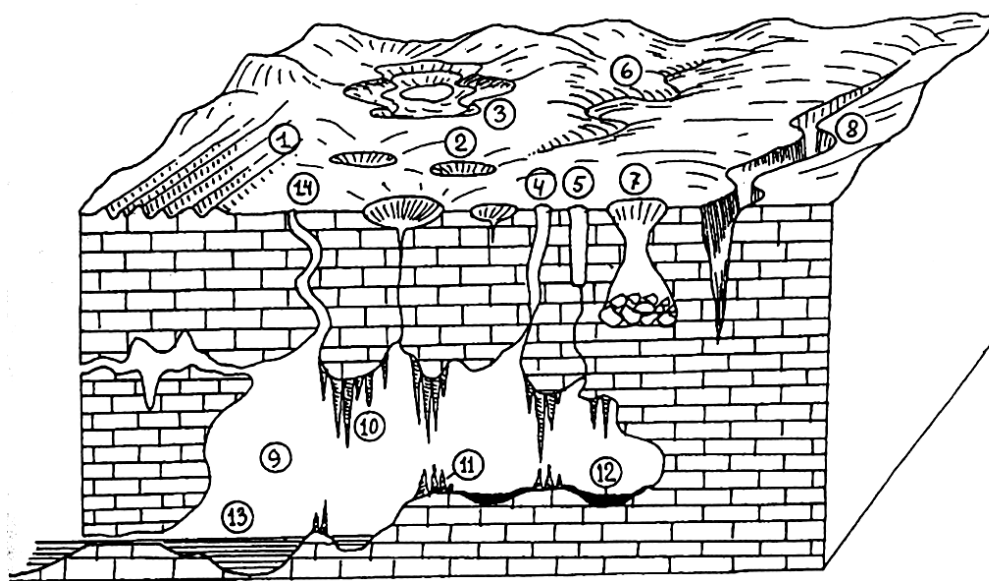


Рис. 13. Карстовые формы рельефа:

- 1 – карры; 2 – воронки; 3 – полье; 4 – колодцы; 5 – шахты; 6 – исчезающие реки; 7 – провальные воронки; 8 – ущелье; 9 – пещера; 10 – сталактиты; 11 – сталагмиты; 12 – «терра-росса»; 13 – пещерное озеро; 14 – сифоны

Вследствие обилия водопоглощающих трещин, воронок и шахт карстовые районы очень бедны реками. Здесь встречаются зачаточные сухие долины в виде глубоких ложбин, часто лишенных однообразного уклона. По тальвегу их располагается цепь карстовых замкнутых воронок.

Долины водостоков представляют большей частью глубокие ущелья с крутыми и даже вертикальными склонами. Встречаются мешкообразные долины, имеющие замкнутую циркообразную вершину, упирающуюся в скалистый обрыв, из-под которого появляется водоток в виде мощного источника. Часто этот водоток превращается в подземную реку.

Большинство карстовых форм рельефа изображаются на топографических картах с помощью специальных условных знаков.

4.5. Гляциальные процессы и гляциальные формы рельефа

Гляциальные процессы обусловлены деятельностью льда. Обязательным условиям для развития таких процессов является оледенение участка, который находится в пределах хионосферы.

Хионосфера – слой атмосферы, где возможен постоянный положительный баланс твердых осадков. Нижняя ее граница – это снеговая линия (пересечение хионосферы с суши), а верхняя – высоты 8–10 км. Снежный лед образуется при метаморфизации снега. Снег в результате многократного замерзания, оттаивания приобретает крупнозернистую структуру – фирн, который затем превращается в глетчерный лед.

Ледниками называют устойчивые во времени накопления льда на земной поверхности. Лед в больших массах приобретает пластичность и способен течь, особенно при большом уклоне. Эти условия существуют в горах. Питание ледника осуществляется за счет снега. Ледник разделяется на зону аккумуляции и зону абляции – это расход льда через таяние и испарение. Незначительные колебания края ледника в ходе таяния называется осцилляцией.

Различают ледники материковые и горные. Последние подразделяются на ряд типов: долинные, каровые, вулканические, плоскогорий и другие.

В настоящее время материковые (покровные) ледники – это Гренландии и Антарктиды. Характерная особенность: огромная площадь (Антарктида – 13,2 млн. квадратных километров и мощность – 4 км.).

Покровные ледники Гренландии и Антарктиды стекают в море через понижения в прибрежном рельефе. Лед, достигнув воды, всплывает, разламывается и превращается в айсберги.

Рельефообразующая роль деятельности ледников выражается в переносе обломочного материала и изменении форм рельефа.

При своем движении ледник производит следующие виды работ:

- разрушение горных пород подледного ложа с образованием обломков разных размеров;
- перенос обломочного материала;
- отложение обломочного материала.

Разрушительная деятельность ледника называется экзорацией. Экзорация приводит к образованию:

- каров – углублений в склоне горы, ограниченных с трех сторон крутыми стенками и открытые в сторону падения склона; кары, полчашевидной формы называют цирками;
- сквозных долин, образующихся в результате сползания ледников из области питания по долинам рек и формирования корытообразных долин с пологими в верхней части и крутыми – в нижней бортами; поперечный профиль долины приобретает форму U и их называют трогами;
- ледников террас и уступов в продольном профиле трогов, образующихся на дне троговых долин за счет поперечных скальных выступов, называемых ригелями;
- «бараньи лбы» и «курчавых скал» – скалистых выступов, округленных и отточенных ледниками, со следами отрыва и разрушения горной породы; рельеф, сложенный группой скалистых выступов, называется рельефом «курчавых скал»;
- морен – обломочного материала, откладываемого ледниками; морена может быть отложена под ледниками (донная), или посередине долины (срединная), у ее бортов (боковая) и в месте остановки ледника (конечная);

– друмлинов – продолговатых холмов высотой до 50 м, сложенных моренным и скальным материалом; имеют продолговатую вытянутую форму со смещенной вершиной в сторону движения ледника; склон друмлины, обращенный в сторону ледника круче, чем противоположный.

В придонной части ледника действуют многочисленные водные потоки. Они переносят большое количество обломочного материала и отлагают его как на ложе ледника, так и за его пределами. Эти отложения называются флювиогляциальными. После таяния ледника на местности остаются специфические формы рельефа: озы, камы, камовые террасы, зандры.

Озы – валообразные узкие вытянутые гряды, сложенные плохо окатанными обломочными, водно-ледниковыми отложениями.

По виду они напоминают – железнодорожные насыпи, имеют узкий гребень и крутые (до 40°) склоны. Их относительная высота в среднем 10–25 м, ширина основания от 40 до 100 м, длина от 3–4 до 25 км. Хорошо сохранившиеся озы легко опознаются на местности.

Камы – крутые холмы с выположенной вершиной неправильной, большей частью округлой формой, сложенные слоистым материалом (глины, песок, с включением валунов). Склоны их 15°–20° крутизны, относительная высота от 10–15 до 40 м.

В предледниковых (перегляциальных) областях выделяют следующие отложения: зандры и ленточные глины.

Зандры образовались в результате отложения каменного материала, вынесенного ледниковым потоком через конечную морену. На равнинных пространствах без резко выраженного преобладающего уклона зандровые конусы сливались вместе в обширные песчаные равнины, называемые зандровыми полями.

В предледниковых подпрудных водоемах образовались наиболее типичные озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения. Среди них особой известностью пользуются ленточные глины, толщина которых состоит из многократных годовых лент, слагающихся, в свою очередь, из нижнего песчаного слоя и верхнего глинистого.

В течение геологической истории Земли не раз возникали условия, при которых формировались крупнейшие покровы материковых льдов.

Установлено, что на Русской равнине в четвертичное время было не менее четырех эпох оледенений и межледниковий. Оледенения: окское, днепровское, московское, валдайское. Межледниковья: днепровско-московское (одинцовское), московско-валдайское (микулинское) (табл. 3).

В областях древнего материкового оледенения выделяются следующие зоны:

- а) зона ледниковой денудации;
- б) зона ледниковой аккумуляции;
- в) перегляциальная зона.

Зона преобладающей ледниковой денудации распространена на территории Балтийского щита. Здесь представлены все известные формы ледникового рельефа.

В этих районах к югу часто встречаются озы – аккумулятивные формы флювио-гляциального происхождения (песок, гравий, галька). Их используют в практических целях: добычи стройматериалов (карьер «Буруны»), близ Ошмян, прокладке дорог.

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции

Окская ледниковая эпоха не оставила на Русской равнине заметных следов в ее рельефе.

Днепровская ледниковая эпоха – эпоха максимального оледенения. Граница ее доходила далеко на юг по долинам Днепра и Дона. Ее следы – это поля песчаных приледниковых отложений – зандров, или Каневские гляциодислокации – напорные морены.

Московское (Сожское) оледенение – предпоследнее – южная граница окрестности Москвы. Здесь уцелел (равно как и в Беларуси) холмисто-западинный рельеф основной морены, сплошной покров ледниковых отложений, камовый рельеф.

Валдайское (Поозерское) оледенение. Очень хорошо сохранились аккумулятивные формы в виде холмисто-западинного моренного рельефа. Многочисленные озера, приуроченные к западинам. Много конечно-моренных образований. Под Санкт-Петербургом сохранились друмлины. В областях аккумуляции встречаются отторженцы – пласты горных пород от 5–10 м до 100–300 м размером.

После исчезновения ледникового покрова моренный рельеф подвергся и продолжает подвергаться переработке склоновыми и флювиальными процессами. На месте первичной моренной равнины, возникает «вторичная» моренная равнина.

Схема стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины

Основные подразделения	Горизонты	Индекс	
Современные отложения (голоцен)	Современный (последледниковый)	Q ₄	
Верхнечетвертичные отложения (верхний плейстоцен)	Валдайский Q ₃ ^{VI}	Осташковский (ледниковый)	Q ₃ ^{os}
		Молого-шекснинский (межледниковый)	Q ₃ ^{mls}
		Калининский (ледниковый)	Q ₃ ^{kl}
	Микулинский (мгинский, межледниковый)	Q ₃ ^{mk(mg)}	
	Среднечетвертичные отложения (средний плейстоцен)	Московский (ледниковый)	Q ₂ ^{ms}
Одинцовский (рославльский, межледниковый)		Q ₂ ^{od(rs)}	
Днепровский (ледниковый)		Q ₂ ^{dn}	
Лихвинский (межледниковый)		Q ₂ ^{lh}	
Нижнечетвертичные отложения (нижний плейстоцен)	Окский (ледниковый)	Q ₁ ^{ok}	
	Беловежский (межледниковый)	Q ₁ ^{bl}	

Перегляциальная зона располагается вне пределов распространения ледника. Здесь характерны следующие комплексы форм и типов рельефа: зандровые равнины, долинные зандры, ложбины стока талых ледниковых вод, приледниковые озера, древние материковые дюны.

Зандровые равнины – пологоволнистые равнины, располагаются перед внешним краем конечно-моренных ледниковых образований. Это слившиеся пологие конусы выноса большого радиуса. Сложены галечниками, гравием, песками. Распространены в Белорусском Полесье.

Долинные зандры. В современном рельефе представлены верхними террасами речных долин, которые ранее примыкали к краю ледника.

Ложбины стоки талых ледниковых вод – пользуются в пределах перегляциальной зоны широким распространением от 50–200 м до 300 км шириной. В современном рельефе эти плоскодонные понижения с нечетко выраженными склонами, постепенно переходят в поверхности междуречий. Ложбины стока выполнены мощными толщами флювиогляциальных песков и галечников.

Параболлические дюны – эоловые формы рельефа. Образовались эти формы из поперечных (к ветру) валообразных дюн при закреплении концов перемещаемого ветром песчаного вала растительностью. Они хорошо отображаются на аэрофотоснимках.

4.6. Морские процессы

Из всех планет Солнечной системы только на Земле есть океан. Он занимает 70,8 % всей поверхности Земли. 97 % всей воды на Земле, образовавшейся вероятно из воды, освободившейся при разогреве водосодержащих минералов, сосредоточено в океанах. Ее объем составляет $1350 \cdot 10^6 \text{ км}^3$.

В связи с преобладанием доли солнечного тепла в общем тепловом балансе океана его температуру в основном определяет влияние Солнца. Среднегодовая температура воды на поверхности Мирового океана – $17,5^\circ\text{C}$. Из-за изменения температуры с глубиной и, следовательно, плотности, воды Мирового океана стратифицированы и их перемешивание в горизонтальной плоскости происходит

легче, чем в вертикальной. Более 75 % океанических вод имеют соленость 34,7 ‰. При этом примерно на 85 % солевой раствор морской воды состоит из NaCl. Океан проницаем для звуковых волн, плохо проницаем для световой и электромагнитной радиации.

Геологическая деятельность морей и океанов заключается в разрушении горных пород, переносе их и образовании осадков.

Завершение послеледниковой трансгрессии стало решающим событием в становлении современной береговой зоны. Наиболее распространенным типом стали затопленные или ингрессивные берега. Абразия (разрушение) и аккумуляция играют ведущую роль в создании облика морских берегов.

Абразия – один из ведущих процессов разрушения коренного берега и дна морскими волнами. Основное ее свойство – необратимость происходящих изменений. Скорость и масштабы этого процесса определяются следующими основными факторами: строением и составом пород берега и дна, силой и повторяемостью штормов, крутизной подводного склона. При прочих равных условиях абразия протекает на берегах с крутым дном – приглубинных.

Волны подходят к ним с большим запасом энергии и обрушиваются с громадной силой. В месте удара образуется углубление, которое постепенно превращается в волноприбойную нишу. Нависающие породы в конечном итоге обваливаются и образуется почти отвесная стена (клиф). Скопление обломков каменного материала у подножия клифа постепенно перетираются волнами и процесс продолжается по той же схеме до тех пор, пока приходящие к берегу волны, по мере расширения прибрежного мелководья (пляжа) не потеряют энергию разрушения. Подводный береговой склон выполаживается и вырабатывается так называемый абразивный профиль равновесия, т.е. рельеф дна приобретает предельную форму при данном уровне моря, волновом режиме и составе коренных пород. Закономерным этапом эволюции морских берегов при установившемся уровне моря является постепенное ослабление абразии и отмирание абразионных форм рельефа. Усилению абразии способствует подъем уровня океана и опускание суши под влиянием тектоники.

Приливно-отливные и постоянные течения обычно имеют незначительную скорость, поэтому именно волны приобретают большое транспортирующее значение, в виде волочения, на малых глубинах. Это волочение существенно сказывается на устойчивости обломочного материала и вызывает перестройку рельефа аккумулятивных берегов. Таким образом, основной причиной размыва аккумулятивных берегов следует считать изменение баланса наносов.

На берегах, достигших состояния абразионного уровня равновесия, часто образуются аккумулятивные формы – береговые валы, а на некотором расстоянии от берега, на поверхности береговой платформы в море – подводные валы-бары. Образование береговых валов и баров объясняется различием скоростей набегающих и сбегающих волн. Такие формы рельефа образуются при подходе морских волн под прямым углом к берегу. Косой подход волн сопровождается перемещением наносов вдоль берега (береговым потоком наносов). В случае извилистой береговой линии и подхода морских волн к ней под некоторым острым углом могут возникнуть надводные аккумулятивные террасы, косы пересыпи.

Все морские берега подразделяются на берега коренные, сложенные древними горными породами, и берега аккумулятивные, сложенные отложениями, образующимися в настоящее время.

К коренным берегам относятся:

1. Фиордовые берега – пороги ледников, затопленные водой. Берега фиордов высокие и крутые, отвесные с часто встречающимися «висячими долинами» и водопадами. Отличаются сильной изрезанностью, большим количеством островов и полуостровов.

2. Шхерные берега образовались при участии ледников. Характерным является большое количество небольших островов, подводных скал, валунов и мелей.

3. Далматинские берега образуются в результате частичного погружения складчатой горной системы, подтопленные хребты которой параллельны береговой линии, а водное пространство образует узкие длинные проливы и заливы.

4. Риасовые берега, в отличие от далматинских, образуются при подтоплении хребтов складчатых горных систем, расположенных под углом к основному направлению берега, или затопленные морем устьевых частей речных долин.

5. Лопастные берега образуются в районах дислокаций земной коры сбросового типа.

К аккумулятивным (современным) берегам относятся:

1. Лиманные берега – образуются в результате затопления устьевых частей речных долин и балок, расчленяющих низменную поверхность, сложенную горизонтально залегающими осадочными породами.

2. Термоабразивные берега образовались в результате взаимодействия моря и процессов, связанных с оттаиванием мерзлых рыхлых пород и ископаемого льда.

Кроме того, к современным берегам относятся: дельтовые, коралловые, мангровые и вулканические берега.

Одним из важнейших результатов геологической деятельности моря является наполнение мощных толщ осадочных пород. Процесс осадки наполнения называется седиментацией. Основные факторы, влияющие на седиментацию – это рельеф дна океана, соленость морской воды, газовый режим вод океанов и морей, температура морской воды, органический мир и климат. В результате взаимодействия указанных факторов образуются следующие типы осадков: терригенные, хемогенные, органогенные, полигенные, вулканические и ледниково-морские.

Соотношение между высотами и глубинами суши и океанов, как и в целом, так и отдельных его частей, выраженные в площадях или в процентах, можно представить в виде гипсометрической кривой (рис. 14). По этой кривой фактический рельеф твердой оболочки Земли приурочен к двум уровням. Верхний уровень включает всю площадь суши и прибрежную полосу мелководья; нижний охватывает остальную часть океанического дна. Верхний уровень соответствует поверхности континентов, нижний – поверхности дна океанических впадин. Относительно уровня моря поверхность континентов приурочена к отметке +50м, а океанического дна – к средней глубине – 4800м, что отражает реально существующую особенность рельефа твердой оболочки Земли. Эта особенность отчет-

ливо проявляется в сравнении фактической двухмодельной кривой распределения превышений с расчетной, отображающей усредненное, случайное распределение высот со средним значением около $-2,5$ м.

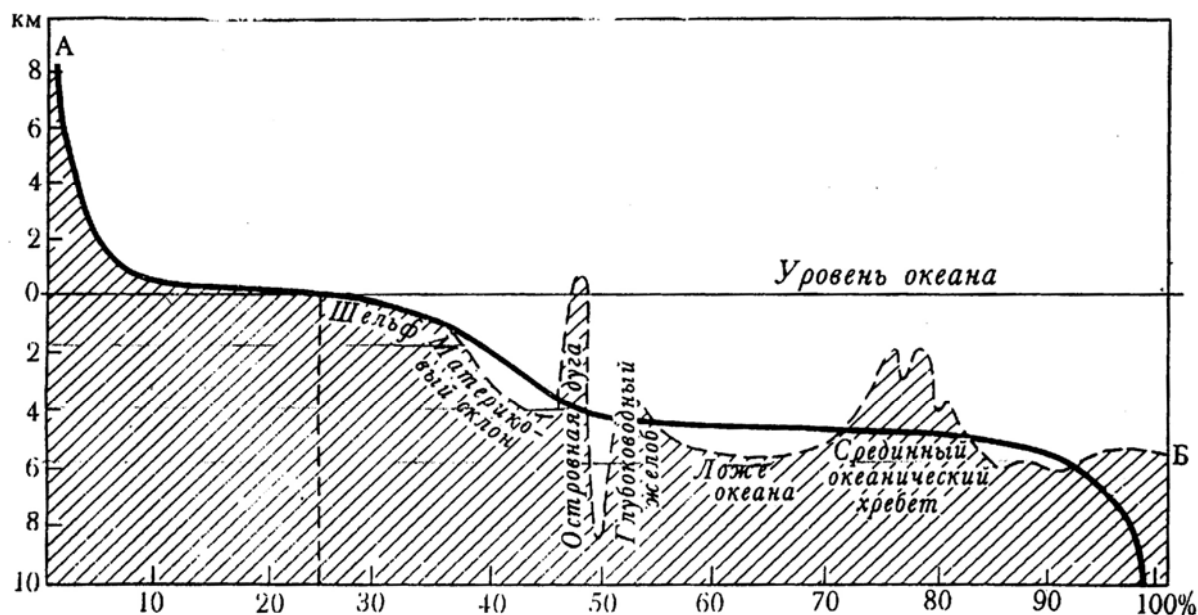


Рис. 14. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б)

Из общей площади поверхности Земли в 510 млн. км² суша занимает 150 млн. км², т.е. менее 30 %, на долю Мирового океана приходится около 261 млн. км² или более 70 % поверхности планеты. Форма кривой распределения площадей суши – выгнутая, что свидетельствует о преобладании небольших превышений. И действительно, основную часть суши занимают низменные равнины (около 72 %). Предгорные районы составляют 29,2 млн. км² (около 20 %), а остальные 8 % приходится на долю высокогорных районов.

Основные элементы рельефа дна океана следующие:

1. Континентальные шельфы – затопленные морские окраины в виде слабо-всхолмленных выровненных участков, пологонаклоненные в сторону континентального склона. Ширина шельфов от десятков до 1300 км (средняя – 68 км), глубина от 50 до 600 м, площадь 27,5 млн. км².

2. Комплекс форм рельефа, переходящий от материков к океану:

- материковые склоны – крутые откосы (4°) высотой более 4000 м, расчлененные подводными каньонами. Площадь 38,7 млн. км²;

- глубоко погруженные блоки материков (бордерленды). Отделены от материков разломами и сохраняют не переработанный морской субаэральный рельеф.

- островные дуги и сопряженная с ними область современного горообразования. Они представлены рядом островов и подводных гор, с внешней стороны ограниченных глубоководными желобами. Островные дуги часто представлены одинарными и двойными вулканами.

- котловины краевых морей;

- ложе Мирового океана и глобальная система срединных океанических хребтов, с которыми связывают формирование земной коры океанического типа.

Наиболее типичные Атлантический и Тихоокеанский срединные хребты. Они представлены широкими (до 2000 км) поднятиями с высотами 3,5–4 км. К сводам хребтов приурочены рифты (грабены), окаймленные горстами. Ложе осложнено сводово-глыбовыми поднятиями и вулканическими хребтами. Площадь ложа 289,7 млн. км², средняя глубина 4420 м.

К структурным формам океанического дна относятся:

1. Подводные каньоны – многочисленные подводные овраги, расположенные перпендикулярно бровке континентального шельфа и глубоко врезающиеся в континентальный склон. Их образование связывают с мутьевыми потоками, которые скатываются с шельфов по склону. Ширина крупных каньонов измеряется – десятками, а длина – сотнями километров. Положение крупных каньонов на континентальном склоне часто связывают с разломами поперечного простирания.

2. Конусы выноса связаны с образованием подводных каньонов и представляют собой веерообразные конусы с вершинами, смещенными к устью и сложенные продуктами эрозии стенок и дна каньонов, а также продуктами мутьевых потоков. Ширина и длина крупных конусов выноса измеряется тысячами километров (Бенгальский конус выноса). Часто крупные конусы выноса прорезываются каналами, корытообразными долинами, имеющими в плане извилистую форму.

Практически вся поверхность континентального подножия сложена продуктами разрушения берегов, шельфа и склона, перенесенных сюда мутьевыми потоками и течениями.

3. Океанские поднятия – узкие, очень вытянутые поднятия, а также округлые, изометрической формы плато, возвышающиеся над уровнем абиссальных равнин на 2–4 км. В океане поднятия занимают различное положение – от центральных до прибрежных районов. Наиболее многочисленную группу океанических поднятий составляют конусы подводных вулканов, вершины которых, в результате выхода на поверхность и воздействия эрозионных процессов, постепенно сглаживаются, а сами поднятия приобретают форму усеченного конуса. К локальным океаническим поднятиям биогенного происхождения относятся коралловые рифы, распространенные в тропических широтах.

4. Срединные океанические хребты – самые внушительные элементы рельефа океанического дна. За редким исключением (Индийский океан) они занимают центральную часть океанических впадин и образуют на планете глобальную непрерывную цепь протяженностью более 60 тыс.км. В зависимости от крутизны склонов ширина срединно-океанических хребтов изменяется от 500–600 до 3000–4000 км, а высота от 2 до 4 км над средним уровнем дна. Гребень ряда срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов расчленен разломами вдоль оси с образованием узкой долины – рифта.

На всем своем протяжении срединно-океанические хребты расчленены системой поперечных трансформных разломов. По этим разломам отдельные участки хребтов смещены относительно друг друга амплитудами горизонтального смещения до 300 км. Срединно-океанические хребты – весьма активные в геологическом отношении структуры.

5. Глубоководные океанические желоба – узкие и глубокие долины, протягивающиеся на многие тысячи километров при ширине до нескольких десятков километров. По положению относительно континентов выделяются два типа глубоководных желобов: желоба расположенные вблизи континентов, за узкой полосой шельфа и склона. Желоба, располагающиеся на удалении в несколько сотен километров от континента, от которого они отделяются сравнительно мелководным морем и островной дугой.

В разрезе большинство желобов асимметричны. Склон, обращенный к континенту или островной дуге более крутой (до 25°), другой склон, обращенный к океану, пологий. Дно большинства желобов почти плоское. Они также активны в геологическом отношении.

Озера. Они занимают 2 % всей суши Земли и, иногда, по своим размерам не уступают некоторым морям. Площадь озер варьирует от нескольких гектаров до сотни тысяч квадратных километров. Озера встречаются на разных гипсометрических отметках. Их глубины меняются от нескольких десятков сантиметров до, более чем 1500 м. Воды озер бывают пресные и соленые. Происхождение озер весьма разнообразно. К категории эндогенных по генезису озерных котловин относятся следующие группы: вулканогенная, сейсмогенная и тектоногенная. К категории экзогенных – гравитационная, эрозионная, эоловая, гляциогенная, био-генная и метеоритная.

Геологическая деятельность озер проявляется в основном в накоплении осадочного материала и менее – в береговой абразии поверхностными ветровыми волнами. Химические осадки озер: поваренная соль, глауберова соль, доломит, гипс, мираболит, сода, окись марганца, окись железа, ангидрит и т.д.

Наращение русловых отложений при впадении рек в озера с последующим образованием дельт – обычное явление.

Вместе с химическими осадками в озерах, за счет гниения организмов и растений, образуются органические остатки – сапропели и битуминозные породы.

Участки земной поверхности, находящиеся в состоянии переувлажнения называются болотами. Они являются, по сути, последней стадией жизни озер. По своему расположению в рельефе выделяют болота: верховые, низинные, промежуточные. Первые из них располагаются на водоразделах и питаются только атмосферными осадками. Именно они служат истоками рек и ручьев. Верховые болота обычно покрыты моховой растительностью (сфагнумом). Низинные болота расположены в пониженных частях рельефа. Питание этого типа болот происходит за счет атмосферных осадков, так и грунтовыми водами. Обычно низинные

болота – проточные. Растительность этих болот – рагоз, камыш и осока. Промежуточные болота несут на себе следы, как верховых, так и низинных.

Помимо торфа, образующегося в результате отмирания болотных растений и гниения их без доступа кислорода, в болотах часто образуется мелкие месторождения сапропелевых углей и руд.

5.7. Склоны, склоновые процессы и рельеф склонов

1. Рельеф земной поверхности состоит из сочетания склонов и субгоризонтальных поверхностей. Это такие поверхности, на которых в перемещении вещества определяющую роль играет составляющая сила тяжести ($> 2^\circ$). Без 1° – 2° на долю склонов приходится 80 % всей поверхности суши.

2. Силе тяжести на склонах противостоит силы сцепления частиц рыхлых пород между собой и с подстилающими неветренными коренными породами. Это соотношение бывает разным. О перемещении вещества на склонах судят в поле, а в случае малых скоростей этих процессов – на основании изучения морфологии склонов и строения склоновых отложений.

3. На них могут быть как выработанные, так и аккумулятивные формы рельефа. Склоновая денудация является одним из основных экзогенных факторов формирования рельефа и основным поставщиком материала, из которого образуются аллювиальные и другие отложения.

4. Существует тесная связь между выветриванием и склоновыми процессами: быстрое удаление со склонов рыхлых продуктов выветривания обнажает свежую породу и тем самым способствует усилению выветривания.

5. Изучению склонов и склоновых процессов уделяется большое внимание. Это борьба с эрозией почв, при изысканиях под строительство сооружений на склонах, поиски различных ископаемых.

6. Морфология, (внешние особенности склонов): крутизна, длина, форма. По крутизне склоны делят: крутые ($v \geq 35^\circ$), склоны средней крутизны ($v = 35^\circ$ – 15°), отлогие склоны ($v = 15^\circ$ – 5°), очень отлогие склоны ($v = 5^\circ$ – 2°). Это дает возможность судить о характере и интенсивности склоновых процессов.

По длине склоны делят на длинные ($l > 500$ м), склоны средней длины ($l = 500-50$ м), короткие склоны ($l < 50$ м). Их длина обуславливает различную степень увлажнения склоновых отложений, а от этого зависит интенсивность хода всех склоновых процессов.

По форме профили склонов могут быть прямыми, выпуклыми, вогнутыми, выпукло-вогнутыми (рис. 15).

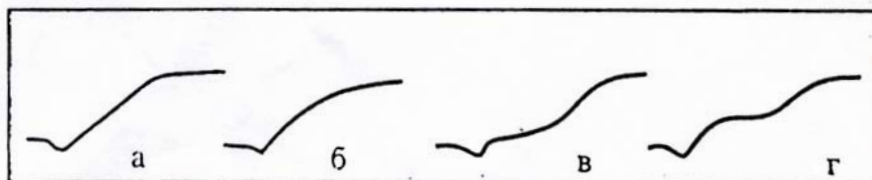


Рис. 15. Форма профилей склонов:
а – прямой склон; б – выпуклый; в – вогнутый; г – выпукло-вогнутый

Форма профиля склонов несет особенно большую информацию о процессах, происходящих на них, и иногда дает возможность судить о характере взаимодействия эндогенных и экзогенных сил.

Наклоненные участки плоскости земли (склоны) – результат деятельности эндогенных или экзогенных сил.

Склоны эндогенного происхождения могут быть образованы в результате тектонических движений земной коры, магматизма, землетрясений, колебательных движений земной коры, складчатых или разрывных нарушений.

Склоны экзогенного происхождения: склоны созданные поверхностными текучими водами (флювиальные склоны), деятельностью озер, морей, ледников, ветра, подземных вод и мерзлотных процессов, хозяйственной деятельностью человека.

Эти склоны подразделяются на склоны денудационные (выработанные) и аккумулятивные.

Обвальные склоны. Это процесс отрыва от основной массы горной породы, крупных глыб и последующего их перемещения вниз по склону образованию обвала предшествует возникновение трещин, по которым происходит отрыв и обрушение блока породы. Морфологический результат – образования стенок (плос-

костей) срыва и нищ в верхних частях склонов и наполнению продуктов обрушения, у их подножий. Они наблюдаются на склонах 30°–40°.

Обвалы наблюдаются как в горах, так и на равнинах.

Осыпные склоны. Их образование связано с физическим выветриванием. Чаще всего образуются на склонах, сложенных мергелями или глинистыми сланцами. Различают осыпной склон, осыпной лоток и конус осыпи. Осыпной склон сложен обнаженной породой, подвергающейся физическому выветриванию. Осыпной лоток глубиной 1–2 м при ширине в нескольких метров. Когда уклон поверхности не станет меньше угла естественного откоса, тогда начинается аккумуляция обломков и формируется конус осыпи.

Сливаясь друг с другом, осыпные конусы образуют сплошной шлейф из крупных и мелких обломков породы. Формируются отложения, называемые коллювием (скопление). Он отличается плохой сортировкой материала.

В возникновении обвалов и осыпей принимает участие вода и гравитация.

Лавинные склоны. Скользящие и низвергающиеся вниз со склона снежные массы называются лавиной (на горных склонах).

Существует три типа лавин: осовы, лотковые лавины, прыгающие лавины.

Оползневые склоны. При оползании происходит перемещение монолитного блока породы. Они всегда гидрологически обусловлены. Они возникают, когда водопроницаемые породы подстилаются горизонтом водоупорных пород, чаще всего глин. Водоупорный горизонт служит поверхностью скольжения. При оползании порода может частично дробиться, превращаться в бесструктурную массу. Скопление оползневых масс у подножия склонов называется делювием. Бывают разные по размерам оползни. Образуются в горах и на равнинах, где они приурочены к берегам рек, морей, озер. Возникают на крутых склонах, равными 15° или больше. Такие оползни называются блоковыми или структурными. Встречаются наиболее часто.

Для выявления оползневых склонов важно изучать их морфологию. Признаки развития оползневых процессов это появление бугристости на поверхности

и у основания склона, наличие террасовидных площадок, запрокинутых в сторону берега, замкнутых западин.

Склоны медленной солифлюкции – движение массы грунта, обладающего способностью растекаться толстым слоем. Возникает если рыхлые массы песчано-глинистого материала, насыщенные водой не в состоянии длительное время сохранять уклон своей поверхности. В умеренных широтах с гумидным климатом медленная солифлюкция характерна для нижних лучше увлажненных частей склонов, могут даже происходить на отлогих склонах, крутизной 3–4°.

Скорость движения грунта зависит от длины, крутизны и характера поверхности склонов, механического состава и мощности рыхлого чехла, наличия или отсутствия водоупорных пород. Скорости от 10 см до 2 м в час, характеризуются ровной поверхностью.

Дефлюкционные склоны. Возникают на склонах, где имеется растительный покров, там происходит медленное, вековое перемещение коры выветривания. Механизм перемещения – колебания температуры t° и влажности. Частицы нагреваются и расширяются, поднимаются ближе к поверхности и успевают пройти некоторое расстояние по склону. Такое медленное смещение коры выветривания (при ее глинистом или суглинистом составе) может протекать со скоростью от 0,2 до 1 см в год. Этот вид движения называется дефлюкция, или крипа. Признаки течения: слоистость течения, направление щебневых кос, изгибание корней растений вниз по склону. Протекают на склонах крутизной 10–35°. При большей скорости может произойти разрыв дернового покрова. Этот вид движения отдельных блоков называется децерация. Признак – микроскопичность на склоне. Дерновый покров разорван, на вертикальных гранях ступенек обнажаются почва или кора выветривания.

Большую роль при децерационных процессах играет увеличение давления на грунт – выпас скота – появляются коровьи тропы. Поэтому на склоне образуются волнистые микротеррасы.

Делювиальные склоны, на которых перемещение материала вниз по склону происходит в результате стока дождевых или талых вод в виде тонких струек, по-

крывающих всю поверхность склона. Энергия таких струек очень мала. Но они обуславливают смытие мелких частиц продуктов выветривания и отлагая их у подножия склонов, где формируется особый тип континентальных отложений (делювий) суглинков или супесей. Характеризуется отсутствием слоистости, слабой сортированностью частиц. Окрашены в различные оттенки серого цвета. В результате делювиального смыва уничтожается верхний плодородный горизонт почвы. Этим наносится большой вред.

Факторы делювиального смыва: крутизна, длина склона, состав слагающих его пород, характер атмосферных осадков, интенсивность весеннего снеготаяния, от микрорельефа, от характера поверхности склона (поле, луг, лес).

На пашне делювиальный смыв идет даже при наклоне 2–3°.

Равномерный плоскостной смыв может происходить лишь на ровных участках. Таких условий в природе нет. Поэтому по понижениям объединяются струи в небольшой поток, образуя борозды. Так на склонах начинается процесс размыва – эрозия, образуя промоины, овраги.

Такой процесс также наблюдается на солифлюкционных склонах, где солифлюкционные потоки приспособляются к имеющимся на склонах понижениям – безрусельных ложбин (деллей).

Делли – неглубокие (0,5 м) понижения, расстояние между которыми от 20 до 60 м. Они прямолинейны. Возникают на склонах дефлюкции от 10° до 15° крутизны.

Возраст склонов

Его определить трудно. Это объясняется тем, что на любом первичном склоне постоянно идут те или другие склоновые процессы. Если говорить о возрасте склона, то надо иметь в виду о времени действия того агента, который создал основные морфологические особенности первичного склона.

Для склонов эндогенного происхождения – это время проявления того или иного типа тектонических движений, для экзогенных – время действия одного из экзогенных агентов.

Проще решается вопрос о возрасте склонов аккумулятивных форм рельефа. Нужен возраст осадков – и это будет возраст склона.

Возраст денудационных склонов может быть определен по возрасту склоновых отложений, или по соотношению форм рельефа, возраст которых известен.

Пример, склоны речных долин Подмосковья сформировались после таяния московского ледника, так как долины врезаны в поверхность междуречья, сложенных ледниковыми отложениями московского возраста.

Если склоны долин опираются на пойму, то их возраст определить нельзя, формирование которых происходит и сейчас. При наличии в долине реки террас, возраст разных участков ее склонов можно уточнить.

Так если в долине имеется надпойменная терраса позднечетвертичного валдайского возраста, то склон долины, опирающийся на ее поверхность имеет возраст средне – и позднечетвертичный (московско-валдайский возраст), а склон от поверхности террасы к пойме – позднечетвертичный – голоценовый (послевалдайский) возраст.

Развитие склонов. Понятие о пенебленах, педиментах, педибленах и поверхностях выравнивания

Склоновые процессы ведут к выполаживанию склонов, к сглаживанию рельефа. А если участок земной поверхности находится длительное время в состоянии тектонического покоя, то выполаживание склонов приведет к съеданию, понижению междуречных пространств и формированию на месте расчлененного участка невысокой, слегка волнистой равнины, которую Девис предложил назвать пенебленом.

Но, чаще всего, развитие и образование денудационных выровненных поверхностей происходит путем отступления склонов параллельно самим себе, а сформировавшаяся денудационная равнина называется педибленом. Простейшая форма педибленизации – образование педимента – пологоволнистой площадки (3–5°) формирующейся в коренных породах у подножья отступающего склона (пустыни).

Оптимальные условия для формирования пенебленов имеются на платформах, со спокойным тектоническим режимом в умеренном гумидном климате (центральные части Русской равнины).

Образование педиментов, педиленов и пенепленов возможно только в условиях нисходящего развития рельефа, т.е. в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными. При этом происходит уменьшение относительных высот и выполаживание склонов.

При неоднократной смене этапов нисходящего и восходящего развития рельефа в горных странах образуется ряд денудационных уровней в виде ступеней или ярусов на разных высотах. Это поверхности выравнивания (Кавказ, Африка).

4.8. Криогенные процессы

Состояние горных пород, при котором они длительное время сохраняют отрицательную температуру, называется вечной (многолетней) мерзлотой. В отличие от вечной мерзлоты сезонная мерзлота замораживает горные породы только зимой.

По распространению на поверхности Земли выделяют:

- островную мерзлоту в виде отдельных участков мерзлоты с температурой около 0°C среди талых грунтов;
- мерзлоту с таликами, где среди общей массы многолетней мерзлоты с температурой $+5-1,5^{\circ}\text{C}$ встречаются талые участки;
- сплошную мерзлоту, где грунты находятся в состоянии многолетней мерзлоты с температурой -5°C (до -8°C).

Основной причиной возникновения многолетней мерзлоты следует считать реликтовые явления эпох оледенения.

По вертикали вечную мерзлоту разделяют на следующие зоны:

- 1) деятельный слой;
- 2) собственно вечная мерзлота;
- 3) подмерзлотный слой.

Деятельный слой мощностью от 0,2 до 4,0 м может быть охарактеризован как сезонная мерзлота. Глубина воздействия температур зависит от климата, состава и состояния пород, характера ориентации и наклона местности, растительного покрова и т. д.

Собственно вечную мерзлоту по характеру зимнего промерзания подразделяют на слившуюся вечную мерзлоту и неслившуюся. По мощности собственно вечная мерзлота изменяется от нескольких до сотен метров.

Толщи вечной мерзлоты бывают непрерывные – когда горные породы по всей глубине находятся в мерзлом состоянии и слоистые – чередование вечномерзлотных и талых пород.

Горные породы вечной мерзлоты по химическому составу делятся на твердомерзлые (пылеватые породы сцементированы льдом), пластичномерзлые (породы заполнены не только льдом, но и водой с температурой около 0°C и сыпучемерзлые (при недостатке влаги у песчаных и гравелистых пород).

Подземные воды вечной мерзлоты образуют три горизонта:

- надмерзлотные воды – не напорные воды деятельного слоя;
- межмерзлотные воды – напорные воды, связанные с талыми прослойками слоистой вечной мерзлоты;
- подмерзлотные воды – напорные воды, связанные с подмерзлотным слоем.

Подземные воды связаны между собой и имеют сложный режим. В режиме действия вечной мерзлоты наблюдается ряд явлений, связанных с изменением режима подземных вод, температуры воздуха и горных пород. Эти явления называются криогенными. К ним относятся: пучение – увеличение объема глинистых и пылеватых частиц; гидролакколиты – вспучивание и образование земляных бугров на земной поверхности в результате напора в сечении талого слоя и прорыва воды на поверхность; термокарсты – образование провалов и осадок вследствие вытаивания льда; солифлюкция – стекание оттаивавшего грунта на склонах по кровле льдистого слоя под действием силы тяжести с образованием земляных потоков; мари – заболачивание пониженных участков рельефа вследствие поднятия уровня грунтовых вод.

4.9. Техногенные процессы

Добыча любого вида полезных ископаемых, строительных материалов, подземных вод, нефти приводит к деформациям земной поверхности и, как следст-

вие, к изменению рельефа. Оказалось, что многие геологические события завершаются в пределах отрезков времени, измеряемых годами или даже днями, а замедленность геологических изменений относится не к самим событиям, а к длительным временным промежуткам, разделяющим эти события. Из сопоставления геологических событий, явлений и процессов, происходящих вследствие хозяйственно-промышленной деятельности человека видно что, например частота катастрофических землетрясений, вулканических извержений и наводнений соответствует частоте таких событий, как шахтные катастрофы (обвалы и взрывы метана), прорывы плотин. Ход природных процессов нарушается техногенной деятельностью человека. Совокупность воздействия человеческого общества на геологическую среду называют техногенезом. Он не только изменяет свойства и структуру геологических объектов, но и создает техногенные объекты. Выступая как внешний элемент геодинамики, он влияет на процессы выветривания, денудации и аккумуляции, на дислокационные движения и землетрясения. Доказано, что большие водохранилища гидроэлектростанций, расположенных в сейсмоактивных зонах, повышают сейсмичность района на 2–3 балла.

Горнотехническая деятельность носит глобальный характер и связана с обеспечением человечества полезными ископаемыми.

При всех способах выемки минерального сырья из земных недр в последних образуются зоны беспорядочного обрушения горных пород, зоны трещин и прогибов, нарушающих целостность горного массива. В результате выемки твердых полезных ископаемых, откачки нефти, газа и воды, на земной поверхности возникают проседания, провалы и карьеры, глубиной до десятков метров. Отбор руды, угля, сильвинита, строительного камня из недр сопровождается образованием высоких холмов отработанного материала называемых терриконами, солеотвалами и т.п. При этом преобладает рассеивание элементов.

Человек, извлекая из недр полезные ископаемые: нефть, газ, воду – подземным и открытым способом не только изменяет ландшафты, но и усиливает деградацию почв, ускоряет многие процессы и, в частности, осуществляет миграцию химических элементов в географическую среду.

Природа в течение более 4,5 млрд. лет существования Земли образовывала и конструировала минеральные соединения в недрах в виде месторождений, а человек гидротехнической деятельностью рассеивает или наоборот концентрирует элементы. Таким образом, возникают некоторые сочетания, взаимодействия человека и природы.

Производственно-хозяйственная деятельность человека приводит к изменениям не только в гидросфере и атмосфере, но и литосфере. Эти изменения заключаются в следующем: уплотнение грунтов, подтопление, карстово-суффозионные процессы, понижение уровня грунтовых вод, оседание поверхности, сдвигание горных пород в массиве, развитие эоловых процессов, чрезмерное осушение почв.

Общее направление техногенного преобразования земной поверхности – его нивелирование, исчезновение микрорельефа, развитие положительных и отрицательных форм рельефа с преобладанием тенденции повышения отметок за счет складирования добытых из недр горных масс.

Значительное количество вскрытых пород, отработанные шлаки, зола и отходы галитовые и строительной индустрии представляют основу искусственных грунтов. На территории Беларуси мощность искусственных грунтов достигает до 10 метров.

Вопросы для самопроверки

1. Какие процессы называют экзогенными?
2. Что такое выветривание и какие виды его Вы знаете?
3. Расскажите об эоловых процессах.
4. Какие процессы называются флювиальными?
5. Какие геологические процессы вызываются стоком постоянных потоков?
6. Какие формы рельефа образуются на земной поверхности при воздействии на нее временных потоков?
7. Расскажите об эрозионных фазах в работе рек.
8. Какие формы рельефа образуются при воздействии ледников на земную поверхность?

9. В чем заключается геологическая деятельность морей, озер и болот?
10. Какие виды морских берегов Вы знаете и в чем их особенность?
11. Какие элементы дна океана Вы знаете?
12. Что такое гипсометрическая кривая и как распределяются высоты и глубины на поверхности Земли?
13. Какие стадии переноса данных отложений Вы знаете?
14. Расскажите о классификации подземных вод по условиям залегания.
15. Что такое суффозионный процесс и в чем он заключается?
16. Что такое карстовый процесс и в чем он заключается?
17. Какие типы ледников Вы знаете и почему они образуются?
18. Сколько эпох древних материковых оледенений было на территории Беларуси?
19. Какие эрозионные и аккумулятивные формы рельефа образуют ледники?
20. Перечислите основные элементы дна океана.
21. Какие морские коренные берега Вы знаете? Опишите их.
22. Какие аккумулятивные берега Вы знаете? Опишите их.
23. В чем заключается геологическая деятельность озер?
24. Каково происхождение озер?
25. Какие виды болот Вы знаете и в чем их различие?
26. Дайте понятие склона и перечислите их классификацию?
27. Перечислите типы склонов.
28. Что такое пенемены, педименты, педилены и поверхности выравнивания?
29. Какие виды вечной мерзлоты Вы знаете?
30. На какие зоны делится вечная мерзлота по вертикали?
31. Опишите водный режим подземных вод зоны вечной мерзлоты.
32. Какие явления и формы рельефа возникают в зоне вечной мерзлоты?
33. Какие формы рельефа возникают при техногенных преобразованиях?

5. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ

Современная геоморфология делится на ряд дисциплин: морфография – занимается описанием характерных форм рельефа; морфометрия – рассматривает его количественные характеристики; динамическая геоморфология – изучает рельефообразующие процессы; структурная геоморфология – рассматривает связи рельефа с геологическим строением и тектоническими структурами.

При изучении природных процессов используются теоретические знания, полевые наблюдения с применением моделирования на местности, лабораторное и математическое моделирование. При этом в геоморфологии широко используют топографические карты.

При анализе древних отложений и форм рельефа в геологии и геоморфологии часто применяется принцип актуализма, допускающий сходство ныне наблюдаемых процессов с теми, которые протекали в минувшие геологические эпохи. Изучение современных геологических процессов (русловых, оползневых, оврагообразования и т. д.) имеет поэтому большой интерес для восстановления геологической истории.

5.1. Элементы, формы и типы рельефа земной поверхности

Простейшими составными частями форм рельефа земной поверхности являются элементы. С геометрической точки зрения они могут быть представлены поверхностями, линиями и точками.

Каждая форма рельефа, прежде всего, ограничена поверхностями (гранями), образующими с плоскостью горизонта те или иные углы наклона. По величине наклона их можно разделить на субгоризонтальные поверхности (с углами наклона меньше 2°) и склоны (углы наклона больше 2°). Поверхности (границы) могут быть горизонтальными, наклонными, выпуклыми и вогнутыми.

Чаще всего поверхности, ограничивающие формы рельефа, представляют собой сочетание участков разной крутизны (ступенчатые поверхности).

Различные поверхности, ограничивающие формы рельефа, пересекаются между собой, образуют линии. Эти линии называют каркасными (орографическими). В

рельефе выделяют следующие каркасные линии: водоразделы, тальвеги (водосборы), подошвы и бровки.

Водораздел – линия (полоса) на земной поверхности, разделяющая поверхностный сток противоположных смежных водостоков или их систем. Водоразделы – это ребра (линии пересечения плоскостей) положительных форм рельефа. В горах водоразделы выражены резко и обычно совпадают с гребнем хребта, но и в горах часты случаи, когда водораздельная линия проходит не по высоким горным цепям, а по более низким местам. На равнинах положение водораздела часто неопределенно и установить его не всегда возможно. Различают водоразделы первого порядка (между смежными речными системами) и водоразделы второго порядка (между смежными протоками главной реки). Иногда водоразделом называют полосу земной поверхности, разделяющую смежные речные системы. В таком случае правильней говорить о водораздельном пространстве.

Водоразделы, проходящие по гребню, по профилю поперечного сечения подразделяются на острые, округлые и плоские, а по форме продольного профиля – на ровные, волнистые и зубчатые.

Тальвег (водосбор) – линия, соединяющая наиболее низкие точки долины, балки, овраги и совпадающая с дном русла реки (водотока). В плане тальвег обычно представляет собой извилистую линию, в продольном профиле – вогнутую, реже выпуклую или ступенчатую форму. Участки ступенчатой формы профиля совпадают с порогами и водопадами.

Подошва (тыловой шов) – линия перегиба склона ниже которой он становится более пологим.

Термин «подошва» применяется для обозначения подножий гор, холмов, обрывов и т. д. В случае террасового рельефа, линию перехода уступа к площадке называют тыловым швом террасы.

Бровка – линия перегиба склона, ниже которой он становится более крутым (перегибы склонов, край террасы, плато, оврагов и т. д.).

К числу элементов рельефа относят и точки, которые обычно характеризуют места пересечения тех или иных каркасных линий.

Известно десять видов наземных узловых точек:

- вершинные – точки, имеющие наибольшие абсолютные отметки;
- узловые – точки пересечения нескольких водораздельных линий (водоразделов);
- перевальные (седловидные) – низшие точки водоразделов, пересекающие тальвеги;
- устьевые – точки впадения ручьев, рек в водные пространства;
- развилочные – точки деления тальвегов;
- плечевые – точки пересечения водоразделов (тальвегов) с бровками;
- локтевые – точки пересечения водоразделов (тальвегов) с подошвой;
- поворотные – точки изменения водоразделов;
- глубинные – наинизшие точки, расположенные в замкнутых впадинах;
- мысовые – точки пересечения с подошвами возвышенностей, резко и глубоко вдающиеся в водное пространство.

Таким образом, рельеф земной поверхности следует понимать как взаимное расположение линий, точек и плоскостей земной поверхности в пространстве, рассматриваемое по отношению к уровенной поверхности.

Формы рельефа представляют собой изолированные неровности суши, дна океанов и морей. Они характеризуются теми или иными особенностями внешнего вида, размерами и происхождением (генезисом).

По внешним (морфологическим) особенностям и взаимному сочетанию все формы рельефа можно подразделить на следующие группы: положительные и отрицательные, замкнутые и незамкнутые, простые и сложные.

Образование форм рельефа в различных природных условиях, на различных стадиях развития приводит к большому разнообразию их, поэтому для изучения этих форм необходима их классификация.

5.2. Классификация форм рельефа

В геоморфологии наибольшее значение имеет генетическая классификация, разработанная на основе общности происхождения.

К числу основных факторов, управляющих процессами рельефообразования, следует отнести тектонические движения земной коры и климат.

Первые создают первичные неровности земной поверхности (эндогенные факторы), второй – выравнивают земную поверхность. Поэтому в генетической классификации форм рельефа их, прежде всего, подразделяют на группы в зависимости от преобладающего эндогенного или экзогенного фактора.

Формы рельефа, преимущественно обусловленные эндогенными факторами.

1. Формы рельефа, обусловленные молодыми тектоническими движениями.
2. Структурные формы рельефа.
3. Вулканические формы рельефа.
4. Грязевулканические формы рельефа.

Формы рельефа, преимущественно обусловленные экзогенными процессами: деятельностью поверхностных текучих вод (флювиальные); силами гравитации; деятельностью снега (нивальные) и льда; деятельностью талых ледниковых вод; развитием вечной мерзлоты; образованные совместным действием нивальных, солифлюкционных и гравитационных процессов; деятельностью морских и озерных вод; совокупным действием эоловых, флювиальных и гравитационных процессов в условиях засушливого климата; деятельностью ветра; деятельностью подземных вод; деятельностью растений и животных; деятельностью человека.

Для геодезии большое значение имеет классификация форм рельефа по их количественным характеристикам (размерам, высоте и др.), т.е. морфометрическая классификация.

Она включает в себе семь групп.

1. Величайшие (планетарные формы). Характеризуются площадью в сотни тысяч и млн. км². Разница в абсолютных отметках 2500–6500 и более метров. Положительные формы – материки, отрицательные – впадины океанов. Формы могут быть отражены полностью или крупными частями на глобусе или картах мелкого масштаба.

2. Крупнейшие (мега) формы. Площади форм в десятки и сотни тысяч км². Разница в абсолютных отметках – 5–4 тыс. метров. Положительные формы – горные

страны, срединно-океанические хребты; отрицательные – обширные равнины и впадины материков. Полностью формы отображаются на картах масштаба 1:10 000 000, а части на листах масштаба 1:1000 000.

3. Крупные (макро) формы. Определяются площадями в сотни тысяч км². Разница в абсолютных отметках достигает 2000 м. Положительные формы – горные хребты, отдельные крупные плато; отрицательные – крупные речные долины и впадины, глубоководные желоба. Формы рельефа этой группы достаточно наглядно отображаются на картах масштаба 1:1000 000, а передача отдельных деталей производится на карте масштаба 1:200 000 – 1:50 000.

4. Средние (мезо) формы. Занимают площади, исчисляемые сотнями и тысячами км². Разница абсолютных отметок – 200–300 м (чаще метры и десятки метров). Положительные формы: террасы долин, озы, друмлины; отрицательные – крупные балки, овраги, карстовые воронки. Формы рельефа составляют основное содержание карт масштабов 1:50 000–1:25 000.

5. Мелкие (микро) формы. Характеризуются площадями, составляющими единицы, десятки, реже сотни км². Разность высот измеряется метрами, реже десятками метров. Положительные формы – прирусловые валы, конусы выноса оврагов и балок, мелкие барханы; отрицательные – промоины, суффозионные впадины, карстовые воронки. Эти формы рельефа составляют основное содержание топографических карт масштаба 1:10 000.

6. Очень мелкие (нано) формы. Занимают площади, исчисляемые квадратными метрами и дециметрами. Относительные высоты от дециметров до двух метров. Положительные формы – болотные кочки; отрицательные – водороины. Большинство форм отображается на картах крупных масштабов и планах.

7. Мельчайшие формы (топографическая шероховатость), – квадратные сантиметры и дециметры. Превышения – дециметры и сантиметры. На картах не изображаются и учитываются только при производстве точных геодезических работ.

5.3. Общая характеристика типов рельефа

Строение земной поверхности отличается большим разнообразием. Однако всегда можно найти формы, сходные по внешнему облику и по происхождению, которые закономерно повторяются на определенной территории и являются для нее типичными. Подобные сочетания однородных по внешним признакам и происхождению форм земной поверхности называют типами рельефа.

Главные внешние признаки рельефа: характер его форм, высота над уровнем моря и относительная высота или глубина расчленения. По этим показателям выделяется рельеф равнинный, холмистый и горный.

Равнинами называют площади, на которых колебания высот и уклоны поверхности очень малы.

Равнины бывают: наклонные – с незначительным наклоном в одну сторону; вогнутые – с наклоном со всех сторон к середине; и волнистые – с колебаниями наклона то в одну, то в другую сторону и чередованием плоских возвышенностей и повышений поверхности.

По высоте над уровнем моря условно выделяют следующие равнины:

- низменные – с абсолютной высотой до 200 м;
- возвышенные (плато) – с высотами до 500 м;
- нагорные – с высотами более 500 м.

Холмистым называют рельеф с относительными высотами до 200 м. Холмы нередко имеют форму вытянутых гряд или увалов и соответственно образуют грядовой или холмистый рельеф. В зависимости от высоты холмов различают рельеф крупнохолмистый, среднехолмистый и мелкохолмистый.

Горным называется рельеф, неровности которого превышают относительную высоту 200 м. По форме, абсолютной и относительной высоте горный рельеф подразделяют на следующие типы: высокогорный (альпийский) тип, среднегорный и низкогорный типы.

Морфология равнинного, холмистого и горного рельефа далеко не исчерпывается приведенными характеристиками. Она во многом определяется особенностями

геоморфологического строения территории и, прежде всего, условиями залегания горных пород.

Наиболее характерны следующие четыре формы залегания слоев:

- 1) ненарушенное горизонтальное залегание;
- 2) слабонарушенное горизонтальное залегание – слои имеют пологое и согласное падение;
- 3) складчатое залегание – слои смяты в складки;
- 4) складчато-сбросовое залегание – слои смяты в складки и смещены относительно друг друга.

Характер залегания слоев находит яркое выражение в формах рельефа при их эрозионном расчленении и, особенно в тех случаях, когда имеется чередование слоев различной плотности и различной сопротивляемости размыву.

Такие специфические формы рельефа, обусловленные залеганием слоев различной плотности, т.е. геологическим строением, называются структурными.

В условиях ненарушенного горизонтального залегания слоев при эрозионном расчленении образуются водораздельные возвышенности (плато, плоскогорья). Склоны возвышенности нередко ступенчатые, каждая ступень соответствует выходу на поверхность твердого пласта.

В условиях слабо нарушенных слоев при эрозионном расчленении, в местах выхода плотных слоев образуются характерные структурные формы рельефа, называемые куэстами. Они обычно разделены долинами, заложившимися в более мягких, легче размываемых породах. Куэсты обычно имеют несимметричное строение.

В условиях складчатого залегания при чередовании правильных складок выпуклой (антиклинали) и вогнутой (синклинали) формы, при эрозионном расчленении чаще всего образуются антиклинальные хребты с широким округлым гребнем, моноклиналильные хребты с острым гребнем и ассиметричным поперечным профилем; продольные синклиналильные долины с симметричным поперечным профилем; ассиметричные моноклиналильные долины.

В условиях складчато-сбросового залегания слоев, кроме перечисленных форм рельефа, встречаются также формы, которые образовались в результате верти-

кальных смещений слоев (поднятий и опусканий) с разрывами между ними. Образуются горсты и грабены. Последние в горах обычно заняты реками и озерами, оконтуренными мелкими ступенями и склонами с уступами.

Таким образом, геологическое строение местности определяет образование различных и широко распространенных структурных форм, характерных для различных типов рельефа. Из этого следует, что даже общее представление о геологическом строении района оказывает значительную помощь при оценке изображения рельефа на топографической карте.

Рельеф земной поверхности определяется не только движением земной коры (тектоникой) и характером залегания пластов, но и деятельностью второй группы факторов – внешних (экзогенных). Последние значительно преобразовывают первичные (тектонические) формы и сильно усложняют их строение.

К этим факторам относится деятельность водных потоков (временных и постоянных) морей, озер, ледников, талых ледниковых вод, подземных вод, ветра и других. Деятельность этих факторов проявляется в том, что в одних местах горные породы, залегающие на поверхности Земли, разрушаются, размываются и выносятся из данного района в другой, где они отлагаются и, накапливаясь, часто достигают большой мощности, проходя, таким образом, стадии гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза.

Процессы разрушения носят название эрозии (или в более широком смысле – денудации), а накопления – аккумуляции. В процессе эрозии или денудации рельеф расчленяется, возвышения все больше и больше разрушаются и с течением времени выравниваются (процесс пенеplanationизации). Такой рельеф называется эрозионным или денудационным.

В процессе аккумуляции происходит заполнение понижений рыхлыми породами, переносимыми со стороны, и образование преимущественно равнинного рельефа, называемого аккумулятивным.

В соответствии с тем, какой фактор (агент) производит эрозию или аккумуляцию, различают формы водно-эрозионные или водно-аккумулятивные, ледниково-эрозионные и ледниково-аккумулятивные и т. д.

Там, где деятельность поверхностных и подземных вод происходит в растворимых породах (известняках, доломитах и др.), образуются своеобразные пустоты (карстовые формы рельефа).

Описанные выше равнинный, холмистый и горный рельефы могут быть различного происхождения, а, следовательно, и иметь разные формы.

Равнины по своему происхождению бывают:

- морские аккумулятивные – образуются в результате трансгрессии дна океана;
- речные аккумулятивные – образуются в результате тектонических поднятий и опусканий;
- водно-ледниковые аккумулятивные – образуются в результате таяния ледников;
- озерно-аккумулятивные – участки плоских дниц бывших озер;
- нагорные аккумулятивные – образуются в результате разрушения и накопления материалов;
- вулканические – результат деятельности и разрушения вулканов;
- остаточные – результат денудации земной поверхности;
- абразионные – результат воздействия морских волн.

Холмистый рельеф по происхождению бывает: водно-эрозионный; ледниково-эрозионный; ветровой и вулканический.

Горный рельеф по происхождению бывает: эрозионно-тектонический, эрозионный (эрозионно-складчатый и эрозионно-глыбовый) и вулканический.

5.4. Типы рельефа

Кратко охарактеризуем некоторые типы рельефа, приведенные в разделе 5.3.

5.4.1. Холмисто-моренный рельеф

Холмисто-моренный рельеф образовался в результате аккумулятивной деятельности древнего ледника, отложившего много рыхлого материала, главным образом, неслоистого суглинка с валунами. Этот тип рельефа характеризуется обилием холмов и понижений, разнообразных по величине и очертаниям, причем понижения большей частью заболочены.

Моренный рельеф отличается разнообразием своих форм и отсутствием ясно выраженной закономерностью в их распределении. Типичными формами моренного рельефа являются холмы и западины. Располагаются они беспорядочно и изображение их достаточно трудно.

Различают несколько типов холмов, в зависимости от их формы, размеров и внутреннего строения.

Моренные холмы имеют плоскую или выпуклую вершину, от которой во все стороны падают склоны, имеющие только в верхней части выпуклую форму, а на остальном протяжении прямую или слабо вогнутую с небольшими перегибами. Средняя крутизна склонов – $2-3^\circ$, в отдельных местах до $8-10^\circ$. В плане моренные холмы чаще всего имеют округлые очертания. Относительная высота моренных холмов изменяется от 5 до 30 и более метров.

Озы – узкие вытянутые гряды, сложенные слоистым песчано-валунным материалом. По виду озы напоминают железнодорожные насыпи, имеют узкий гребень и крутые склоны (до $30-40^\circ$). Их относительная высота в среднем – 10–25 м, ширина основания – от 40 до 100 м, длина достигает нескольких километров (до 40 км). Хорошо сохранившиеся озы легко определяются на местности (рис. 16).

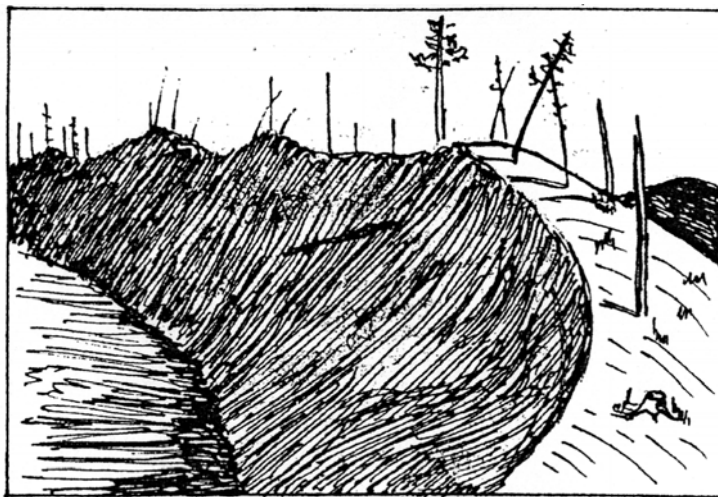


Рис. 16. Озы

Камы – крупные холмы неправильной, большей частью округлой формы, сложенные слоистым материалом (глиной, песком с включением валунов). Склоны их довольно крутые – $15-20^\circ$ и более, относительная высота их от 10–15 до 40 м.

Друмлины – продолговато-овальные, невысокие холмы. Длинная ось холмов вытянута в направлении бывшего движения ледника. Форма куполовидная, асимметричная, с вершиной, смещенной к одному концу друмлины. Длина основания 0,5–2 км, ширина обыкновенно в 3–5 раз меньше длины. Высота холмов колеблется от нескольких метров до 20–40 м (рис. 17).

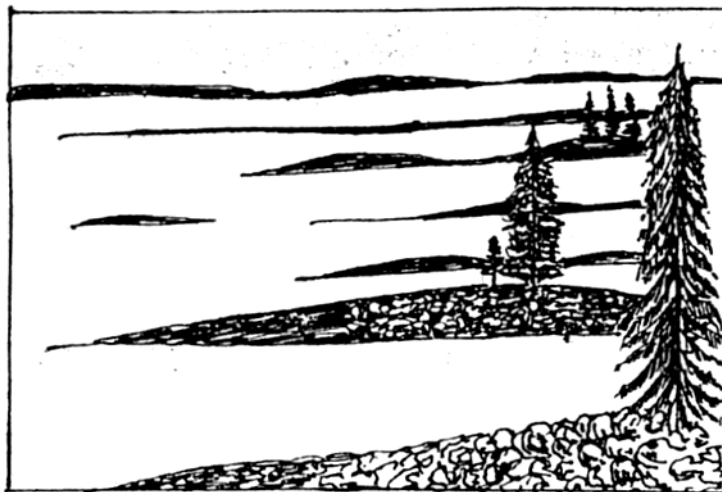


Рис. 17. Друмлины

Наряду с холмами в моренном рельефе широко распространены западины и ложбины. Небольшие западины обычно представляют собой плоские замкнутые или открытые понижения от нескольких десятков до сотни и более метров в диаметре. Открытые западины обычно служат вершинами ложбин или долин водотоков. Днище западин, как правило, заболочены или заняты луговой растительностью.

Ложбины достигают нескольких километров в поперечнике и имеют самые разнообразные очертания. Многие из них нередко полностью или частично заняты озерами, окруженными болотами. Длинные, вытянутые ложбины часто имеют вид широких долин, по дну которых нередко протекают реки. От настоящих речных долин такие ложбины отличаются тем, что ширина их по сравнению с величиной речек несоизмерима велика.

Речки врезаны в дно ложбины незначительно, имеют очень слабое течение. Дно ложбин обычно заболочено.

Очень часто ложбины сужаясь и расширяясь вниз по течению рек, образуют «озеровидные» расширения, свидетельствующие о том, что там, где теперь озер нет, раньше, возможно, были водоемы, позднее заросшие или спущенные реками.

Среди внешнего беспорядка в моренном рельефе выделяются цепи более высоких холмов и гряд, вытянутые на территории Беларуси чаще всего в направлении с севера-запада на юго-восток с отклонениями до широтного и меридионального. Эти холмы и гряды образовались у края огромного и мощного древнего ледника во время остановок, при его отступлении на север и северо-запад, вызванном общим таянием ледника вследствие потепления климата. Называются они конечно-моренными грядами. Они протягиваются с перерывами часто на большие расстояния и выделяются над окружающей местностью своей высотой, достигая иногда 40–60 м, и более резкими очертаниями. В полосе конечно-моренных гряд часты крупные холмы с куполовидными вершинами и склонами крутизной до 10–15°.

Непосредственно к северу и северо-западу от конечно-моренных гряд располагается более низкий и сглаженный холмисто-моренный рельеф, часто представляющий моренную равнину. Местами здесь встречаются участки друмлинного рельефа. Непосредственно к югу и юго-западу от тех же гряд расстилаются плоские наклонные равнины (зандровые поля), сложенные песками.

Существенными особенностями холмисто-моренного рельефа, которые должен учитывать геодезист, выполняющий топографическую съемку, следует считать:

- отсутствие согласованности между речной сетью и формами рельефа, реки и ручьи обтекают холмы и гряды, не врезаясь в них;
- беспорядочность в расположении отдельных холмов и западин между ними;
- обособленность холмов;
- наличие общей ориентировки (вытянутости) холмов и межхолмовых понижений в определенном направлении, обусловленной движением ледника.

Основными каркасными линиями в моренном рельефе следует считать линии подошв и бровок. При изображении холмисто-моренного рельефа не следует стремиться к искусственному согласованию горизонталей. Существенное значение для лучшей характеристики моренного рельефа имеет также правильный показ понижений между холмами, занятых болотами и мелкими озерами, необходимо возможно отчетливее вырисовывать узкие межгрядовые понижения.

5.4.2. Долинно-балочный рельеф

Долинно-балочный рельеф является характерной разновидностью эрозионного рельефа, формы которого созданы, главным образом, действием постоянных или временных водотоков – рек, ручьев, хотя тектоника также играет роль, но выражается она в общем поднятии участков земной коры без ясно заметных деформаций пластов горных пород.

Основу этого типа рельефа составляет сеть долин и балок вместе с сетью оврагов (рис. 18).



Рис. 18. Долинно-балочный рельеф

В зависимости от характера размещения положительных и отрицательных форм рельефа эрозионная сеть может иметь в плане различный рисунок. Чтобы

правильно передать эту сеть, надо первоначально определить, какого она типа по характеру ветвления.

Для долинно-балочного рельефа наиболее характерен древовидный тип ветвления, при котором эрозионная сеть образует рисунок (в плане), сходный с ветвлением дерева. Хотя могут встретиться перистый (боковые долины впадают в главную под острым углом, часто по очереди, то с одной, то с другой стороны; в местах впадения главная долина изгибается в сторону, противоположную боковой) и стволый (главная долина спрямлена; с обоих концов в нее, почти под прямым углом, впадают боковые долины).

Степень пересеченности рельефа определяется глубиной и густотой эрозионной сети. При долинно-балочном рельефе глубина (вертикальное расчленение) уменьшается по долинам и балкам от устьев к верховьям.

По форме и степени расчленения наиболее типичными водоразделами долинно-балочного рельефа будут:

1. Водоразделы слабо расчлененные, широкие, плоские, овраги и балки развиты лишь на склонах водоразделов. Долинно-балочные понижения глубиной до 25 м с пологими склонами образуют слабо разветвленную сеть. Межбалочные пространства – плоские, общий характер местности – равнинный.

2. Водоразделы расчлененные, местами сохраняющие плоские, неразмытые поверхности, овраги и балки врезаются далеко вглубь поверхностей водоразделов. Глубина расчленения – от 25 до 100 м, овражно-балочные системы расположены редко: обширные водораздельные пространства не расчленены и обычно представляют собой плоские равнины.

3. Водоразделы, сильно расчлененные на отдельные холмы или имеющие форму длинных, извилистых гряд, плоские поверхности почти отсутствуют. Овраги и балки часто прорезают водоразделы и во многих местах смыкаются своими вершинами. Глубина расчленения до 200 м. Овражно-балочные системы расположены редко. Большая часть водоразделов расчленена многочисленным ответвлением балок, которые с противоположных сторон подходят друг к другу. Плоские водораздельные участки встречаются в виде отдельных небольших площадей.

В районах густого эрозионного расчленения при наличии пластов горных пород, примерно однородных в отношении сопротивляемости размыву водораздельные пространства имеют обыкновенно характер увалов или холмов.

Там, где наблюдается чередование пластов горных пород с разной сопротивляемостью размыву, рельеф приобретает ступенчатый характер – каждая ступень различной ширины отделяется от выше или ниже лежащей более или менее крутым уступом.

В процессе съемки долинно-балочного рельефа геодезисту необходимо установить:

- типы долинно-балочной сети;
- густоту и глубину расчленения рельефа;
- характер и направление водоразделов;
- расчлененность склонов долин и водоразделов оврагами и промоинами;
- тип и строение долин, балок и оврагов.

Правильное изображение эрозионного рельефа зависит, прежде всего, от того, насколько правдоподобно показаны долины, балки и междуречные пространства. Поэтому изображение долинно-балочного рельефа следует начинать с горизонталей, вырисовывающих каркасные линии этих форм: тальвеги, водоразделы и бровки.

5.4.3. Горный рельеф

Горный рельеф отличается сложным и резким расчленением, преобладанием крутых склонов и больших относительных высот, превышающих 200 м.

Горный рельеф обычно занимает большую площадь, в пределах которой протягиваются горные хребты, возвышаются горные массивы и узлы. Они располагаются в определенном порядке и в совокупности составляют горную систему. Основой этого порядка является закономерность залегания пластов горных пород, разбитых сбросами или смятых в складки, которые обычно простираются в каком-нибудь одном общем направлении.

Система расположения хребтов связана с характером расчленения горного рельефа. Различают три типа расчленения: радиальный, перистый и решетчатый.

При радиальном расчленении хребты располагаются в различных направлениях от одного или нескольких крупных горных узлов. Последние занимают центральное положение и выделяются своей большой высотой. Этот тип расчленения особенно характерен для вулканических областей.

При перистом расчленении от главной горной цепи в обе стороны под острым углом отходят горные отроги первого порядка, от которых, в свою очередь, могут отходить отроги второго порядка и т.д. Центральная ось системы чаще всего прямолинейна, но может быть и изогнута.

При решетчатом расчленении горные хребты протягиваются параллельно друг другу в несколько рядов.

В горных странах долины и межгорные котловины в отношении к направлению горных хребтов могут быть параллельные и поперечные. Продольные долины ориентированы вдоль хребтов, в противоположность поперечным они более широкие, угол падения их меньше, склоны более положе. Поперечные долины обычно узкие, крутосклонные, имеют значительное падение.

Развитие горного рельефа идет в направлении разрушения. Очертания форм, при этом, менее резкие, вершины округлые, склоны более пологие, а долины более широкие. Это обуславливает различные переходы от одного типа горного рельефа к другому.

Горы альпийского типа (рис. 19) возникли вследствие большого поднятия земной коры, в результате которого произошло глубокое и сильное расчленение рельефа. Абсолютные высоты гор этого типа обычно более 2500-3000 м, а относительное превышение 1000 м. Большинство гор поднимается выше снеговой границы, а следовательно, в формировании их поверхности чрезвычайно важную роль играют снеговой покров и ледники. Они создают острые зубчатые гребни хребтов, резкие формы вершин, пиков, пирамид, кары (цирки), на склонах хребтов и ледниковые долины (троги).



Рис. 19. Альпийский рельеф

Наиболее характерными формами рельефа альпийского типа являются кары или цирки и трюги. Эти горно-ледниковые формы распространены в вершинной части гор альпийского типа.

Склоны высокогорных равнин и хребтов сложены пластами пород разной твердости, которые в неодинаковой степени подвергаются разрушению. Выходы твердых пород образуют выступы – различного рода ступени, гривы, карнизы, скалы, которые очень осложняют картину рельефа.

При изображении гор альпийского типа особое внимание должно быть уделено формам, обязанным своим возникновением деятельности ледников (троговые долины, кары, острые зубчатые гребни, иглы, ниши, пирамидальные вершины).

Особенности этих форм правильно передаются горизонталями угловатого рисунка с резкими перегибами.

При изображении высокогорного рельефа большое значение имеет также правильный показ горизонталями формы склонов, особенно их резких перегибов, ступеней, уступов и террас.

Средневысокие горы имеют абсолютные высоты 500–2000 м и относительные в среднем не более 1000 м. Для внешнего облика этих гор характерна округлость форм, особенно в вершинных частях. Склоны их, часто крутые внизу и в среднем поясе, в привершинных частях становятся пологими и, постепенно за-

круглясь, переходят в вершину. Таким образом, гребневые части хребтов средневысоких гор имеют вид округлых или плоских сводов, распадающихся по оси на ряд округлых, плоских или куполовидных вершин. Ледниковые формы рельефа, как свидетели прежних оледенений, если и наблюдаются, то редко на больших расстояниях друг от друга, не внося существенных изменений в общий облик гор. Средневысокие горы обычно одеты сплошной корою выветривания с хорошо развитым растительным покровом. Коренные породы в виде скал редко выходят здесь на поверхность, особенно в вершинных частях. Скалы чаще встречаются в нижних частях гор, где проявляется деятельность речной эрозии, часто обуславливающей подмыв склонов долин.

Долины в средневысоких горах шире, чем в высокогорных районах. Склоны их положе, нередко переходят в дно долин, имеют вогнутый профиль.

Рельеф средневысоких гор местами имеет скалистый характер, склоны отличаются крутизной. Это связано обычно с выходами на поверхность твердых пород или с недавними поднятиями земной коры, вызвавшими повторное более резкое расчленение поверхности уже сложившихся средневысоких гор.

В соответствии с характером средневысоких гор их изображение должно передаваться плавными, округлыми горизонталями. Эта особенность изображения средневысоких гор наиболее ярко выступает при рисовке горизонталей плоских и округлых гребней. Для изображения первых характерны разреженные горизонтали, резкость их изгибов в местах перехода со склона на гребень и сравнительная прямолинейность при пересечении линий гребня; для вторых – увеличение заложения между горизонталями, вырисовывающими вершины, отсутствие резких изгибов, округлость рисунка.

При изображении склонов средневысоких гор следует учитывать особенность их строения; выпуклую форму (чаще всего), значительную расчлененность долинами и оврагами и асимметричность.

Особенностью рельефа средневысоких гор является наличие местами сохранившихся вулканических форм.

Следует отметить, что в среднегорном рельефе наряду с мягкими формами могут встречаться также и резкие (заостренные вершины, острые гребни, отвесные, обрывистые скалы и т. д.).

В среднегорном рельефе долинная сеть имеет обычно решетчатое строение.

В результате весьма длительного процесса разрушения (денудации) высокие и средневысотные горы постепенно преобразовываются, приобретают черты низких гор, с более сглаженными сниженными формами. В условиях полупустынного климата в результате выветривания, коррозии и дефляции твердых пород образуется своеобразный рельеф, который носит название мелкосопочника. Для него характерна интенсивная расчлененность на группы гряд, холмов, увалов 50–100 м относительной высоты с мягкими очертаниями форм. Эти формы рельефа располагаются, на первый взгляд, совершенно беспорядочно. Только после внимательного изучения местности можно подметить некоторую систему в строении рельефа.

Отдельные группы сопок «посажено» на общее возвышенное основание. Простираение и форма таких оснований обычно соответствует общему залеганию пластов и горизонтальному расчленению местности. Обособление холмов и гряд часто связано с неодинаковой прочностью горных пород.

Участки между группами сопок заняты обширными понижениями. Всюду рассеяно множество замкнутых котловин, плоских впадин, нередко с озерками и солончаками.

Сеть долин очень редкая. По форме своей долины в большинстве случаев представляют понижения с крайне неровным продольным профилем и почти не похожи на типичные эрозионные долины. Многие долины оканчиваются замкнутыми понижениями.

Склоны, вершины сопок и их подножия покрыты слоем щебня. Часто встречаются россыпи крупных камней.

5.4.4. Структурный рельеф

Плато называют возвышенности с ровной поверхностью, ограниченные с краев более или менее выраженными склонами. Последние нередко имеют вид высоких уступов, иногда скалистых обрывов.

Плато и плоскогорье являются одним из видов структурного типа рельефа и образуются в тех местах, где пласты горных пород лежат горизонтально или с очень слабым наклоном, а самые верхние из них настолько твердые, что с трудом поддаются разрушению (рис. 20).

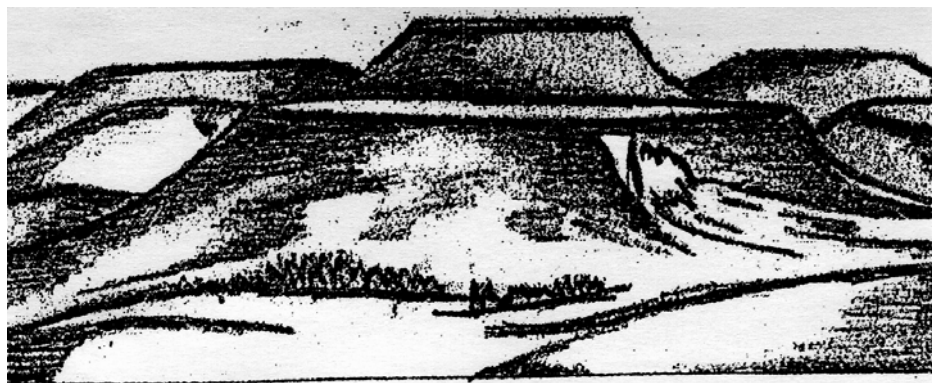


Рис. 20. Структурный рельеф (при горизонтальном залегании слоев)

Плато обычно слабо расчленены. Центральные части заняты плоской волнистой или холмистой равниной, на фоне которой возвышаются одинокие вершины или группы вершин. Только к краям плато заметно возрастает густота и глубина расчленения. Здесь наблюдается частая весьма сложная сеть глубоких, но коротких долин, типа крупных оврагов или ущелий и каньонов с очень крутыми, часто скалистыми склонами и круто падающим дном. Между ущельями и оврагами возвышаются узкие участки плато, отчлененные, изолированные высоты иногда с плоской (столовой) вершиной, но очень часто острые и конусовидные.

Участки плато, которые возвышаются между каньонами, имеют вид столовых гор с более или менее значительной по площади плоскими вершинами, сохранившимися лишь в центральных частях водоразделов, носят название плоскогорий (см. рис. 20).

Водораздельные возвышенности плоскогорий имеют вид больших массивов с насаженными на них отдельными вершинами. Последние чаще всего плоские с крутыми склонами, иногда конусовидные (усеченные или заостренные). К долинам рек водоразделы опускаются несколькими широкими ступенями (террасами) с чередованием более или менее широких равных пространств и уступов. Долины глубокие (до 150–400 м), обычно крутосклонные. Характерными являются много-

численные сужения долин, имеющих вид каньонов, с обрывистыми и высокими склонами и изрезанными речными долинами и промоинами. Поверхность, как самого плато, так и его крутых склонов, часто покрыта крупноглыбовой каменной россыпью. Шлейфы осыпей тянутся вдоль подошвы склонов.

При складчатом и складчато-разрывном залегании горных пород структурный рельеф приближается к горному и, в основном, в зависимости от положения складок в пространстве, углов наклона крыльев и состава пород, слагающих складки, может принимать различные формы (рис. 21).



Рис. 21. Структурный рельеф (при складчатом залегании слоев)

Достаточно распространенной формой рельефа при этом являются моноклиальные долины, ограниченные выходами твердых пород характерных структурных форм (куэсты). Склон куэсты, совпадающий с направлением падения пласта, пологий; другой склон крутой, обычно скалистый. Кроме того, как отмечалось ранее, в складчатых и складчато-разрывных областях встречаются антиклинальные хребты с асимметричным поперечным профилем и скалистым острым гребнем и синклиальные симметричные долины. В условиях складчато-сбросового залегания пластов, кроме перечисленных, встречаются террасирован-

ные формы (горсты и грабены) в виде склонов с уступами. В случае образования дислокации в виде горста склоны со ступенями и уступами направлены в противоположные стороны; в случае образования грабена склоны образуют ступенчатую выемку, которая в горах обычно является долиной реки или, в случае замкнутости ее, дном озера.

5.4.5. Карстовый рельеф

Карстовые формы встречаются в районах, сложенных легкорастворимыми и водопроницаемыми породами (известняк, доломит, гипс и др.). Поверхностные и грунтовые воды просачиваются по трещинам, постепенно растворяют породы, расширяют трещины и превращают их в извилистые ходы, естественные колодцы, шахты и пещеры.

Таким образом, при образовании карста на первое место выступает действие воды, как растворителя породы, а не эрозионная ее деятельность.

В результате растворения пород на оголенных поверхностях карстующихся пород возникает сеть узких борозд – карров, обычно совпадающих с направлением трещиноватости.

Кары имеют ширину в среднем 5–20 см, при глубине до 1 м и более. Они разделены узкими и часто острыми гребнями. Те места, где сеть карров очень густа, носят название каровых полей. Последние отличаются трудной проходимостью (рис. 22).

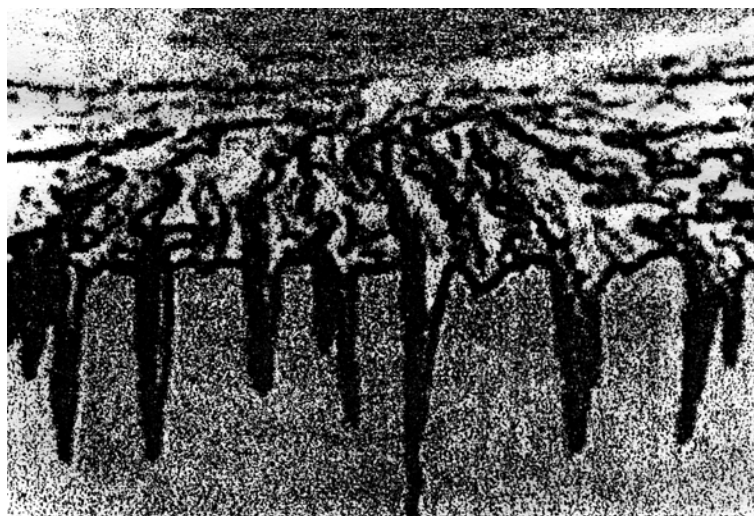


Рис. 22. Каровые поля

Наиболее типичным образованием являются карстовые воронки (рис. 23), которые образуются вследствие растворения пород над подземными пустотами и иногда как оспины покрывают поверхность карстовых районов. Воронки бывают самой разной формы. Плановые очертания большинства их округлые или овальные, дно узкое, склоны прямые и крутые.

Встречаются воронки и кольцеобразные с совершенно отвесными стенками или блюдцеобразные с пологими сглаженными склонами и широким пологим дном.

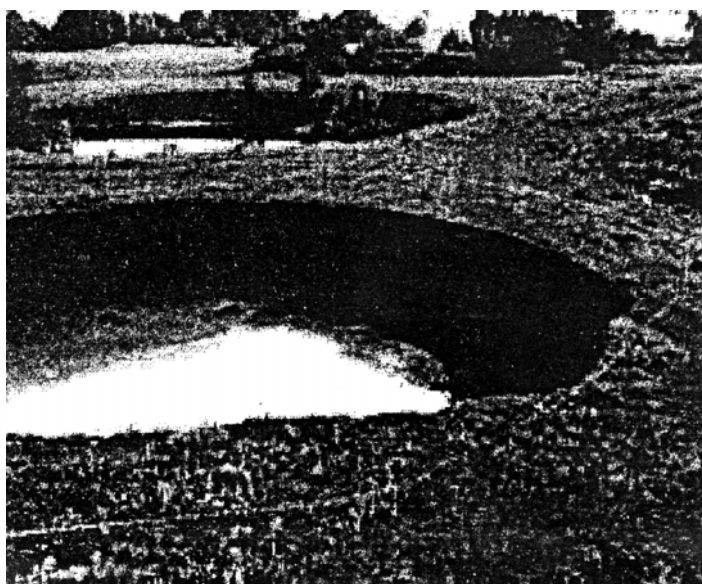


Рис. 23. Карстовые воронки

Размер карстовых воронок колеблется от 10 до 200 м в диаметре, а глубина может достигать размеров поперечника. На дне нередко имеется отверстие (пониор) в которое уходит вода. Такие воронки обычно сухие, но есть воронки, заполненные водой и представляющие собой карстовые озера.

Во многих карстовых областях широко распространены обширные замкнутые котловины, которые называются полями. Их размеры достигают нескольких сотен квадратных километров. Дно полей плоское, ровное, края нередко обрывистые небольшой высоты. Поля бывают сухие, периодически затопляемые и постоянно заполненные водой. На дне полей часто имеются пониоры, поглощающие воду.

Естественные колодцы распространены в карстовых областях реже, чем воронки. Они имеют цилиндрическую форму с отвесными скалистыми стенками.

Шахты значительно глубже (до нескольких десятков метров) и уже колодцев, на дне они переходят в пещеру или канал подземной реки.

Пещерами называют мешкообразные или каналообразные полости внутри массивов горных пород, которые также образуются в результате, растворяющего действия воды, циркулирующей по трещинам и подземным руслам.

Наружные отверстия пещер располагаются обычно на склонах или отвесных обрывах и бывают очень узкими и малозаметными, а порой, непроходимыми. Формы и размеры пещер весьма разнообразны. Многие пещеры состоят из нескольких гротов. Длина некоторых гротов достигает 1200 м и высота до 90 м. Некоторые пещеры-пропасти достигают глубин до 1000 м.

Вследствие обилия поглощающих воду трещин, воронок и шахт, карстовые районы очень бедны реками. Здесь встречаются сухие долины в виде неглубоких ложбин, часто лишенных однообразного уклона. По тальвегу их располагается цепь замкнутых карстовых воронок.

Долины водотоков представляют большей частью глубокие ущелья с крутыми и даже вертикальными склонами. Встречаются мешкообразные долины, имеющие замкнутую циркообразную вершину, упирающуюся в скалистый обрыв, из-под которого появляется водоток в виде мощного источника. Противоположностью мешкообразных долин являются слепые долины, оканчивающиеся в том месте, где водоток уходит в понор под землю, нередко на большую глубину.

При изображении карстового рельефа необходимо учитывать, что нередко к карстовым формам ошибочно относят формы совершенно другого происхождения (ветровые, вымывные и т. п.). Поэтому, показывая карст, следует обязательно привлекать для уточнения геологические карты.

Типичный признак карста – наличие многочисленных воронок разных размеров.

5.4.6. Вулканический рельеф

Чаще всего вулканы представлены конусообразными возвышенностями в виде усеченных конусов, широких куполов, массивов и щитов, сложенными лавой, вулканическим пеплом, крупными и мелкими обломками горных пород.

Высота вулканических конусов над окружающей местностью бывает до 3–4 км и более (рис. 24, 25).

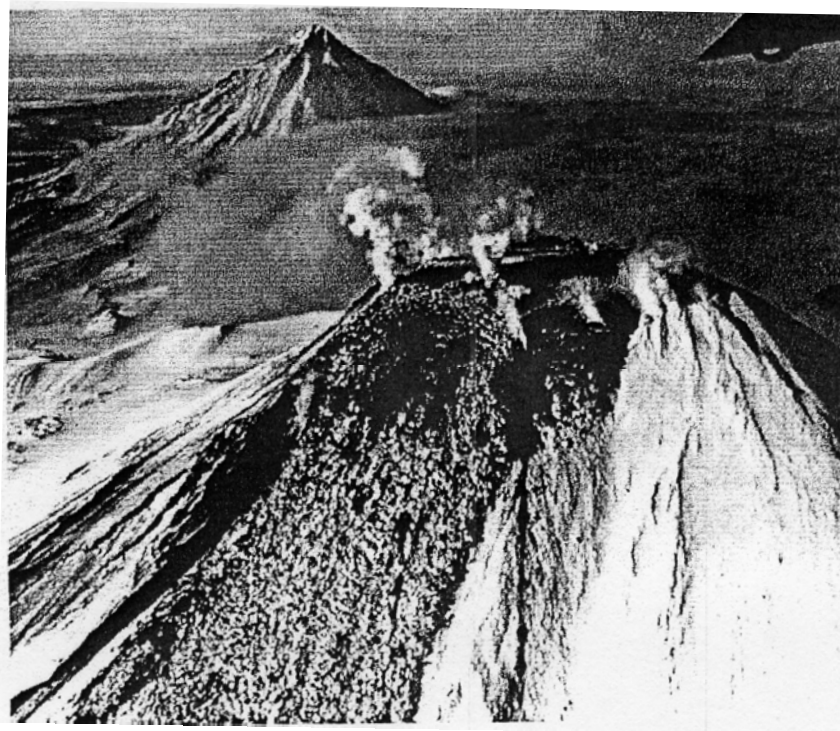


Рис. 24. Излияние лавы из кратера Авачинского вулкана в январе 1991 г. (Камчатка). На заднем плане вулкан Корякский



Рис. 25. Авачинский вулкан. Видны два лавовых потока и грязекаменные потоки (лахары) в долине (фото В.А.Подтабачного)

На вершине вулканов находится кратер – чашеобразное или воронкообразное расширение у большинства потухших вулканов в кратерах часто накапливается атмосферная вода в виде небольших кратерных озер. Размеры кратера могут быть различные: от сотен метров до 20–25 км в диаметре и от 40 до 1000 м глубины. Некоторые вулканы имеют несколько кратеров, расположенных на вершине и на склонах. Иногда из обширного кратера древнего вулкана поднимается дополнительный конус меньших размеров.

В некоторых случаях вулканической деятельности взрывами газов разрушается внутренняя часть вулканов с образованием пустот. Так же пустоты могут образовываться и при истощении лавы в очаге. В образованные таким образом полости может проседать верхняя часть вулкана, а иногда и весь вулкан вместе с частью прилегающей к нему дневной поверхностью. В таких случаях на поверхности образуются впадины провала с крутыми стенками, называемые кальдеррами. Иногда образование кальдер объясняют процессами воздействия экзогенных факторов.

Склоны вулканов, за редким исключением, слабо вогнутые, средний угол их падения – 14–15°, в верхней части угол может достигать 30–35°.

Накапливающиеся на склонах вулканов рыхлые обломочные продукты обычно смываются дождевыми водами или обрушиваются в виде каменных лавин к подножию вулкана. В результате на склонах остаются лишь разделенные оврагами, отпрепарированные эрозией потоки лавы и склоны приобретают ребристый характер: радиально расположенные овраги чередуются с гребнями, сложенные застывшей лавой. Подобные овраги получили название барранкосов. Барранкосы сильно ветвятся, вследствие чего разделяющие их пространства часто имеют вид гребней.

Действующие вулканы имеют правильную коническую форму со склонами, слабо расчлененными барранкосами. Это объясняется тем, что материал извержений идет почти целиком на построение конуса и, отлагаясь вокруг кратера, засыпает все мелкие неровности рельефа. Потоки лавы застывают на склонах вулканов, образуя поверхности с очень неровным (волнистым или глыбистым) рельефом. Здесь в изобилии встречаются лавовые уступы и другие формы рельефа, обусловленные вулканической деятельностью. У потухших вулканов кратер

обычно разрушен, а склоны сильно изрезаны барранкосами. Некоторые потухшие вулканы изрезаны настолько сильно, что от них сохранились только руины в виде изолированных центральных вершин и радиально расходящихся от них отрогов.

Щитовые вулканы имеют форму слабо выпуклого щита. Их склоны очень пологи (2–10°). При той же высоте, что и конические, щитовые вулканы занимают значительно большую площадь.

Наиболее примитивной разновидностью вулканов являются так называемые маары – воронкообразные и реже цилиндрические углубления среди ровной местности: форма их округлая или слегка овальная, иногда они окружены невысоким валом. Маары нередко заполнены водой, представляя собой озера. Размер их поперечника колеблется в широких пределах и достигает 2–3 м.

Недоразвившимися вулканами являются лакколиты. Они поднимаются часто среди равнинной местности в виде возвышенностей, имеющих правильную куполообразную форму. Обычный характер расчленения вулканического рельефа – радиальный.

5.4.7. Эоловый рельеф

Формы песчаного эолового рельефа созданы деятельностью ветра. Наиболее характерные среди этих форм – грядовые, ячеистые, лунковые, кучевые пески и барханы.

Кроме того, ветровые песчаные формы образуются на берегах морей, озер и крупных рек. Они называются дюнами.

Грядовые пески имеют наиболее широкое распространение в пустынных областях. Гряды относятся к формам полужакрепленных малоподвижных песков (рис. 26).



Рис. 26. Грядовые полужацементированные пески. Аэрофотоснимок.
Масштаб ~ 1:18 000

Для песчаных гряд характерна вытянутость в направлении господствующих ветров. Формирование гряд происходит за счет песка, выдуваемого из межгрядовых понижений. Если помимо одного господствующего ветра, под углом к нему дует другой менее сильный ветер, то образуются так называемые «усы», разглаживающие межгрядовые понижения.

Поперечный профиль гряд имеет форму пологой и низкой дуги; склоны примерно симметричны, гребень округлый. Ширина межгрядовых понижений колеблется от 50 до 200 м и бывает немного меньше самих гряд. Длина гряд в среднем – 2–3 км, высота 10–30 м.

Грядово-ячеистые пески возникают тогда, когда наряду с господствующими ветрами одного направления дуют ветры другого направления, под влиянием которых гряды приобретают несимметричное строение, один склон становится пологим, другой – более крутой. Кроме того, между грядами образуются перемычки, разделяющие продольные межгрядовые понижения на отдельные вытянутые ячейки.

Ячеистые пески отличаются от предыдущего типа отсутствием ориентированных гряд и сложностью рисунка, образованного короткими, не имеющими определенной ориентировки, песчаными грядами и перемычками. В плане ячейки имеют

округлую и многогранную форму, напоминающую пчелиные соты, иногда вытянуты в одном направлении.

Лунковые пески характеризуются преобладанием котловин, близким к полулунной форме. Каждая котловина, с одной стороны, ограничена дугообразными грядами, напоминающими по форме барханы, но отличающимися от них более симметричным строением вследствие меньшей длины и большей крутизны наветренного склона.

Кучевые пески представляют собой накопления песка около некоторых видов пустынных растений (саксаула и др.). Они имеют вид отдельно разбросанных куч в среднем высотой 2–6 м.

Барханы образуются на ровной поверхности при небольшом количестве сыпучего песчаного материала, подстилаемого плотным грунтом. Барханы лишены растительности и представляют собой формы подвижных песков. Важным условием для образования барханов является наличие ветра одного господствующего направления или ветров противоположных направлений, когда в течение одной части года или сезона ветер дует в одном направлении, другая часть года – в строго противоположном.

Типичный бархан в плане имеет полулунную форму с концами в виде рогов, вытянутых по направлению господствующего ветра. Наветренный склон барханов пологий ($5\text{--}12^\circ$), подветренный более крутой, падающий под углом $28\text{--}35^\circ$ (рис. 27).

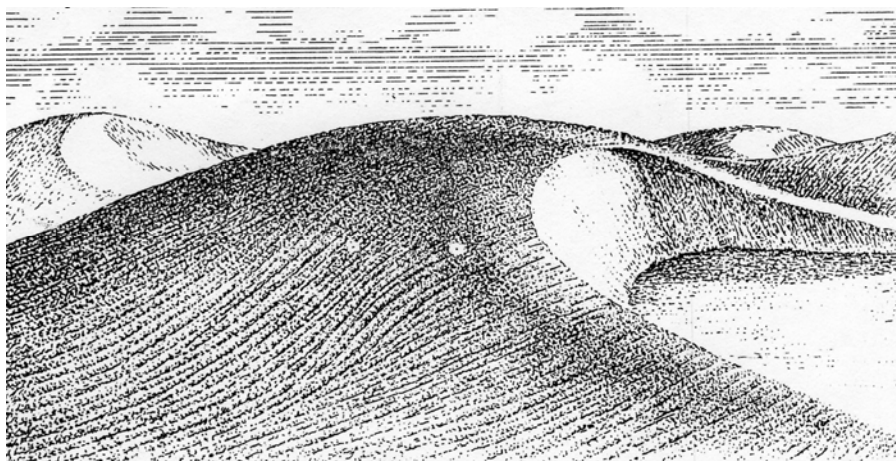


Рис. 27. Барханы

Высота одиночных барханов не превышает 3–5 м, редко достигает 8 м. При сильных устойчивых ветрах одного направления барханы начинают двигаться до 12 м в месяц. При постоянном чередовании ветров противоположных направлений основная часть барханов остается неподвижной, перемещаются только рога. Барханы бывают единичные, рассеянные по площади в беспорядке. В тех местах, где песка накапливается больше, образуются барханные цепи (гряды). Они имеют острый гребень, описывающий в плане небольшие дуги.

Гряды барханов вытянуты перпендикулярно к направлению господствующих ветров и поднимаются над разделяющими их понижениями до 8–10 м, а в отдельных случаях и больше. Длина гряд различна, от 30–40 м до 400 м. Барханные цепи тоже имеют пологий наветренный склон с углом падения 12–15°. По сравнению с барханами барханные цепи менее подвижны.

На фоне барханных песков часто развиваются пирамидальные пески. Последние представляют собой группы изолированных песчаных возвышенностей иногда значительной высоты (до 500–800 м). По форме они напоминают пирамиды, число граней которых может достигать до 5 и более.

Дюны представляют собой песчаные накопления в виде продолговатых холмов, вытянутых перпендикулярно к направлению преобладающих ветров. Склоны дюн с наветренной стороны пологие (5–12°), с подветренной – крутые (до 25–33°). Дюны могут быть как неподвижные, так и подвижные. Последние иногда соединяются в длинные неровные прерывистые цепи, которые перемещаются в направлении господствующего ветра. Дюны часто встречаются на побережье морей, больших озер, в долинах крупных рек. Вдали от морей, озер и рек на песчаных грунтах встречаются материковые дюны. В плане они обычно имеют дугообразную форму.

Рельеф песков настолько сложен, разнообразен и обладает такой дробностью расчленения, что более или менее точную картину надежная топографическая съемка может дать только в масштабах 1:1000 – 1:5000 с сечением горизонталей через 1 м и меньше.

Вопросы для самопроверки

1. На какие дисциплины делится геоморфология?
2. Какие элементы формы и типов рельефа Вы знаете?
3. Расскажите о классификации рельефа по генезису.
4. Расскажите о классификации форм рельефа по их количественным характеристикам.
5. Дайте общую характеристику типов рельефа.
6. Какие типы равнин по происхождению Вы знаете?
7. Опишите холмисто-моренный рельеф.
8. Опишите долинно-балочный рельеф.
9. Опишите горный рельеф.
10. Опишите структурный рельеф.
11. Опишите карстовый рельеф.
12. Опишите вулканический рельеф.
13. Опишите эоловый рельеф.

6. КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Фотографические снимки Земли из космоса начали получать с исследовательских ракет еще до запуска искусственных спутников Земли (ИСЗ). Съёмка Земли производилась с высот 100–150 км. Снимки были сильно перспективны и имели изображение горизонта. Вместе с тем программы съёмок уже включали опыты по выбору оптимальных параметров космических фотографических систем.

Уже на первых космических снимках были хорошо видны горные цепи, выходы коренных пород, долины и русла рек, снежный покров и лесные массивы.

Съёмки с ракет не потеряли своего значения и с запуском ИСЗ. И в настоящее время ученые Беларуси используют снимки, полученные при съёмках с ракет. Эти снимки ценны не только своей информацией, но и тем, что они дают серии разномасштабных снимков на одну и ту же территорию.

Космические исследования, начатые в шестидесятых годах прошлого столетия, велись и ведутся с такой интенсивностью, что позволили накопить богатый фонд космических снимков (КС).

Большое, если не сказать – огромное, количество оперативных и метеорологических спутников, пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций несли и несут научную вахту. Многие из этих космических объектов были или в настоящее время оснащены съёмочной аппаратурой. Полученные и получаемые в них снимки чрезвычайно разнообразны в зависимости от выбора регистрируемых характеристик, технологии получения снимков и передачи их на Землю, масштаба съёмки, вида и высоты орбиты и т.п.

Космические снимки выполняются в трех основных съёмочных диапазонах: видимом и ближнем инфракрасном (световом) диапазоне, инфракрасном тепловом и радиодиапазоне.

Наиболее значительна первая группа – в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне, она подразделяется по способам получения и передачи информации на Землю на три подгруппы: фотографические, телевизионные и сканерные, фототелевизионные снимки. Многообразие снимков по группам, более или менее равноценных по содержанию и объёму передаваемой информации и качеству изобра-

жения, расширяет возможности использования снимков в тех или иных областях географических исследований.

Геологические исследования – одна из областей, где космические снимки находят наиболее активное применение. Уже первые снимки с космических кораблей нашли широкое использование в исследовании стратиграфии и литолого-петрографических свойств пород; структурно-тектонического изучения территории; поисков месторождений полезных ископаемых; изучения геотермальных зон и вулканизме.

Одно из важных достоинств космических снимков – возможность увидеть новые черты строения территории, незаметные на снимках крупного масштаба – относится прежде всего к изучению крупных геологических структур, фильтрация мелких деталей в результате «оптической генерализации» изображения создает возможность пространственной увязки разрозненных фрагментов крупных геологических образований в единое целое.

Небольшое количество сведений, получаемых при дешифрировании космических снимков, относится именно к области структурной геологии. Хорошо выделяются пликативные структуры и разрывные нарушения разных порядков.

Особенно хорошо отражаются линейные разрывные нарушения, как со смещением, так и без смещения смежных блоков. В платформенных областях они выражаются слабыми перепадами рельефа, искривлениями речных русел и эрозионных форм; в горно-складчатых – дешифрируются благодаря сдвигам горных пород различного литологического состава.

Пликативные нарушения – складчатые структуры, сложные антиклинории, кольцевые структуры – также хорошо дешифрируются на космических снимках.

Космические изображения открывают принципиально новые возможности для познания глубинного строения литосферы, позволяя выявлять по совокупности признаков структуры разных глубин и сопоставлять их между собой. Это направление использования космических снимков приобретает большое значение в связи с поисками скрытых месторождений полезных ископаемых и задачами выявления глубинных сейсмогенных структур.

На космических снимках рельеф не находит достаточно полного прямого отражения; стереоскопически по стереопарам воспринимаются лишь формы предгорного и горного рельефа с амплитудами в несколько десятков-сотен метров. Однако хорошая передача различных индикаторов рельефа, главным образом почвенно-растительного покрова, позволяет изучать рельеф в морфолого-морфометрическом и генетическом отношениях.

Различные генетические типы рельефа имеют свои особенности изображения на КС, свои дешифровочные признаки и индикаторы дешифрирования. Так, например, флювиальный рельеф находит яркое отражение на КС в видимом диапазоне более темным фоном, чем окружающая местность, четко прослеживаются и пролювиальные конусы выноса временных водотоков.

КС позволяют изучать и древние флювиальные формы, например, древние эрозионные притоки и дельты.

На снимках четко отражаются не только отдельные долины, но и вся система эрозионного расчленения, хотя выделения отдельных балок и оврагов удается лишь на снимках наиболее крупного масштаба. В целом же эрозионная сеть выявляется с большой полнотой. По полноте отображения эрозионной сети КС масштаба 1:2 000 000 сопоставимы с топографическими картами масштаба 1:200 000 и 1:100 000.

КС современного и древнего эолового рельефа позволяют изучать особенности образования и эволюции различных форм рельефа, выражающиеся в их рисунке, и выявлять зависимость ориентировки форм от режима ветров. В то же время снимки засвидетельствовали несовершенство изображения песков на картах многих районов мира и необходимость привлечения КС при составлении карт пустынных районов. Кроме того работы показали, что КС могут быть использованы при изучении не только открытых, но и закрытых территорий.

На КС хорошо отображаются карстовые и просадочно-суффозионные формы рельефа, а на крупномасштабных снимках горных территорий различаются даже отдельные обвально-осыпные конусы выноса, делювиальные шлейфы. На КС распознаются некоторые формы ледникового рельефа: троговые долины с их

параллельными линиями «плечей» на склонах, конечные морены, перегораживающие крупные долины, ледниковые озера. Часто отражается древний конечно-моренный рельеф. Хорошо на КС отображается береговая форма с характерной резкостью береговых линий абразионного берега и плавными линиями – аккумулятивного.

Тщательный геоморфологический анализ КС показывает целесообразность привлечения их для геоморфологического картографирования в средних масштабах. Снимки масштаба 1:2 000 000 могут служить хорошей основой для проведения полевых работ и рисовки геоморфологических контуров, т.е. составления карты в масштабе 1:1 000 000 и мельче.

КС полезны и для составления других карт рельефа, например, карт густоты расчленения рельефа, карт орографических линий и точек. При составлении последних по снимкам уточняются узлы схождения хребтов (узловые точки), разделения характерных линий первого и последующего порядков и вся сеть расчленения горных районов, границы раздела горных и равнинных территорий и т.п.

КС, сделанные при низком положении солнца, дающие пластическую картину рельефа благодаря светотеневой мозаике, могут быть использованы при изготовлении гипсометрических карт.

Заключая теоретическую часть дисциплины «Геоморфология и геология», необходимо напомнить студентам слова академика, профессора Санкт-Петербургского университета И. Лемана: «Геодезист, рисующий рельеф и не знающий геоморфологии, подобен хирургу, делающему операции и не знающему анатомии».

Вопросы для самопроверки

1. Какие летательные аппараты используются при космических съемках?
2. В каких съемочных диапазонах выполняются космические снимки?
3. Что дает многообразие использования съемочных диапазонов при космической съемке и что это за диапазон?

4. Каковы результаты использования космических снимков в геологических исследованиях?

5. Каковы результаты использования космических снимков в геоморфологических исследованиях?

ЛИТЕРАТУРА

1. Инженерная геодезия. Учеб. для вузов / Е.Б. Ключин [и др.]; под ред. Д.Ш. Михелева. – М.: Высшая школа, 2000. – 464 с.
2. Колпашников, Г.А. Инженерная геология / Г.А. Колпашников. – Минск: Технопонт, 2005. – 134 с.
3. Короновский, Н.В. Общая геология: учебник / Н.В. Короновский. – 2-е изд. – М.: КДУ, 2010. – 526 с.
4. Леонтьев, О.К. Общая геоморфология / О.К. Леонтьев. – М.: Высшая школа, 2007. – 413 с.
5. Рычагов, Г.И. Общая геоморфология / Г.И. Рычагов. – М.: Недра, 2006. – 416 с.
6. Чураков, С.М. Геоморфология и геология: учеб.-методический комплекс для студентов спец. 1–56 02 01 «Геодезия» / С.М. Чураков. – Новополоцк: ПГУ, 2009. – 164 с.
7. Якушко, О.Ф. Задания и методические указания к лабораторным занятиям по курсу «Общая геоморфология» для студентов спец. 01.18 / О.Ф. Якушко, Ю.А. Емельянов, Л.В. Марьина. – Минск: Издательство Белорусского госуниверситета. 1989. – 39 с.