



**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ»
МГРИ-РГГРУ**

КАФЕДРА ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

**Конспект лекций по дисциплине
«ГЕОМОРФОЛОГИЯ И
ОСНОВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ»**

Направление подготовки – Геология

**Подготовлен
доцентом каф. общей геологии и геокартирования
Лаптевой А.М.**

Москва 2016

Содержание

ГЕОМОРФОЛОГИЯ	4
ВВЕДЕНИЕ.....	4
ТЕМА I. ОСНОВНЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ	6
ТЕМА II. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ	14
ТЕМА III. ЭКЗОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ	20
Тема 1. Выветривание	20
Тема 2. Склоны: склоновые процессы и рельеф склонов	26
Тема 3. Флювиальный формы рельефа.....	41
Тема 4. Геоморфология морских побережий	63
Тема 5. Геоморфология районов платформенных и горных оледенений	74
Тема 6. Криогенный рельеф.....	85
ТЕМА IV. РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ	106
Тема 1. Неотектонический этап развития территории	Ошибка! Залка не определена.
Тема 2. Общие черты рельефа Земли.....	106
ТЕМА V. ОСНОВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ	113

Темы «Эоловый рельеф», «Возраст рельефа и методы его определения», «Геоморфологическая графика», «Методы четвертичной геологии», и «Карты четвертичных отложений» – на самостоятельное изучение.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА:

1. Макарова Н.В., Суханова Т.В. Геоморфология. М., КДУ, 2007
2. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М., Наука, 2006
3. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. М., Геос, 2000

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА:

1. Динамическая геоморфология / Под ред. Г.С.Ананьева, Ю.Г.Симонова, А.И.Спиридонова. М., изд-во МГУ, 1992.
2. Костенко Н.П. Геоморфология. М., Изд.МГУ, 1999. 383 с.
3. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М., Недра, 1985. 183 с.
4. Корчуганова Н.И. Новейшая тектоника с основами современной геодинамики. Методическое руководство - М.: Геокарт, ГЕОС, 2007. 354 с.

ИСТОЧНИКИ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЛЕКЦИЙ:

1. Борисов Б.А. О дальнейшем усовершенствовании общей шкалы кватерна для детализации карт четвертичных отложений, входящих в комплекты госгеолкарты РФ. // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Сб.ст. М., ГИН РАН, 2013.
2. Борисов Б.А. О необходимости введения в общую стратиграфическую шкалу России новой таксономической единицы «подраздел». Региональная геология и металлогения. 2014, №57.
3. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология: формирование склонов. М., Изд-во МГУ, 1971.
4. Гляциологический словарь // Под ред. В.М.Котлякова. Л., Гидрометеиздат, 1984.
5. Динамическая геоморфология // Под ред. Г.С.Ананьева, Ю.Г.Симонова, А.И.Спиридонова. М., изд-во МГУ, 1992.

6. Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР – России. Её значение, назначение и совершенствование. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Сб.ст. М., ГИН РАН, 2013.
7. Корчуганова Н.И. Новейшая тектоника с основами современной геодинамики. Методическое руководство. М., Геокарт, ГЕОС, 2007.
8. Костенко Н.П. Геоморфология. М., Изд.МГУ, 1999.
9. Леонтьев О.К. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М., Высшая школа, 1979.
10. Макарова Н.В., Суханова Т.В. Геоморфология. М., КДУ, 2009.
11. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Географический факультет МГУ, 2003.
12. Райс. Р.Дж. Основы геоморфологии. М., Прогресс, 1980.
13. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во МГУ, 1993.
14. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М., Наука, 2006.
15. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 1). М., Недра, 1982.
16. Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологическое исследование. М., Прогресс, 1988.
17. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. М., Геос, 2000.
18. Encyclopedia of Geomorphology. Ed. by A.S. Goudie. London and New York. Routledge, Taylor & Francis Group, 2006.
19. Huggett R.J. Fundamentals of Geomorphology. Second Edition. London and New York. Routledge, Taylor & Francis Group, 2007.

В качестве источников графических и фотоматериалов также использованы тематические сайты и открытые фотогалереи в сети Internet.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ВВЕДЕНИЕ

СЛАЙД 1

Геоморфология – наука о рельефе земной поверхности, его строении (внешнем облике, морфологии), происхождении, истории развития и современной динамики.

Объектом геоморфологии является рельеф – совокупность неровностей земной поверхности, разных по очертаниям, размерам, происхождению, возрасту и истории развития. Геоморфология имеет дело с так называемой *географической*, или *ландшафтной*, оболочкой Земли – весьма динамичной и сложной «сферой», формирование и развитие которой происходит под совместным воздействием внутренних сил Земли и космических источников энергии. Здесь соприкасаются, проникают друг в друга и взаимодействуют литосфера, атмосфера, гидросфера, криосфера, биосфера, выделенная В.И.Вернадским ноосфера и техносфера.

Цель геоморфологии – познание законов развития рельефа и использование выявленных закономерностей в практической деятельности человеческого общества.

Основные задачи геоморфологии:

- изучение морфологии (внешнего облика) рельефа;
- определение происхождения (генезиса) рельефа;
- определение возраста рельефа;
- определение современного состояния рельефа;
- определение динамики изменений рельефа.

СЛАЙД 2

Значение изучения рельефа для практических целей

Изучение рельефа необходимо практически во всех отраслях геологии:

при инженерно-геологических изысканиях – поскольку строительство гражданских, промышленных и инфраструктурных объектов любого масштаба (жилых зданий, промышленных сооружений, дорог, мостов, атомных и гидроэлектростанций и т.д.) ведется на поверхности, а в ряде случаев – внутри различных форм рельефа. Изучением рельефа для строительства и безопасного использования различных инженерных сооружений занимается *инженерная геоморфология*. При этом необходимо знать не только поверхностный, но и погребенный рельеф (карст, древние долины и т.д.) и учитывать его возможное негативное влияние на объекты строительства;

при гидрогеологических изысканиях (для водоснабжения, ирригации, регулирования русел рек и др.) – поскольку положение водоносных горизонтов, особенно грунтовых вод, зависит от рельефа и новейших тектонических движений;

при экологических изысканиях – при выборе мест для захоронения токсичных и радиоактивных отходов, сброса технических вод, размещения полигонов захоронения твердых бытовых и промышленных отходов, прогноза загрязнения окружающей среды и развития опасных процессов – оползания, обваливания, подтопления, карста и др.;

при прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых:

- с рельефом и его развитием (прежде всего – с речными долинами и морскими побережьями) напрямую связаны формирование и локализация россыпных месторождений (занимается геоморфология россыпей);

- с речными, ледниковыми, морскими и некоторыми др. формами рельефа связаны месторождения некоторых строительных материалов (пески, песчано-гравийные смеси, глины);

- к погребенным формам рельефа (руслам и дельтам рек, озерным впадинам, морским побережьям, рифовым постройкам и др.) и к тектоническим структурам, которые

могут проявляться в современном рельефе, приурочены многие нефтегазовые и угольные месторождения;

при изучении новейшей и современной тектоники и геодинамики отдельных регионов. Рельеф – чуткий индикатор процессов, протекающих в земной коре. Он прямо или косвенно отражает новейшие тектонические структуры; в нем отражены морфология структурных форм, характер, скорость и время их развития, амплитуда движений, геодинамические условия формирования. Изучение сейсмодислокаций используется для оценки современной сейсмичности той или иной территории. Понимание современной тектонической обстановки, индикатором которой часто являются геоморфологические признаки, чрезвычайно важно при строительстве, прежде всего – опасных объектов;

при картировании и стратификации четвертичных отложений – поскольку каждый генетический тип континентальных четвертичных отложений образует собственную, присущую только ему аккумулятивную форму рельефа;

при изучении других планет – подобие земных и инопланетных форм рельефа позволяет по принципу аналогий установить строение и историю развития других планет. Так были составлены геологические, тектонические и геоморфологические карты Луны, Марса, Венеры и Меркурия. В ряде случаев открытия, сделанные на других планетах, дают ключ к пониманию некоторых событий в истории Земли.

ТЕМА I. ОСНОВНЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Процесс – последовательная смена состояний объекта (например, вещества или структуры земной коры) во времени, представляющая единое движение.

Фактор – причина, движущая сила какого-либо процесса, определяющая его характер или отдельные его черты или одно из его условий. Факторы вызывают или приводят в действие процессы. В свою очередь, одни процессы могут являться факторами для других процессов.

Итак, рельеф земной поверхности представляет собой совокупность ее неровностей. При этом он занимает особое место в строении Земли, поскольку одновременно является поверхностью раздела и поверхностью взаимодействия различных оболочек земного шара – литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. Поэтому рельефообразование представляет собой самостоятельный сложный процесс.

СЛАЙД 3

Факторы рельефообразования

Если рельефообразование рассматривать как самостоятельный процесс, то процессы, *непосредственно* влияющие на форму земной поверхности, будут являться его факторами. По положению относительно земной поверхности эти процессы подразделяются на эндогенные и экзогенные.

Из всего комплекса **эндогенных процессов** значение для рельефообразования имеют только те, которые влияют на формирование твердой поверхности Земли. Это, главным образом, механические движения литосферы и ее отдельных частей и сопутствующие им тектонические деформации, а также явления магматизма и метаморфизма [см.далее].

Под **экзогенными факторами** рельефообразования понимаются процессы выветривания, денудации и аккумуляции, объединенные понятием **экзогенных процессов**. Под их действием происходит непрерывное образование вещества, его перенос и отложение с образованием форм рельефа [см.далее].

Главное исходное положение современной геоморфологии гласит: *«рельеф формируется и развивается в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов»*.

Непосредственное влияние на форму земной поверхности также оказывают **космогенные факторы** – процессы, обусловленные метеоритными бомбардировками, формирующими импактные кратеры и астроблемы. Некоторые из них имеют весьма значительные размеры. По имеющимся данным, за последние 500 млн лет на Землю упало более 5 тыс. метеоритов, способных образовать кратеры диаметром более 5 км. Сейчас на Земле насчитывают около 80 астроблем – преобразованных экзогенными процессами древних метеоритных кратеров. Одним из первых был обнаружен и детально описан средний по размерам Аризонский кратер – чашеобразная впадина диаметром 1,2 км, окаймленную валом высотой 45-50 м.

Кроме того, существуют факторы, которые не участвуют в формировании рельефа непосредственно, но влияют на него, определяя набор рельефообразующих процессов, степень интенсивности и пространственную локализацию их воздействия.

Во-первых, это **особенности геологического строения** – вещественный состав и строение пород и геологические структуры, созданные тектоническими движениями.

Различия в вещественном составе отражаются на свойствах пород и, как следствие, на их устойчивости к внешним силам. По этому критерию породы подразделяются на стойкие и не стойкие (по отношению к выветриванию), податливые и не податливые (по отношению к воздействию различных экзогенных сил). Большое значение имеют степень

проницаемости пород, их растворимость, просадочность и др. Как правило, устойчивые породы образуют положительные формы рельефа, а менее стойкие – отрицательные.

Геологические структуры определяются пространственными соотношениями пород, слагающих тот или иной участок земной коры. Как будет детально рассмотрено далее, благодаря избирательности денудации, контролируемой свойствами горных пород, может происходить препарирование геологических структур; тогда возникают формы, облик которых в значительной мере определен типом структур.

Во-вторых, это **климатические условия**. Они в основном влияют на экзогенные процессы, определяя их генетические типы и, отчасти, интенсивность воздействия на земную поверхность. Особенно велико их влияние на выветривание, в меньшей степени – на скорости сноса и накопления [см.далее].

В-третьих, это **время** – оно определяет такие важные параметры рельефа и тектонических деформаций как: возраст, неравномерность морфологического становления структурных форм, их уничтожение экзогенными процессами и др. Солнце и планеты развиваются во времени направленно и практически необратимо. На Земле эндогенные, экзогенные процессы и климат неоднократно изменялись во времени; их рельефообразующий эффект зависит как от скорости протекания, так и от длительности и последовательности изменений. Поэтому время необходимо учитывать при оценке любых геоморфологических явлений. [Детали – на самостоятельную проработку]

Еще два фактора играют двоякую роль – они могут участвовать в формировании рельефа непосредственно, создавая специфические формы рельефа, а могут – косвенно, влияя на протекание тех или иных рельефообразующих процессов. К ним относятся:

биологические факторы, или биота – совокупность всей органической жизни Земли. Она «пронизывает» нижнюю часть атмосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы. Составляющие ее живые организмы и мертвая органическая материя участвуют в формировании рельефа Земли либо непосредственно – создавая биогенные формы рельефа и биологические тела, либо опосредованно – изменяя физические и химические свойства горных пород, воздушной и водной оболочек планеты. [Детали – самостоятельно];

человеческая цивилизация, с развитием которой возник новый фактор рельефообразования – антропогенный. Необходимость его выделения обусловила масштабность воздействия человека на рельеф, особенно – в последние 200-300 лет, а в XX-XXI веках ставшего грандиозным. Если в исторический период, предшествовавший активному использованию технических средств формы рельефа, созданные человеком, можно было относить к зоогенным, то по мере развития научно-технического оснащения человек вышел на принципиально новый уровень воздействия на рельеф. [Детали – самостоятельно].

Остановимся на наиболее значимых из перечисленных факторов.

СЛАЙД 4

Эндогенные факторы

Как уже отмечалось, из эндогенных процессов наибольшее значение для рельефообразования имеют механические движения литосферы и ее отдельных частей, а также явления магматизма, метаморфизма. Совместно они приводят к развитию тектонических деформаций (и пликативных – складчатых, и дизъюнктивных – разрывных), которые внешне выражаются (ослабленно и искаженно) в возникновении, развитии и отмирании различных неровностей поверхности Земли. Причем морфологический эффект эндогенного воздействия на рельеф прочно связан с деятельностью экзогенных процессов. Поэтому *структурные формы, выраженные в рельефе на самом деле являются полигенными образованиями*, т.к. они всегда в какой-то мере искажены экзогенными процессами.

[Рельефообразующую роль конкретных эндогенных процессов – самостоятельно]

Один из важнейших результатов действия эндогенных процессов – формирование *первичных неровностей* твердой поверхности Земли (т.е. тектонически обусловленных поднятий и впадин). Именно тектонические движения и вызванные ими деформации земной коры распределяют положительные и отрицательные формы на поверхности Земли.

Создавая положительные и отрицательные формы, эндогенные процессы определяют размах высот на земной поверхности и, тем самым, создают запасы потенциальной гравитационной энергии. Эта энергия – главная причина перемещения потоков рыхлого вещества, которые характеризуют экзогенное рельефообразование.

На ход экзогенных процессов прямое влияние оказывают эндогенное тепло, ювенильные воды, газы и вулканические извержения. На их протекание также влияют площадные соотношение моря и суши, содержание CO₂ и аэрозолей в атмосфере, которые меняются под действием эндогенных процессов.

СЛАЙД 5

По своему воздействию на земную поверхность эндогенные факторы могут быть подразделены на **статические** (пассивные) и **динамические** (активные).

К основным статическим эндогенным факторам относятся неразвивающиеся (мертвые) структурные формы (СФ), созданные деформацией пород, и параметры, определяющие их внешнее выражение – свойства пород, слагающих данные формы, и глубина денудационного среза.

К главным динамическим эндогенным факторам относятся развивающиеся (живые) СФ и параметры, определяющие их развитие – скорость, направление движения и др.

Выражение в рельефе «мертвой» СФ определяется сочетанием трех параметров:

- типом тектонических деформаций;
- устойчивостью пород, ее слагающих, и последовательностью их чередования;
- глубиной денудационного среза в современную эпоху.

Морфологическое выражение развивающейся СФ зависит от:

А – статических параметров – глубины денудационного среза, устойчивости и последовательности чередования слагающих ее пород;

Б – комплекса динамических параметров: типа развивающейся деформации и характеристик ее механических перемещений.

Сочетания живых и мертвых СФ весьма разнообразны; наиболее распространены мозаичные СФ – поднятия и впадины, включающие отмершие деформации.

СЛАЙД 6

Выраженность структурных форм в рельефе

Условия выраженности «мертвых» деформаций в рельефе:

- общие поднятия территории,
- чередование пород с различной устойчивостью процессам денудации в современном денудационном срезе.

Наличие общих поднятий – эндогенный фактор, который обеспечивает энергией процессы избирательной денудации и препарирования в рельефе мертвых СФ. Общие поднятия – единственные возможные, но недостаточные условия морфологического становления мертвых СФ. Для этого также необходимо присутствие в разрезе пород различной прочности. В роли «проявителя» деформации выступает устойчивость пород, благодаря которой мертвая СФ может на какое-то время возродиться в рельефе.

Глубина денудационного среза может определять прямое или обращенное выражение деформаций.

Необходимым условием выраженности в рельефе живых деформаций является преобладание скорости вертикальной составляющей тектонических движений над нивелирующим действием экзогенных процессов. Большое значение имеет общий харак-

тер движений, особенно при несовпадении знаков общих и частных вертикальных перемещений (например, при развитии частного поднятия в области общего погружения).

Живые структурные формы *не будут* иметь морфологического выражения в условиях динамического равновесия, т.е. полной компенсации эндогенных процессов экзогенными при любых параметрах общих движений.

СЛАЙД 7

Вещественно-структурные особенности субстрата

Слои прочных и стойких осадочных пород, отпрепарированные (т.е. очищенные от перекрывающих отложений) в ходе денудации, выступают в роли **бронирующих слоев**, которые образуют ровные поверхности (соответствуют кровле бронирующего слоя) и защищают от разрушения подстилающие образования. Отпрепарированные бронирующие слои создают в рельефе формы, тождественные тектоническим деформациям, а чаще – их отдельным элементам (сводам антиклиналей, ядрам синклиналей, крыльям складок и др.).

Угол наклона отпрепарированных бронирующих слоев определяет тип образующихся денудационных форм.

При горизонтальном и почти горизонтальном залегании ($0-2^\circ$) образуются *плато*, характерные для областей общих равномерных поднятий денудационных равнин платформенных областей.

При моноклиальном залегании пород и на крыльях складок возникают

- *куэсты*, или *квесты* (угол наклона $<15^\circ$) – распространены среди платформенных равнин, а также тяготеют к периферии горных сооружений и к сопредельным регионам межгорных и предгорных впадин;
- *гряды*, или *моноклиальные гребни* ($>15^\circ$) – генетически связаны со складчатыми сооружениями.

Если в центральной части складки выходят устойчивые породы, образуются *вогнутые плато* и *своды*.

СЛАЙД 8

Глубина денудационного среза

В значительной степени вещественно-структурные особенности субстрата определяются глубиной денудационного среза. В геоморфологии он рассматривается как статический фактор, сформировавшийся к современной эпохе.

Выделяются денудационные срезы 4-х типов:

I – в неуплотненных недислоцированных молодых отложениях (формируются слабо холмистые поверхности водоразделов, ограниченные склонами речных долин);

II – в нормальных уплотненных недислоцированных осадочных породах с отдельными бронирующими слоями (рельеф плато и куэст);

III – в нормальных уплотненных дислоцированных осадочных породах (возвышенности, тождественные бронирующим сводам и крыльям);

IV – в магматических и метаморфических породах фундамента (разнообразные формы скалистых возвышенностей и ущелистых долин).

СЛАЙД 9 (фото)

Гора Длинная – столовая гора.

СЛАЙД 10 (фото)

Гора Беш-Кош. Палеогеновая куэста.

СЛАЙД 11 (фото)

Куэстовые гряды на крыле Качинского антиклинорного поднятия. Обратит внимание на вскрытые стратиграфические уровни, маркированные бронирующими слоями.

СЛАЙД 12 (фото)

Обращенный рельеф ядра Качинского антиклинорного поднятия.

СЛАЙД 13 (фото)

Рельеф моноклинальных гряд. Южный борт Ферганской впадины. Бронирующие слои – известняки, заключенные в глинах, мергелях и слабо сцементированных песчаниках. Возраст – эоцен.

СЛАЙД 14 (фото)

Бронированный свод, образованный терригенными отложениями мезозоя. В крыле складки – меловые отложения, в ядре – юрские. Южный борт Ферганской впадины.

СЛАЙД 15-16 (фото)

Южный борт Ферганской впадины. Проявления слоистости в юрско-меловых терригенных отложениях в рельефе.

СЛАЙД 17

Экзогенные факторы

Как уже говорилось, под экзогенными факторами понимаются процессы рельефообразования, обусловленные выветриванием, денудацией и аккумуляцией. Они генетически и причинно связаны с эндогенными факторами, приповерхностным гравитационным полем Земли, ее климатом, а также влиянием Солнца и Луны.

На поверхности суши, в эпиконтинентальных морях, озерах, реках выделяются две основные обстановки развития экзогенных процессов: *субаэральная* (наземная) и *субаквальная* (подводная).

Выветривание – сочетание процессов разрушения горных пород, слагающих земную поверхность под воздействием Солнца и внешних оболочек Земли. Выветривание подготавливает материал для дальнейшей денудации и аккумуляции. По характеру воздействия на породы субстрата оно подразделяется на физическое (приводит к дезинтеграции исходной породы без ее вещественного изменения) и биохимическое (приводит к вещественному изменению исходной породы; в процессе участвует органическое вещество).

Денудация – совокупность процессов сноса и переноса продуктов разрушения горных пород в пониженные участки земной поверхности, где происходит их накопление; по общему характеру воздействия – процесс снижения земной поверхности. Подразделяется на общую, или *плоскостную*, и *линейную*, развивающуюся избирательно.

Аккумуляция – процесс накопления рыхлого материала (как минерального, так и органического) на поверхности суши или дне водоемов; приводит к повышению земной поверхности. Может быть региональной и локальной.

Таким образом, происходит синхронное, но разобшенное в пространстве образование денудационных и аккумулятивных форм рельефа. Процесс одновременного образования экзогенных форм рельефа и рыхлых отложений называется *морфолитогенез*.

Совместное действие денудации и аккумуляции приводит к выравниванию земной поверхности, поэтому по совокупному эффекту их воздействия на рельеф они называются *нивелирующими*.

Генетические типы денудации и аккумуляции зависят от физико-географической обстановки; возникновение процессов, их скорость и продолжительность полностью соответствуют источникам энергии.

СЛАЙД 18

Экзогенные рельефообразующие процессы – следствие гравитационной неустойчивости горных пород, обусловленной существованием неровностей земной поверхности. Исходя из этого, все экзогенные процессы можно объединить в два класса:

1. включает **процессы движения грунтовых потоков на склонах**, когда неустойчивость масс определяется соотношением сил сдвига и сил трения. Это:
 - движение на склоне связанных и несвязанных частиц и их грунтовых масс при толщине движущегося слоя намного меньшей пути их перемещения (осыпание, сползание, течение);
 - движение на склоне связанных и несвязанных частиц в виде массивов или слоя, толщина которых соизмерима с длиной пути их перемещения (обвалы, осы, блоковые оползни, отседания);
 - движения на склонах и междуречьях в виде массивов горных пород или слоя пород, толщина которых значительно превышает длину пути перемещения (расседание междуречий из-за преобладания сил растяжения – сил бокового отпора, с формированием трещин расседания в массивах горных пород).
2. объединяет **группы процессов, для которых главным рельефообразующим агентом являются природные среды, гравитационно неустойчивые в приповерхностной части Земли**. Приходя в движение, они транспортирует рыхлое вещество и создает как денудационные, так и аккумулятивные формы рельефа. Это:
 - движения воздушных масс;
 - движения водных масс;
 - движения масс снега и льда

Мы отмечали влияние эндогенных процессов на экзогенные. Обратное воздействие – влияние экзогенных процессов на эндогенные – изучено хуже, хотя должно быть существенным. Так, если крупные положительные формы рельефа возникают вследствие изостазии¹, то их денудация должна облегчать «всплывание», а аккумуляция наносов во впадинах, создав дополнительное давление на опускающиеся блоки земной коры, должна ускорить их погружение. Необходимо упомянуть эффект гляциоизостазии, связанной с возникновением и исчезновением ледниковых покровов [см.далее].

СЛАЙД 19

Итак, главной причиной проявления и эндогенных, и экзогенных процессов является гравитационная неуравновешенность вещества в недрах и на поверхности Земли.

Эндогенные факторы создают разноранговые поднятия и впадины – абсолютные и относительные превышения одних участков земной поверхности над другими. Эти превышения обеспечивают потенциальную энергию для нивелирующих процессов.

Перевод потенциальной энергии в кинетическую энергию перемещения материала с более высокого уровня на низкий осуществляет сила тяжести.

Денудация и аккумуляция могут происходить только в соответствии с запасом потенциальной энергии, т.е. до полного уничтожения структурно обусловленных неровностей.

Таким образом, в геоморфологическом аспекте эндогенные факторы являются порождающими неровности земной поверхности, а экзогенные факторы – нивелирующими. Денудация и аккумуляция протекают **только** при наличии неровностей земной поверхности и прекращаются при их уничтожении. При этом сами по себе неровности не обеспечивают развития сноса и накопления – необходима благоприятная физико-географическая обстановка.

¹ Изостазия (изостатическое равновесие) – гидростатически равновесное состояние земной коры, при котором менее плотная земная кора (средняя плотность 2,8 г/см³) «плавает» в более плотной (средняя плотность 3,3 г/см³), подчиняясь закону Архимеда.

Скорость и длительность процессов денудации и аккумуляции зависят также от длительности и скорости «роста» тектонических поднятий и впадин. Эти соотношения определяют и причинно-генетические зависимости между эндогенными и экзогенными процессами, при которых причиной и источником энергии являются рельефообразующие движения литосферы, а следствием – нивелирующие процессы.

В зависимости от соотношения эндогенных и экзогенных факторов степень выравнивания может быть различной – от незначительного искажения поднятий и впадин до полного их уничтожения.

СЛАЙД 20

Климат как фактор рельефообразования

Климат обуславливает характер и интенсивность процессов выветривания и, в значительной мере, характер денудации, т.к. от него зависит набор и степень интенсивности действующих экзогенных сил. Он влияет на рельефообразование как непосредственно, так и опосредованно – через гидросферу, почвенно-растительный покров и т.д.

Рассмотрим особенности рельефообразующих процессов в разных климатических обстановках.

Нивальный климат – для всех сезонов года характерны осадки в твердом виде и в количестве большем, чем может растаять и испариться в течение короткого лета. Накопление снега приводит к образованию снежников и ледников. Основными рельефообразующими факторами являются снег и лед в виде движущихся ледников. На открытых участках развиваются интенсивные процессы физического (морозного) выветривания. Существенное влияние на формирование рельефа оказывает многолетняя мерзлота.

Климат субарктического пояса и резко континентальных областей умеренного пояса – характеризуется продолжительными и суровыми зимами, холодным летом, небольшим (<300 мм) количеством осадков. Климатические условия благоприятствуют физическому (морозному) выветриванию и возникновению или сохранению образовавшихся здесь ранее многолетнемерзлых пород.

Гумидный климат – количество осадков, выпадающих в течение года, больше, чем может испариться или просочиться в почву. Избыток атмосферной влаги стекает по поверхности склона, вызывая плоскостную денудацию, или в виде постоянных или временных линейных водотоков, которые формируют разнообразные эрозионные формы рельефа (эрозионные формы являются доминирующими в условиях гумидного климата). Здесь также протекают интенсивные процессы химического выветривания, а при наличии растворимых горных пород – карстовые процессы.

Аридный климат – характеризуется малым количеством осадков, большой сухостью воздуха и высокой испаряемостью, многократно превышающей годовую сумму осадков, малой облачностью. Растительный покров сильно разрежен или отсутствует. Интенсивно протекает физическое (температурное) выветривание. Эрозионная деятельность ослаблена; главным рельефообразующим агентом становится ветер.

Переход от одного морфологического типа климата к другому происходит постепенно, вследствие чего и смена доминирующих процессов экзогенного рельефообразования происходит постепенно. На стыке двух типов климата образуются формы рельефа, характерных для обоих типов; к тому же они приобретают ряд специфических особенностей. Такие переходные зоны выделяются в особые *морфологические подтипы климатов*.

Необходимо иметь в виду, что облик экзогенного рельефа часто определяют не только особенности современного климата, но и климата прошлых геологических эпох.

СЛАЙД 21

Климатическая зональность и зональность рельефа

Прямые и косвенные связи между климатом и рельефом являются причиной подчинения экзогенного рельефа климатической зональности. Этим он отличается от эндо-

генного рельефа, формирование которого от зональности не зависит. Поэтому рельеф эндогенного происхождения называют *азональным*.

Для климата характерна изменчивость по латерали и с высотой.

Планетарная зональность

Широтная дифференциация земной поверхности на климатические, а также ландшафтные пояса и зоны, связаны с различиями в поступлении солнечной радиации к земной поверхности, обусловленными планетарными свойствами Земли (шарообразностью и вращением).

На поясность накладывается так называемая секторность – изменение степени континентальности климата по мере продвижения вглубь материков. Это связано с интенсивностью движения воздушных масс с океанов на материки и, соответственно, степенью увлажненности территорий, расположенных на разном удалении от побережий и на разных побережьях. Первопричина этого явления – дифференциация земной поверхности на материки и океаны, которые обладают разной отражательной способностью и теплоемкостью, что приводит к формированию над ними воздушных масс с разными свойствами. В результате между ними возникают градиенты давления, а, следовательно, и континентально-океанический перенос воздушных масс, накладывающийся на общезональную циркуляцию атмосферы. Следствием этого являются различные изменения ландшафтов от побережий вглубь материков.

В Евразии выделяется до 6-7 секторов (приокеанические, слабо и умеренно континентальные, континентальные, резко континентальные и др.). На других материках обычно 3-4 сектора. Слабее всего секторность выражена в экваториальных и полярных широтах.

СЛАЙД 22

Ороклиматическая зональность

Ороклиматическая зональность заключается в смене климата с высотой. Она обусловлена, главным образом, эндогенным фактором (ростом тектонических поднятий) и изменением температуры атмосферы с высотой (порядка 6°С на 1 км). Высотные пояса образуют полосы, сравнительно однородные по природным условиям. При этом между широтными и высотными поясами есть частичное сходство.

На разных широтах высотная поясность различна. Все климатические зоны наблюдать только в крупных горных массивах экваториальных и тропических широт, а по мере приближения к полюсам, теплые климатические зоны пропадают.

ТЕМА II. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ

СЛАЙД 1

Рельеф – это совокупность неровностей земной поверхности.

Неровности земной поверхности – **формы рельефа** – представляют собой естественные, реже искусственные образования, различные по своим очертаниям, размерам, происхождению и возрасту.

Каждая из форм рельефа состоит из **элементов рельефа**, среди которых в геометрическом отношении можно выделить **грани** (или поверхности), **ребра** (пересечение двух граней) и **гранные углы** (пересечение трех и более граней).

Грани по величине наклона разделяются на **субгоризонтальные поверхности** (угол наклона до 2°) и **склоны** (углы наклона более 2°). Имея различные площадные размеры, они могут быть **ровными**, **вогнутыми** или **выпуклыми**.

Ребра и особенно гранные углы редко сохраняют геометрическую четкость. Обычно они теряют морфологическую выраженность, сглаживаются, вследствие чего между гранями одной формы, а также смежными формами рельефа часто наблюдаются плавные переходы (перегибы склона).

Формы рельефа, прежде всего, подразделяются на положительные (выпуклые – горы, холмы) и отрицательные (вогнутые – котловины, речные долины). Заметим, что понятие «положительные и отрицательные формы рельефа» при переходе к сопоставлению форм рельефа более высокого таксономического ранга будет усложняться.

При большом морфологическом разнообразии формы рельефа могут быть простыми или сложными. Простые формы обычно невелики по размерам, состоят из элементов рельефа, имеют более или менее правильные. Сложные формы – это комбинация нескольких простых форм.

Закономерно сопрягаясь между собой, положительные и отрицательные формы формируют типы рельефа. Сочетания форм рельефа, обладающих сходным обликом, строением, происхождением и закономерно повторяющихся на определенной территории, называют морфогенетическим типом рельефа (например, холмисто-западинный рельеф ледникового происхождения, долинно-балочный эрозионно-денудационного и т.д.).

СЛАЙД 2

Основные формы и элементы рельефа.

СЛАЙД 3

По размерам формы рельефа условно делят на несколько категорий (по О.К.Леонтьеву и Г.И.Рычагову):

А. Планетарные формы – крупнейшие формы поверхности Земли (материки, ложе океанов, активные материковые окраины, срединно-океанические хребты) площадью в сотни тысяч и миллионы кв.км. Они отражают особенности строения земной коры.

Материки – крупнейшие положительные формы Земли, сложенные земной корой материкового типа. Большая часть материков представляет собой сушу; шельф и материковый склон находятся под водами Мирового океана.

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

Активные материковые окраины располагаются на границе материков и океанов, но не повсеместно. Земная кора отличается пестротой и сложностью строения. [см.структурную геологию]

Срединно-океанические хребты – крупнейшая горная система, проходящая через все океаны и существенно отличающаяся от ложа океана строением земной коры, получившей название рифтогенной.

СЛАЙД 4

Б. Мегаформы – горные пояса и системы и равнинные страны в пределах материков, крупные впадины и поднятия в пределах ложа океана и др. (например, впадина Мексиканского залива, горная система Кавказа, Западно-Сибирская равнина и т.д.). Занимают площади в десятки и сотни тысяч кв.км, разница в отметках между положительными и отрицательными формами может составлять 2500-6500 м (максимальная – 20 тыс.м). Изображается на картах в масштабе 1:10 000 000;

В. Макроформы – крупные формы рельефа, определяющие особенности природы обширной территории, характеризуются 10, 100 и 1000 кв.км в плане и расчлененностью по глубине 200-2000 м (горные хребты, межгорные впадины, возвышенности, низменности). Изображается на картах в масштабе 1:100 000 и 1:1 000 000.

Г. Мезоформы – средние формы рельефа, характеризуются значительной протяженностью, иногда до 10 км, площадью в 100 и 1000, реже в 100 000 кв.м и расчлененностью по глубине до 200 метров (долины рек, второстепенные отроги хребтов, холмы, дюны, грязевые вулканы и т.д.). Изображается на картах в масштабе 1:50 000;

Д. Микроформы – мелкие формы рельефа, как правило, не превышающие в поперечнике и в высоту нескольких метров (карстовые воронки, поля, «степные блюдца» и др.). Изображается на картах в масштабе 1:5 000 и 1:10 000;

Е. Нанорельеф – мельчайшие формы рельефа, осложняющие поверхность макро-, мезо- и микроформ, не превышающие по высоте нескольких сантиметров (луговые кочки, сурчины, мелкие эрозионные бороздки, знаки ряби и т.д.). Наносится на карты крупного масштаба условными знаками.

Несмотря на условность подобного деления форм рельефа, различия в масштабе форм несут определенную генетическую информацию: мега-, макро- и некоторые мезоформы сформировались, главным образом, в результате деятельности эндогенных процессов; образование большей части мезоформ, а также микро- и наноформ связано, главным образом, с экзогенными процессами.

СЛАЙД 5

Морфография и морфометрия рельефа

Планетарные, мега-, макро- и часть мезоформ рельефа отличаются не только площадью, но и *гипсометрией*, а подводные формы – *батиметрией*.

По степени приподнятости поверхности суши выделяют *низменный* (от 0 до 200 м) и *возвышенный рельеф*.

Возвышенный рельеф в зависимости от абсолютной высоты, геологического строения и характера расчлененности подразделяется на:

А. Возвышенности и возвышенные равнины. Абсолютные отметки 200-500 м.

Морфология равнин определяется их генезисом и геологическим строением. По генезису равнины могут быть *аккумулятивными* и *денудационными*. По морфологии среди равнин обоих типов выделяют *плоские, холмистые, волнистые, грядовые*. На горизонтально или почти горизонтально залегающих породах платформенного чехла формируются *пластовые равнины*.

Б. Горы – обширные территории со складчатой или складчато глыбовой структурой земной коры, приподнятые на высоту до 8000 м и более и характеризующиеся значительными, обычно резкими колебаниями высот на небольших расстояниях. По гипсометрии горы разделяются на:

- низкие – <1000 м,
- средние – 1000-3000 м,
- высокие – >3000 м.

Рельеф гор зависит от абсолютной высоты, геологического строения и географического положения. **Для гор характерны:** высотная поясность ландшафтов и ярусность

рельефа, обусловленные вертикальной поясностью климата и рельефообразующих процессов. Наиболее четко поясность проявляется в высоких горах.

СЛАЙД 6

Главные особенности морфологии рельефа Земли помогает понять *гипсографическая кривая*, на которой отображены статистические подсчеты площадей определенных высотных ступеней, сделанные по гипсометрическим картам (по оси ординат – высота суши и глубина океанов, по оси абсцисс – площади соответствующих ступеней). На ней четко выделяется два уровня:

- материковый – занимает 30% поверхности и располагается между отметками +1000 и -200 м со средней высотой **+875 м**, в строении которого участвует кора континентального типа,
- океанический – занимает 50% поверхности, располагается на глубинах от -3000 до -6000 м со средней глубиной **-3800 м**, в строении которого участвует кора океанического типа.

Остальную часть поверхности занимают средневысотные и высокие горы, глубоководные желоба. При этом участки суши высотой более 5000 м занимают лишь 0,3% земной поверхности, горы выше 2000 м – только 2%; горы с высотами 1000-2000 м – порядка 5–6%.

Для характеристики как рельефа Земли в целом, так и отдельных регионов, важное значение имеют не только средние, но и экстремальные отметки рельефа. Среди горных вершин выделяются Джомолунгма (Эверест), достигающая 8848 м, и Чогори – 8611 м. Самые глубокие впадины расположены в Тихом океане: Марианская – 11022 м, Тонга – 10882 м. В Атлантическом океане расположена впадина Пуэрто-Рико (-8385 м), Индийском океане – Яванская (-7450 м). Таким образом, максимальный размах высот на поверхности Земли – почти 20 км. При этом вычисленный средний уровень земной поверхности располагается на глубине -3440 м.

СЛАЙД 7

К морфометрической характеристикой также относятся количественная характеристика расчлененности рельефа.

По густоте горизонтального расчленения (удаленности линий водоразделов от тальвегов эрозионных форм) выделяют:

- слабо расчлененный рельеф – 1000 м
- средне расчлененный рельеф – 500-1000 м
- значительно расчлененный рельеф – 100-500 м
- сильно расчлененный рельеф – 50-100 м
- очень сильно расчлененный рельеф <50 м

По глубине вертикального расчленения.

- для плоских равнин
 - нерасчлененный или мелко расчлененный <2,5 м
 - средне расчлененный – 2-5 м
 - значительно расчлененный – 5-10 м
- для холмистых равнин
 - мелко расчлененный – 10-25 м
 - средне расчлененный – 25-50 м
 - глубоко расчлененный – 50-100 м
- для горных территорий
 - мелко расчлененный – 100-250 м
 - средне расчлененный – 250-500 м
 - глубоко расчлененный – 500-1000 м
 - очень глубоко расчлененный – >1000 м

По крутизне земной поверхности – см. далее [классификация склонов].

СЛАЙД 8

Генезис рельефа

Генезис рельефа не только важное, но и сложное понятие, т.к. в образовании большинства форм рельефа обычно принимают участие несколько процессов, находящихся в тесном взаимодействии. Процессы, с которыми связано возникновение данной формы, считаются *ведущими*; *второстепенные* процессы усложняют и видоизменяют ее при сохранении ее общих особенностей. Второстепенные процессы могут проявляться одновременно с ведущими или быть *наложенными*, т.е. проявляться после образования формы.

Рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Эндогенные и экзогенные процессы могут проявляться и как ведущие и как второстепенные. Так, наиболее крупные формы (планетарные, мега- и макроформы, в некоторых случаях – мезоформы) имеют эндогенное происхождение, более мелкие – экзогенное. Для горных тектонически активных областей наиболее характерна ведущая роль эндогенных процессов, в пределах равнин в большинстве случаев ведущими являются экзогенные процессы.

Экзогенные процессы могут как усложнять эндогенный рельеф, так и упрощать его. Характер воздействия экзогенных процессов на рельеф эндогенного происхождения в значительной степени определяется тенденцией развития рельефа (т.е. являются ли господствующими восходящие или нисходящие движения).

СЛАЙД 9

Генезис является главным классификационным признаком рельефа.

Впервые морфогенетическая классификация рельефа была предложена в начале XX века Оскаром Энгельмом, который выделил три категории рельефа: геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры. В дальнейшем эта классификация была усовершенствована И.П.Герасимовым и Ю.А.Мещеряковым; она учитывает, что размеры форм рельефа несут на себе отпечаток происхождения. При этом выделяются:

Геотектуры – самые крупные формы рельефа (планетарные и мегаформы), созданные космическими и планетарными силами.

Морфоструктуры – крупные формы земной поверхности, созданные под влиянием эндогенных и экзогенных процессов, но при ведущей и активной роли тектонических движений.

Морфоскульптуры – средние и мелкие формы рельефа, созданные при участии эндо- и экзогенных сил, но при ведущей и активной роли экзогенных сил.

Столь общая классификация недостаточна при решении практических задач.

Еще одну классификацию предложил К.К.Марков, выделявший 4 типа рельефа:

- ***эрозионно-тектонический,***
- ***структурный,***
- ***скульптурный***
- ***аккумулятивный.***

Первый тип соответствует геосинклинальным областям, второй и третий – платформенным, четвертый характерен для областей погружения земной коры как в геосинклинальных, так и платформенных областях.

Эта классификация также оказалась плохо применима для построения геоморфологических карт. Во-первых, выделение форм рельефа геосинклиналей и платформ страдало неопределенностью. Во-вторых, не был выдержан принцип классификации. Первый тип (эрозионно-тектонических форм) выделен по тектоническому признаку, второй (структурных форм) – по структурно-литологическому, последние два – по характеру дея-

тельности внешних рельефообразующих агентов. А в действительности, многие формы рельефа (например, куэсты) можно одновременно рассматривать и как эрозионно-тектонические, и как структурные, и как скульптурные. Следовательно, противопоставлять тектонические формы формам структурным, скульптурным или аккумулятивным не правильно.

СЛАЙД 10

Одной из первых «всеобъемлющих» генетических классификаций была классификация, предложенная в 1946 г. И.С.Щукиным, который останавливается на понятиях тектонических и структурных форм рельефа.

К *тектоническим* были отнесены морфологически юные, очень слабо затронутые денудацией формы рельефа, возникшие в результате деформаций земной коры. Такой рельеф в более или менее чистом виде встречается редко.

К *структурным* были отнесены формы, полностью или частично ограниченные отпрепарированными денудацией поверхностями прочных пластов или интрузивных тел. Такие формы вторичны, образуются из первичных тектонических. И.С.Щукин выделял четыре основных структурных типа: столовую структуру, структуру слабо дислоцированных осадочных толщ, структуру интенсивной складчатости и сложную складчато-сбросовую структуру платформенного фундамента.

Выработанные формы рельефа обычно подразделяются по преобладающему денудационному фактору на водноэрозионные, ледниково-эрозионные, дефляционные и др. Однако форм, в образовании которых участвовал только один фактор, практически нет.

На ранних стадиях развития рельефа каждого ряда преобладают структурные формы. Эти и другие особенности рельефа свидетельствуют, что он находится в стадии восходящего развития. При дальнейшем протекании эрозионного цикла, когда темп поднятия замедляется и наступает нисходящее развитие, структурные формы начинают разрушаться и могут оказаться полностью уничтоженными. Рельеф переходит на стадию господства аструктурных денудационных форм, т.е. форм, поверхность которых срезает структурные грани и не зависит от геологической структуры.

Со временем наряду с аструктурными формами все большее значение начинают приобретать аккумулятивные образования, и рельеф переходит в стадию преобладания аструктурных и аккумулятивных форм.

Заключительной стадией цикла является выровненный рельеф, соответствующий понятию пенеплена У.Дэвиса [см.далее – тема «Склоны...»].

Группа аккумулятивных типов рельефа разделяется на подгруппы экзогенно-аккумулятивных и эндогенно-аккумулятивных форм. В первую входят водно-аккумулятивные, ледниково-аккумулятивные, эолово-аккумулятивные, псевдовулканические формы. Вторая представлена вулканическими ландшафтами.

Кроме того, различаются два типа денудационно-аккумулятивного рельефа.

Одним из достоинств этой классификации является ее широкий охват – было выделено 57 типов рельефа. Она сыграла большую роль в развитии геоморфологии и дальнейшей разработке классификационных принципов. Но сегодня такая классификация, в которой смена таксономического уровня сопровождается почти полной сменой существенных признаков категорий, не находит широкого применения.

СЛАЙД 11

При мелкомасштабном картировании (1:500 000 и мельче) используется **морфогенетический принцип** с выделением площадей однородных по морфологии и генезису рельефа. Такие классификации очень сложны.

При средне- и крупномасштабных исследованиях на первый план выступает **генетическая классификация** рельефа, которая дополняется его морфографическими особенностями и возрастом его форм. В общей схеме в такой классификации выделяются:

А. Эндогенные формы рельефа:

- **планетарные** (\approx геотектурам)
- **тектонические** (\approx морфоструктурам)
- **вулканические.**

Возникновение и развитие планетарных и тектонических форм обусловлено процессами формирования земной коры и тектоническими движениями.

Вулканические формы образуются в результате извержений продуктов магматизма. С ними тесно связаны *вулканотектонические* формы рельефа, возникшие в результате дислокаций, происходящих в результате близповерхностных перемещений магмы.

Б. Экзогенные формы рельефа:

- **денудационные** – по связи с геологической структурой подразделяются на
 - аструктурные,
 - структурно-денудационные,
 - структурно-обусловленные.

В каждой из этих групп выделяются формы, создаваемые определенными экзогенными процессами. При совокупном воздействии ряда процессов выделяются формы комплексной денудации.

- **аккумулятивные,**
- **денудационно-аккумулятивные** – возникают при вторичном возникновении денудации на площадях аккумулятивного рельефа.

В «Методических указаниях по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной геологической съемке» (1980 г.) приводится несколько иная генетическая классификация рельефа. Здесь выделяются следующие генетические категории рельефа:

- *структурный* рельеф,
- *вулканогенный* рельеф,
- *выработанный* рельеф (*структурно-денудационный* и *денудационный*),
- *аккумулятивный* рельеф.

ТЕМА III. ЭКЗОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ

Тема 1. Выветривание

СЛАЙД 1

Под выветриванием понимают гипергенные процессы разрушения и видоизменения горных пород у поверхности Земли. Они представляют собой реакцию на отличия термодинамических (Р и Т) условий у дневной поверхности и в глубинах земной коры, где породы образовались; чем больше отличается среда образования пород от условий земной поверхности, тем меньше их устойчивость по отношению к процессам выветривания.

Выветривание играет исключительно важную роль в рельефообразовании, находясь в самом начале деятельности экзогенных процессов. Количество и качество продуктов выветривания определяют возможность, тип и режим движения потоков вещества, осуществляющих экзогенное рельефообразование. Для возникновения денудационного (а затем аккумулятивного) рельефа необходимо сначала разрушить связи между частицами, слагающими горные породы, и только после этого появляется возможность отрыва, переноса и отложения частиц. То есть выветривание является одним из условий развития денудации, но ни в коем случае не синонимом этого понятия. При этом тип движения зависит от размеров образованных частиц, их физических и химических свойств.

В ходе транзита исходное вещество, образующее литопотоки на поверхности Земли, изменяется – измельчается, меняет минералогический и химический составы, формы связей. Выветривание продолжается и в ходе переноса вещества, и после его отложения. Таким образом, процессы выветривания сопровождают весь ход рельефообразования. При этом принято считать, что выветривание (в отличие от прочих экзогенных процессов) собственных форм рельефа не образует. Но если денудация протекает быстро, она лишь откапывает, выводит на поверхность формы, созданные избирательным выветриванием.

СЛАЙД 2

Остановимся на отличительных особенностях выветривания.

1. В ходе выветривания перемещение физических частиц вещества практически отсутствуют. При разрушении коренных пород происходят некоторые виды движения частиц (они особенно заметны, когда денудация протекает не очень активно). Они перемещаются при дезинтеграции коренных пород и образовании рыхлого элювия. Поскольку его объем превышает объем исходной породы, рельеф дневной поверхности меняется. Безусловно, этот рельефообразующий эффект уступает экзогенному рельефообразованию, связанному с денудацией и аккумуляцией.

2. Ни один экзогенный рельефообразующий процесс, кроме выветривания, не является необходимым условием существования другого. Прочие экзогенные процессы сменяют друг друга в пространстве и времени, образуя парагенетические или историко-генетические комплексы. И только процессы выветривания являются необходимыми условиями экзогенного рельефообразования как такового, т.к. при отсутствии рыхлого материала не может протекать ни денудация, ни аккумуляция. Таким образом, выветривание и другие процессы экзогенного рельефообразования следует рассматривать в системе.

3. Процессы выветривания дают начало не только экзогенному рельефообразованию, но и литогенезу (образованию рыхлых пород). Это позволяет рассматривать образование экзогенного рельефа и рыхлых осадков, возникающих под действием одних и тех же процессов в том же месте и в то же время, как единую систему.

СЛАЙД 3

Классификация процессов выветривания

Процессы выветривания принято разделять на физические и химические. Иногда выделяют биохимическое выветривание, но тогда в названии подчеркивается не вид изменения, а фактор разрушения, т.е. принцип выделения становится другим.

Физическое выветривание – это механическое дробление исходной монолитной породы без ее заметных вещественных преобразований.

Химическое выветривание приводит к качественным изменениям исходного вещества. Обычно из него удаляются относительно подвижные химические элементы, которые включаются в состав подземных вод. В породах, сохранившихся на месте, происходит их преобразование во вторичные минералы (преимущественно глины). Параллельно возникают новообразованные минералы, размеры выделений которых существенно превосходят размеры глинистых частиц. В химических преобразованиях исходных пород в приповерхностных условиях заметную роль играют живые организмы, прежде всего – бактерии. Поэтому изучать процессы биохимического выветривания важно, но рассматривать их надо в рамках явлений, химически преобразующих породы.

В природе физические и химические процессы протекают одновременно, причем иногда их даже трудно выделить в самостоятельные группы.

При изучении процессов выветривания принято выделять их основные факторы, которые можно рассматривать как основания для генетической классификации процессов выветривания.

СЛАЙД 4

Физическое выветривание

Основные факторы, влияющие на протекание процессов физического выветривания (являются также основанием для генетической классификации процессов выветривания):

- температурное выветривание: главный фактор – колебание температур в результате изменения режима инсоляции; реакция – образование в породе трещин при разных коэффициентах температурного расширения различных минералов;
- морозное выветривание – расширение трещин при замерзании в них воды;
- расширение трещин при усыхании набухших при смачивании пород;
- биомеханическое разрушение – расширение трещин при росте в ширину корней;
- осмотическое давление – расширение трещин при росте на их стенках кристаллов;
- расширение трещин при расклинивающем действии пленочной воды;
- дилатация – образование трещин при снятии денудацией части статической нагрузки.

Анализ приведенного перечня факторов и способов разрушения пород показывает, что только два из них (температурное выветривание и дилатация) связаны с образованием трещин, а остальные пять – с их расширением. По этому признаку факторы физического выветривания можно разделить на две группы: трещинообразующие и трещинорасширяющие. При этом во времени они сменяют друг друга: первые обуславливают образование трещин, а вторые – преобразование трещин.

Следует отметить, что трещинообразование не является чисто экзогенным процессом. Мало того, трещинообразование – чаще эндогенный процесс, чем экзогенный. И протекает такое трещинообразование в земной коре на некоторой глубине вне зависимости от условий на поверхности. Среди эндогенных трещин, прежде всего, выделяют:

- тектонические;
- связанные с уплотнением и диагнезом осадков;
- связанные с остыванием эффузивных и интрузивных пород.

Таким образом, расширению трещин может предшествовать не только экзогенное, но и эндогенное трещинообразование. Тогда весь комплекс процессов физического разрушения пород по своей природе – эндогенно-экзогенный.

СЛАЙД 5

Говоря о разрушении пород важно помнить, что в каждом конкретном месте процессы выветривания зависят не только от ландшафтно-климатических условий, но и от свойств пород.

Выходящие на дневную поверхность породы, как правило, физически и химически неоднородны. Эта неоднородность проявляется на самых разных иерархических уровнях, вплоть до планетарного. Нам для анализа протекания процессов выветривания важны только три из них:

- неоднородности строения кристаллической решетки;
- неоднородности строения породы (сочетания минералов);
- неоднородности комплекса пород, образующих единую структурно-тектоническую формацию.

Неоднородности разного уровня оказывают решающее влияние на образование продуктов разных гранулометрических фракций.

Для анализа процессов разрушения пород большое значение имеют такие свойства, как:

- скрытая пористость и трещиноватость пород;
- тепловые свойства пород (тепловое расширение, теплоемкость, теплопроводность);
- упругие свойства пород;
- строение кристаллов.

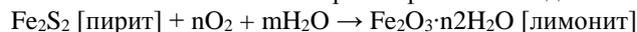
Так, температурное выветривание может протекать только в том случае, когда породообразующие минералы действительно отличаются друг от друга по характеристикам теплового расширения; на трещинообразование влияют различные упругие свойства пород и минералов и т.д.

СЛАЙД 6

Химическое выветривание

В химическом выветривании одновременно или последовательно участвуют несколько процессов, наиболее типичными из которых являются окисление-восстановление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление – процесс отдачи электронов с увеличением степени окисления. В приповерхностных условиях практически единственным окислителем является растворенный в воде кислород.



Восстановление – процесс присоединения электронов с понижением степени окисления. В качестве восстановителя может выступать органическое вещество.

Гидратация – присоединение к минералам воды, которая структурно входит в кристаллическую решетку нового минерала (например, преобразование ангидрита в гипс).

Растворение – взаимодействие твердого материала и воды, сопровождающееся переходом твердой фазы в раствор.

Гидролиз – процесс формирования минералов, содержащих в своей структуре группу OH (преобразование исходных минералов в минералы, содержащие в своей структуре группу OH). Примером может являться преобразование алюмосиликатов в глинистые минералы.

В результате минералы, образовавшиеся внутри Земли в условиях дефицита воды и кислорода (сульфиды, оксиды, силикаты), попадая в область гипергенеза, превращаются в сульфаты, карбонаты и гидроксиды, устойчивые в этих новых условиях.

Тип процесса зависит от макро- и микросреды. Макросреда определяется ландшафтно-климатическими условиями на поверхности рельефа; микросреда формируется внутри преобразуемых горных пород. Таким образом, протекание химического выветривания контролируется:

- характеристиками среды, в которой происходит преобразование:

- ход температур;
- наличие кислорода;
- наличие органического вещества;
- наличие воды (если вода постоянно меняется, то химическое выветривание возрастает во много раз);
- значения Eh, pH;
- активное действие живых организмов
- характеристики пород, подвергающиеся преобразованию
 - состав;
 - трещиноватость, пористость, кавернозность и т.п.

Значительную роль, иногда превосходящую по значимости ландшафтно-климатические условия, может играть вещество и тепловая энергия ювенильного происхождения, поступающие, например, с гидротермами.

Важным фактором, определяющим разнообразие вещественного состава рыхлых отложений, является продолжительность процессов выветривания.

СЛАЙД 7

Мы уже отмечали, что в условиях быстрой денудации главным рельефообразующим процессом может оказаться избирательное выветривание. В возникающих при этом формах легко читается рельеф поверхности «фронта выветривания».

Откопанный рельеф зависит от того, какая зона выветривания вскрыта денудацией (чем более глубокая зона выводится на поверхность, тем расчлененнее созданный ею рельеф), а также от того, какое место он занимает в системе элементов мезорельефа – вершинных поверхностей междуречий, склонов, педиментов.

Неравномерность выветривания коренных пород, слагающих междуречья, во многом зависит от неравномерной обводненности трещин, нарушающих это междуречье. Мощность чехла элювия определяется мощностью маловодной (или безводной) зоны аэрации, которая может достигать нескольких метров (редко – 10-20 м), но может сокращаться и до нескольких сантиметров. Сокращение зоны аэрации приводит к усиленному водообмену, выветриванию коренной породы и ее разрушению до состояния мелкозема (в таких условиях, например, образуются микроформы рельефа, связанные с морозной сортировкой мелкозема [см. криогенный рельеф]). Увеличение мощности зоны аэрации резко снижает возможности образования мелкозема и глинистых частиц, поэтому интенсивность денудации снижается. В результате такие участки обособляются в виде скалоостанцов (торов) и кекуров².

Возможно два варианта образования торов:

в результате выветривания – усиление процессов денудации на вершинной поверхности выводит на дневную поверхность скалистые коренные породы, из которых обособляются участки в виде торов, обладающие наибольшей мощностью зон аэрации;

в ходе образования элювия в плотных породах – при минимальной денудации вершинной поверхности и интенсивном физическом выветривании происходит обособление отдельных наиболее устойчивых участков внутри толщи элювия. Последующее усиление денудации выводит на дневную поверхность уже «сформированные» торы.

СЛАЙДЫ 8-11

Фотообразы останцов выветривания.

² Кекуры – столбовидные или конусообразные скалы естественного происхождения. Чаще всего это название используется в регионах Сибири и Дальнего Востока.

СЛАЙД 12

Элювий

Топографически несмещенные продукты изменения коренных пород называют **элювием**. Его строение в значительной степени зависит от ландшафтно-климатических условий, в которых он формировался.

Нивальная (гляциальная) зона – элювиальный процесс практически подавлен. Иногда формирующиеся плащи грубообломочного материала, удаляемые в результате процессов солифлюкции.

Перигляциальная зона (зона многолетней мерзлоты) – элювий формируется в условиях дефицита влаги, пониженной скорости испарения, отрицательных среднегодовых температурах со значительными сезонными и даже суточными колебаниями. Он формируется под влиянием фазовых переходов воды в условиях термического режима, резко изменяющегося в деятельном слое; деятельный слой всегда находится в переувлажненном состоянии (из-за замедленного испарения и затрудненного влагообмена). Поэтому термоденудация сопровождается солифлюкционными явлениями.

Гумидная зона – формирование элювия сопровождается полным освобождением гипергенно устойчивых минералов и в кислой, и в щелочной среде. Одновременно происходит интенсивный вынос петрогенных элементов из породообразующих и жильных минералов. В различных климатических зонах пояса валовый минеральный состав элювия различается из-за усиленной миграции разных элементов в условиях тропического влажного, влажного жаркого и влажного умеренного климата. Минеральная форма материала преобладает над обломочной.

Аридная зона – формирование элювия контролируется солнечной радиацией и теплообменом между воздухом и поверхностью горных пород, а также теплообменом между твердым минеральным веществом и проникающим в него воздухом, а также между частицами минерального вещества. Массоперенос сводится к перемещению воздушными потоками мелких фракций минерального вещества.

СЛАЙД 13

В зависимости от ландшафтно-климатических условий, в строении элювиального покрова может участвовать до трех-четырех горизонтов, которые могут также рассматриваться как стадии разрушения пород.

- **Зона образования трещин.** Главный фактор разрушения – снятие статической нагрузки в ходе денудации (дилатация).
- **Зона раскрытия и расширения трещин и образования обломков («разборная скала»).** Факторы формирования и развития – температурные колебания, расклинивающее действие пленочной воды, деятельность корневой системы растений. Формируется быстро, но существует долго: тем дольше, чем глубже он располагается.
- **Зона измельчения и перемещения обломков.** Чаще всего представлена дезинтегрированными минеральными новообразованиями с существенным приносом вещества из вышележащих горизонтов. Типично образование мелкозёма определенного минералогического состава – чаще всего преобладают гидрослюды. Факторы формирования и развития – гравитация, морозная сортировка и др.; формирование длительное, предположительно – тысячи и десятки тысяч лет.
- **Зона почвообразования и глубоких химических превращений** породообразующих минералов в глинистые.

СЛАЙД 14

С понятием «элювий» часто смешивают понятие «кора выветривания». **Кора выветривания** – это сохранившийся с древних эпох комплекс элювиальных образований.

В зависимости от природной обстановки, в которой происходит формирование кор выветривания, их состав и строение (как и в случае с элювием) различаются. Т.е. они имеют зональный характер. Характер кор также зависит от состава горных пород, на которых они образуются, от возраста кор и стадии их развития.

Среди кор выветривания выделяют:

- **обломочные** – состоят из химически неизменных или слабо измененных обломков исходной породы; преобладают в полярных и высокогорных областях, а также в каменистых пустынях низких широт;
- **гидрослюдистые** – характеризуются слабыми химическими изменениями коренной породы, но уже содержат глинистые минералы – гидрослюды, образующиеся за счет измененных полевых шпатов и слюд; характерны для холодных и умеренных областей с вечной мерзлотой;
- **монтмориллонитовые** – отличаются глубокими химическими изменениями первичных минералов; главный глинистый минерал в их составе – монтмориллонит; образуются в степных и полупустынных областях;
- **каолиновые** – характерны для субтропиков;

Следующие два типа – результат длительного и интенсивного выветривания с полным изменением первичного состава исходных пород.

- **краснозёмные** – характерны для субтропиков;
- **латеритные** – формируются при наиболее активном химическом выветривании в условиях жаркого и влажного экваториального климата

Зональный характер кор выветривания широко используется при палеогеографических реконструкциях.

СЛАЙД 15

Схема образования кор выветривания на тектонически неактивных площадях (по Н.М.Страхову).

Тема 2. Склоны: склоновые процессы и рельеф склонов

СЛАЙД 1

Как уже упоминалось, рельеф представляет собой сочетание субгоризонтальных поверхностей и склонов. К склонам относят наклонные поверхности, на которых определяющую роль в перемещении вещества играет составляющая силы тяжести, ориентированная вниз по склону; на их долю приходится более 80% всей поверхности суши. Поверхности с углами наклона 1-2° к склонам обычно не относят, т.к. в этом случае составляющая силы тяжести, стремящаяся сместить частицы вниз по склону, очень мала.

Силе тяжести на склонах противостоят силы сцепления частиц рыхлых пород между собой и с подстилающими коренными породами. Соотношение составляющей силы тяжести и сил сцепления определяет ход процессов, протекающих на склонах, и зависит от многих факторов, что определяет разнообразие склоновых процессов.

Процессы, протекающие на склонах – склоновые процессы – ведут к удалению, перемещению, а при благоприятных условиях – накоплению продуктов выветривания, т.е. к образованию как выработанных, так и аккумулятивных форм рельефа. Склоновая денудация – один из основных экзогенных факторов формирования рельефа и поставщик материала, из которого в дальнейшем образуются все прочие генетические типы отложений.

Существует тесная взаимосвязь между выветриванием и склоновыми процессами: быстрое удаление со склонов рыхлых продуктов выветривания обнажает «свежую» породу и тем самым способствует усилению выветривания. Медленная денудация склонов приводит к накоплению продуктов выветривания, тем самым затрудняя дальнейшее выветривание коренных пород, но при этом она способствует интенсификации склоновых процессов. Можно сделать и обратное заключение, что темп склоновых процессов в конечном счете определяет скорость денудации.

СЛАЙД 2

Особенности формирования склонов, прежде всего, отражаются в их морфологии: крутизне, длине и форме профиля.

По крутизне:

- очень крутые – $\alpha \geq 35^\circ$;
- крутые – $\alpha = 15-35^\circ$;
- средней крутизны – $\alpha = 8-15^\circ$;
- пологие – $\alpha = 4-8^\circ$;
- очень пологие – $\alpha = 2-4^\circ$.

Такое деление имеет некоторый генетический смысл, дает возможность судить о характере и интенсивности процессов, происходящих на склонах, о возможностях использования склонов в хозяйственной деятельности.

По длине:

- длинные – $L > 500\text{м}$;
- средней длины – $L = 50-500\text{м}$;
- короткие – $L < 50\text{м}$.

Длиной склонов определяется количество влаги, попадающей на них во время дождей и в период снеготаяния и, как следствие – различная степень увлажнения склоновых отложений, а от этого зависит интенсивность хода почти всех склоновых процессов.

По форме профиля:

- прямой;
- выпуклый;
- вогнутый;
- ступенчатый.

Поверхность любого склона может быть осложнена различными неровностями. Форма профиля несет большую информацию о процессах, протекающих на них, а иногда дает возможность судить о характере взаимодействия эндогенных и экзогенных сил.

СЛАЙД 3

Склоны возникают в результате деятельности эндогенных и экзогенных процессов. В соответствии с этим они делятся на эндогенные и экзогенные.

Процессы, приводящие к возникновению склонов, называют склоноформирующими (или склонообразующими).

Эндогенные склоны образуются в результате различных тектонических движений земной коры, магматизма (прежде всего, эффузивного) и землетрясений. С некоторой долей условности к эндогенным относят склоны, созданные деятельностью грязевых вулканов (псевдовулканические).

Экзогенные склоны в соответствии с действующими агентами подразделяются на склоны, созданные поверхностными текучими водами (флювиальные), деятельностью озер, морей, ледников, ветра, подземных вод и мерзлотных процессов. К этой же категории следует отнести биогенные склоны (коралловые рифы), а также антропогенные склоны, являющиеся результатом хозяйственной деятельности человека. Нередко склоны формируются в результате совокупной деятельностью двух или нескольких экзогенных агентов (полигенные склоны). Новые склоны могут также возникать под действием склоновых процессов.

Склоны экзогенного, вулканического и псевдовулканического происхождения формируются как за счет выноса, так и за счет накопления материала. Соответственно, они подразделяются на денудационные и аккумулятивные. Среди денудационных склонов, в свою очередь, можно выделить структурные, созданные отпрепарированными бронирующими слоями, и аструктурные.

После возникновения склоны любого генезиса преобразуются под действием так называемых склоновых процессов. Они тесно связаны со склоноформирующими процессами, поэтому морфология большинства склонов есть результат их взаимодействия. Лишь в единичных случаях (например, при образовании и моделировании сейсмических уступов) действие этих процессов разорвано во времени.

СЛАЙД 4

Морфологические особенности склонов, состав и мощность рыхлых отложений, их покрывающих, а также конкретные физико-географические условия определяют разнообразие склоновых процессов. По особенностям их протекания выделяются следующие типы склонов:

1. Собственно гравитационные (обвальные, осыпные, лавинные):
 - $\alpha=35-40^\circ$ и более;
 - скатывание обломков под действием силы тяжести.
2. Склоны блоковых движений (оползневые, оплывно-оползневые, склоны отседания):
 - $\alpha=15-35^\circ$;
 - активное участие подземных вод при существенной роли гравитации.
3. Склоны массового смещения чехла рыхлого материала (быстрой и медленной солифлюкции, дефлюкционные и др.)
 - α от $2-3^\circ$ до 35° ;
 - характер смещения грунта определяется его консистенцией, обусловленной количеством содержащейся в грунте воды.
4. Делювиальные (плоскостного смыва):
 - α от $2-3^\circ$ до 35° ;
 - определяются, прежде всего, состоянием поверхности склонов.

Обвальное-осыпные склоны

Обвальное-осыпные склоны наибольшее развитие получили в пределах ущелистых долин глубоко расчлененного горного рельефа. В высоких горных сооружениях условия их формирования осложняются местными климатическими условиями.

При крутизне склонов $>35^\circ$ отделенная от коренного склона частица горной породы начинает двигаться под действием силы тяжести без дополнительного импульса. При объеме отделившихся блоков более 10 куб.м процесс называется обваливанием, при объеме 1-10 куб.м камнепадом, при меньшем объеме – осыпанием. Именно эти явления осуществляют основную работу по денудации горных склонов.

Общими причинами обвальных и осыпных процессов является нарушение целостности склона. Отделение глыб и мелких обломков и движение вниз обвальное-осыпных масс могут произойти из-за внезапного или быстрого возрастания веса окраинных и достаточно выветрелых пород.

СЛАЙД 5

Обвальные склоны

Обвалом называют процесс отрыва от основной массы горных пород крупных глыб и их последующего перемещения вниз по склону.

Подготовка к обвалу охватывает длительное время (до сотен тысяч лет) и состоит, в основном, в формировании крутого склона (это может быть тектонический уступ, борт троговой долины, обрыв, подмываемой рекой, или прибрежноморской клиф). В результате силы сцепления нависшего блока со склоном становятся меньше составляющей силы тяжести, направленной под углом к поверхности склона, и блок обваливается. Силы сцепления обычно бывают ослаблены дополнительными факторами (сейсмическим толчком, снятием отпора при таянии ледника, каким-либо техногенным событием и т.д.), которые и являются непосредственной причиной обвала.

Причиной обвалов также является отседание склонов, проявляющееся, прежде всего, по краям платообразных междуречий, нижняя часть склонов которых сложена породами, способными к пластичной деформации, а верхняя – прочными вертикально трещиноватыми породами. Необходимым условием развития отседания является глубина вреза долин 150-300 м и более.

В верхней части обвального склона находится ниша, поверхность которой имеет форму полусферы или ее части. Иногда срыв происходит по плоскости напластования или зоне дробления – тогда денудационная часть обвального склона представляет собой почти плоскую поверхность.

По мере движения крупные обвальные массы распадаются на разноразмерные обломки, которые движутся по склону, откладываются у его подножия или по инерции продолжают перемещаться по дну долины (известны случаи, когда они продвигались на расстояние 7-12 км). По мере движения они значительно преобразуют поверхность склонов, вырабатывая на их поверхности борозды (в одной из альпийских долин поток скалистых обломков выработал борозду глубиной 6-10 м при ширине 10-20 м).

Аккумулятивная часть обвального склона, образованная обвальными нагромождениями, представляет собой беспорядочно бугристую (холмистую) поверхность, с буграми высотой от нескольких метров до 30 м, иногда – более. У древних обвалов рельеф сглажен.

Для обвальных накоплений характерна несортированность слагающего материала. В них беспорядочно смешаны обломки разного размера – от глыб до щебня и дресвы. Обломки обычно остроугольные или слабо окатанные (оббитые). Между ними часто присутствует порошкообразный материал, образовавшийся при сильных ударах и дроблении более крупных фрагментов пород. Петрографически состав обломков соответствует составу пород склона. Из вод, которые циркулируют по пустотам между обломками, могут откла-

дываться минеральные вещества, чаще всего – карбонаты. Поэтому древние обвальные массы могут быть сцементированы в плотные глыбовые брекчии.

Наиболее грандиозные обвалы развиваются в горах. Так, при обвале в долине р.Мургаб (Западный Памир) в 1911 г. объем обрушившейся породы превысил 2 млрд куб.м, а ее масса составила около 7 млрд т (для сравнения, годовой твердый сток Волги составляет 25 млн т). Еще более грандиозные обвалы зафиксированы в Альпах; объем наиболее крупного из них составил около 15 куб.км, а площадь, занятая обвальными массами – 49 кв.км.

СЛАЙДЫ 6-9

Фотообразы современных обвалов

СЛАЙД 10

Осыпные склоны

Образование осыпей связано, главным образом, с физическим выветриванием. Интенсивность осыпания зависит от свойств пород, слагающих склон, его крутизны и высоты. Процесс осыпания изменчив во времени, причем в разных частях склона он проявляется не одновременно. Интенсивность осыпания в десятки раз падает в зимнее время (когда породы мерзлые); пик интенсивности осыпания отмечается весной – при оттаивании пород. Годовую цикличность процесса нарушают землетрясения, вызывающие вспышки интенсивности осыпания. Интенсивность осыпания меняется не только в зависимости от сезона, но и год от года, причем отклонения от ее среднегодового уровня (определяется за сотни и тысячи лет по объемам материала, накопившегося у подножия склона) могут составлять десятки раз.

Осыпной склон сложен обнаженными породами, подвергающимися физическому выветриванию. Продукты выветривания (щебень и дресва), перемещаясь вниз по склону, вырабатывают на его поверхности желоба – осыпные лотки глубиной 1-2 м при ширине в несколько метров. В нижних частях денудационных участков склона желоба объединяются в более крупные ложбины шириной до нескольких десятков метров. Талые и дождевые воды еще более углубляют желоба, расчленяют денудационную часть склонов; бровка склона становится фестончатой. Иногда рельеф денудационной части осыпных склонов приобретает облик сложной системы башен, колонн и т.п.

Движение обломков на осыпных склонах продолжается до тех пор, пока уклон поверхности не станет меньше угла естественного откоса. Тогда начинается аккумуляция обломков и формируется конус осыпи. Осыпные конусы могут сливаться друг с другом, образуя сплошной шлейф, сложенный разновеликими обломками (к осыпному материалу может примешиваться обвальная). Формирующиеся таким образом отложения называются коллювиальными.

В составе осыпных накоплений резко преобладает щебень. Обломки не окатаны, но могут быть в значительной степени обтерты. Исключение составляют осыпи, образовавшиеся при выветривании конгломератов или галечников (но тогда окатанность связана не с образованием осыпи, а наследуется от материнских пород). Важной особенностью осыпного материала является зависимость его гранулометрического состава от состава пород, слагающих склон – по количеству крупных обломков резко выделяются осыпи на крепких скальных породах (гранитах, базальтах, гнейсах и т.п.) и на менее плотных осадочных породах (известняках, доломитах) и сланцах.

В разрезах осыпных накоплений (в отличие от обвальных) намечается некоторая сортированность материала: более крупные и/или тяжелые обломки продвигаются дальше по аккумулятивной части осыпного склона и слагают подножие осыпей; более мелкие и/или легкие обломки задерживаются в верхней части осыпи. В этом проявляется так называемая гравитационная сортировка.

Свежие и молодые осыпи обычно рыхлые, несцементированные и довольно подвижные. Чем древнее осыпь, тем плотнее ее сложение. По мере старения осей пустоты между обломками заполняются мелкоземом. На начальных стадиях мелкозем скапливается только в нижних частях осей – тогда возникают осыпи двучленного строения с плотным основанием и верхним рыхлым слоем; для них характерно медленное сползание верхнего слоя по нижней богатой мелкоземом основе (наиболее интенсивно этот процесс протекает после снеготаяния или дождей). Со временем мелкозем заполняет все пустоты, и россыпь становится плотной, неподвижной и зарастает растительностью. В районах развития карбонатных пород для осей накоплений характерна цементация кальцитом с образованием брекчий.

Важно помнить, что именно осыпи являются источником значительной части материала в область действия транспортирующих агентов – водных потоков, ледников и т.д.

СЛАЙДЫ 11-14

Фотообразы осей склонов

СЛАЙД 15

Оползневые склоны

Под оползанием понимается смещение горных пород на склонах, при котором преобладает скольжение по имеющимся или формирующимся поверхностям или системе поверхностей. При этом сдвигающее усилие превышает прочность пород.

Оползание развивается на склонах крутизной $>15^\circ$. Оно захватывает и вовлекает в движение не только склоновые образования (как это происходит при массовом движении чехла обломков [см.далее]), но и подстилающие их коренные породы. Причем при развитии крупных оползней процесс захватывает породы, находящиеся на глубине в десятки и даже сотни метров.

Факторы оползнеобразования:

- орографические – крутизна и высота склона, его общая форма и др.;
- геологические – состав, характер залегания (в том числе по отношению к склону) и степень дислоцированности пород, слагающих склон;
- гидрогеологические – изменение режима подземных вод (поднятие уровня) может вызывать оползни в местах, ранее им не подверженных. Подземные воды, изменяя горные породы и их свойства, стимулируют отрыв и соскальзывание массива.

На оползнеобразование также влияют новейшие тектонические движения и сейсмические явления, активные экзогенные процессы. Некоторую (зачастую значительную) роль играют атмосферные осадки, влияющие на выветривание слагающих склон пород, и питающие тело оползня влагой, тем самым меняя свойства слагающих его пород и увеличивая его вес.

Развитию оползней способствует деятельность человека.

СЛАЙД 16

Фото – влияние слоистости на развитие оползней.

СЛАЙД 17

Строение оползневых склонов

Развитие оползней создает специфический оползневой рельеф.

В верхней части оползневого склона остается *оползневой цирк*, ограниченный крутой, иногда – вертикальной стенкой отрыва (оползневым уступом). Параллельно ей в коренном склоне развиваются системы зияющих трещин растяжения.

Сместившийся блок пород называют *телом оползня*; в его строении можно выделить две части:

- верхняя – структурная, или глыбовая – в ее пределах частично сохраняется первоначальное строение пород. Глыбы образуют системы массивов, расположенных ступенчато; поверхность ступеней наклонена к стенке отрыва и часто заболочена вдоль контакта отдельных глыб. Глыбовая часть разбита на отдельные блоки;
- нижняя – аструктурная – образована сильно перемятыми породами, на поверхности которых выделяются бугры пучения, чередующиеся с часто заболоченными западинами.

Тело оползня разбито системой боковых трещин (результат воздействия силы трения на тело оползня при его перемещении); внешняя сторона оползневого языка осложнена системой лобовых трещин (связаны с распластыванием оползневых масс).

Тело оползня лежит на *поверхности скольжения* (динамическая поверхность). Выход плоскости скольжения на поверхность у подножия оползневого склона называется подошвой оползня.

Глубина захвата пород оползневым процессом на склоне называется *уровнем оползания*. Если уровень оползания лежит выше сопредельного базиса эрозии, то развитие оползня заключается в его соскальзывании со склона; если ниже, то при оползании слой пород, по которым оползень движется, деформируются, и перед оползневым блоком возникает *напорный оползневой вал*.

СЛАЙД 18

По особенностям процесса оползания, находящим прямое выражение в морфологии и строении склона, выделяются (еще со времен акад. А.П. Павлова):

- оползни выдавливания (детрузивные) – уровень оползания лежит ниже базиса эрозии;
- оползни скольжения (деляпсивные) – уровень оползания лежит выше базиса эрозии;
- оползни вязкопластичного движения, или оползни-потоки – развиваются в переувлажненных лессовидных толщах и представляют собой сброс вязкотекучих масс (могут следовать по долинообразным понижениям; при поступлении в реки трансформируются в сели);
- оползни сложного сочетания процессов.

Оползни также можно классифицировать по природе процесса оползания. По этому признаку П.В. Родионов (1939 г.) выделял:

- консистентные оползни – нарушение устойчивости масс горных пород связано с изменением консистенции глинистых пород, например, переходом их из полутвёрдого состояния в пластическое при увлажнении;
- суффозионные оползни – нарушение устойчивости горных пород на склонах вызвано развитием суффозионных процессов при выходе подземных вод на поверхность в основании склона;
- структурные оползни – нарушение устойчивости пород на склоне происходит в виде смещения по наклонным поверхностям напластования, систем трещин и тектонических нарушений

СЛАЙДЫ 19-23

Фотообразы современных оползней.

СЛАЙД 24

Остановимся отдельно на одной из разновидностей консистентных оползней, которые связаны с так называемыми быстрыми глинами (*quick clay*), имеющими ледниково-морское происхождение и обладающими уникальной чувствительностью к нагрузкам. Они настолько нестабильны, что при достаточном давлении могут вести себя как жидкость. Причина этого в нестабильности их структуры. Входящие в состав глин морские

соли позволяют сформировать достаточно прочную конструкцию, однако их вымывание пресной водой разрушает первичную структуру породы и приводит к возникновению у нее текучих свойств. Если в глины снова привносятся соли, восстанавливается и первоначальная структура породы.

В период последнего оледенения большие площади на севере Евразии и Северной Америки под давлением масс льда погрузились ниже уровня моря и в пределах этих территорий сформировались ледниково-морские глины, которые после деградации ледника оказались погребены под более молодыми отложениями.

Обычно погребенные быстрые глины могут противостоять внешним воздействиям. Однако если по каким-то причинам перекрывающий их слой оказывается нарушен и в них проникают поверхностные воды, это приводит к разрушению их структуры и разжижению, что может вызвать катастрофические оползни.

СЛАЙД 25

Признаки оползневого склона:

- появление «беспорядочного» бугристо-волнистого рельефа на поверхности и в основании склона;
- оползневые псевдотеррасы – от речных или морских отличаются более неровным рельефом, запрокинутостью площадки в сторону берега, невыдержанностью по простиранию и высоте, отсутствием на их поверхности речных, озерных или морских отложений;
- свежие стенки срыва;
- замкнутые западины;
- «пьяный» лес.

СЛАЙДЫ 26-29

Фотообразы древних оползней

СЛАЙД 30

Склоны массового движения чехла рыхлого материала

Массовое движение чехла обломков – основной процесс, в результате которого преобразуется поверхность склонов и который охватывает 90% поверхности всех склонов. Хотя это движение малозаметно, именно оно является основным процессом денудации суши. Все остальные склоновые процессы, по сути, являются «частными осложнениями».

Значение процессов медленного движения чехла обломков долгое время недооценивалось. Склоны, покрытые чехлом обломков, рассматривались как неизменные, неразвивающиеся поверхности. На самом деле чехол обломков почти повсеместно находится в постоянном движении, в ходе которого осуществляется основная работа по денудации суши. Сносимый при этом материал поступает в реки и уносится ими дальше – в места временного отложения (предгорные прогибы, межгорные впадины и т.п.) или за пределы суши.

Характер и скорость движения склоновых образований определяется, прежде всего, консистенцией (т.е. способностью грунта деформироваться под влиянием собственного веса или дополнительной внешней нагрузки) и мощностью обломочного чехла. Консистенция определяется размером (прежде всего наличием тонкого материала) и формой частиц, слагающих чехол обломков, и степенью увлажненности этого чехла, а также агрегатным состоянием воды, наличием коллоидов в растворах и кристаллизационных связей (их разрушение при оттаивании существенно увеличивает пластичность или текучесть грунта). По консистенции грунты подразделяются на твердые, пластичные и текучие.

Типы движения склоновых образований в зависимости от их консистенции:

- жидкотекучая консистенция – быстрая солифлюкция;

- вязкотекучая консистенция – медленная солифлюкция;
- вязкопластичная консистенция – дефлюкция (крип);
- сыпучая консистенция – десерпция.

СЛАЙД 31

Типичный разрез склоновых образований на склонах массового перемещения (сверху вниз):

- «Жёсткий» слой – обычно сухой и скреплён корнями растений; движется только за счёт того, что лежит на движущемся слое. Его мощность составляет около 20-40 см, потому смещающая сила, вызываемая составляющей силы тяжести, недостаточно велика, чтобы преодолеть силы внутреннего трения.
- Слой движения – масса породы становится все больше (пропорционально расстоянию от поверхности), в результате возрастает сила, стремящаяся сместить грунт по склону. Одновременно с глубиной увеличивается влажность; при обильном увлажнении грунт может приобрести вязкотекучую консистенцию. В нижних частях много щебнистого материала, что увеличивает угол внутреннего трения и уменьшает подвижность.
- Слой кос – обломки «разборной скалы» начинают вовлекаться в движение благодаря контакту с движущимся слоем. Слои осадочных горных пород и секущие жилы «завёрнуты» вниз по склону, как косы. Чем больше мощность чехла склоновых образований, тем сильнее влияние их движения на «слой кос». Воздействие тем больше, чем сильнее раздроблена лежащая ниже «разборная скала». Слой кос – зона перехода от движущихся склоновых образований к почти неподвижной породе, слагающей склон.
- Слой «разборной скалы» – трещины в слагающей его породе расширены настолько, что отдельные глыбы и обломки хотя и плотно прилегают друг к другу, уже не скреплены между собой («сухая кладка» обломков). Расширение первичных трещин происходит, в основном, под воздействием движения склоновых образований, передающихся через слой кос в коренную породу склона. Мощность слоя колеблется от 1 до 4 м.
- Слой предразрушения – влияние агентов, действующих на поверхности Земли, на коренные породы, слагающие склон, находится на начальном уровне. Ощущается сильно ослабленное химическое выветривание. Основной фактор воздействия – напряжения, возникающие в толще горных пород под влиянием «сдирающего усилия» движущегося чехла обломков.

Вниз по склону растёт количество мелкозема, повышается влажность (и, соответственно, пластичность и текучесть) слоя движения, что приводит к увеличению скорости движения чехла обломков вниз по склону.

Форма профиля склонов массового смещения в большинстве случаев выпукловогнутая.

СЛАЙД 32

Солифлюкционные склоны

Солифлюкция – это жидко- и вязко текучее движение по склонам увлажнённых тонкодисперсных отложений. Она протекает в пределах так называемого деятельного слоя – верхнего слоя грунта, подверженного сезонным промерзаниям (в процессе которых рыхлые породы концентрируют в себе влагу) и оттаиваниям. Наличие на некоторой глубине водоупора (поверхности вечномерзлых или еще не оттаявших сезонномерзлых пород) обуславливает сильное переувлажнение оттаявшего слоя или его нижней части. Именно это приводит грунт в текучее состояние.

Для развития солифлюкции необходимы:

- повышенная пылеватость отложений;

- влажность отложений, варьирующая от предела пластичности до предела текучести или превышающая его;
- наличие уклонов поверхности, обеспечивающих возможность течения увлажненных отложений (обычно от 2-3° до 10-15°);
- отсутствие древесной и крупной кустарниковой растительности, закрепляющей корнями породы сезонно талого слоя.

Именно поэтому солифлюкция широко распространена и активно развивается в районах горных и равнинных тундр, холодных горных и арктических пустынь и только локально – в таежной зоне.

Солифлюкция подразделяется на медленную и быструю, которые развиваются в разных областях и создают различные морфогенетические формы.

СЛАЙД 33

Медленная солифлюкция

Медленная солифлюкция представляет собой вязкое течение грунта, скорость которого находится в диапазоне от нескольких десятков см до 2 м в год. Наиболее часто развивается при наличии многолетнемерзлого водоупора, способствующего переувлажнению пород сезонно-талого слоя. Также известно солифлюкционное течение оттаявших пород сезонно-мерзлого слоя при наличии сезонного криогенного водоупора или глинистого субстрата. При этом для развития солифлюкционного течения необходимо, чтобы мощность талого слоя достигала некоторой критической величины, изменяющейся в зависимости от состава, влажности и угла склона от 30 до 70 см.

Медленная солифлюкция наиболее характерна для тундровых ландшафтов с сомкнутым мохово-травянистым покровом. Здесь образуются такие ярко выраженные морфологические формы как солифлюкционные террасы, валы, потоки и другие формы, фронтальные уступы которых закреплены смятым в лежачие складки дерновым покровом. Эти формы характерны для нижних, а иногда – выположенных частей склонов, где происходит аккумуляция солифлюкционных отложений и образуются солифлюкционные покровы. Ненарушенный дерновой покров препятствует солифлюкции, поэтому процесс формирования натечных форм носит пульсационный характер – течение активизируется, когда происходит разрыв дерновины в тыловой части солифлюкционных форм

Медленная солифлюкция также наблюдается во влажных тропиках, где обильные дожди в течение всего года или значительной его части обуславливают вязко-текучую консистенцию грунта. Эту ее разновидность называют тропической солифлюкцией. Ей благоприятствуют интенсивное химическое выветривание (обеспечивает большое количество глинистого материала) и присутствие коллоидных растворов (связаны с развитием пышного растительного покрова).

СЛАЙД 34

Быстрая солифлюкция

Быстрая солифлюкция – это жидкотекучее движение тонких слоев переувлажненного грунта, свойственное территориям, где сезонно-талый слой подстилается высоко льдистыми отложениями или залежами подземных льдов.

Скорость движения – 3-10 м/год (миллиметры и сантиметры в секунду). Мощность солифлюкционных потоков – 20-60 см, в нижних частях склона (где замедляется движение потока грунта) она может увеличиваться до 1 м и более.

Быстрая солифлюкция проявляется в виде грязевых потоков, оплывин, на поверхности которых перемещаются блоки и куски дернины, а также оползней-сплывов. В результате образуются натечные солифлюкционные терраски (их крутой уступ создается и поддерживается скоплением крупных обломков вблизи уступа), языки, гофры, фестоны.

СЛАЙД 35

Остановимся на особенностях строения солифлюкционных отложений. Они разнообразны по составу – от глин и суглинков до щебня и валунов (в зависимости от слагающих склон горных пород). Для них характерно отсутствие сортировки обломочного материала. При этом широко распространены текстуры течения и смятия, ориентированные в направлении уклона (на слайде – строение натека, образовавшегося в процессе медленной солифлюкции).

Присутствие в средних широтах в разрезах четвертичных континентальных отложений солифлюкционных накоплений или горизонтов со следами криогенного смещения является свидетельством резких похолоданий. Если горизонты погребенных почв черноземного или подзолистого типа разорваны солифлюкцией, можно уверенно говорить о смене умеренного климата на холодный.

СЛАЙДЫ 36-39

Фотообразы солифлюкционных склонов

СЛАЙД 40

Делли

На солифлюкционных склонах крутизной от 10° до 25° наблюдается увеличение скорости движения материала в пределах полос различной ширины, вытянутых вниз по склону. Эта линейность движения выражается в образовании деллей – безрусельных ложбин глубиной 0,25-0,5 м (редко – до 1 м), удаленных друг от друга на 25-50 м. В рельефе они выражены нечетко и часто заметны только благодаря изменению растительного покрова. Ускоренное перемещение грунта, локализованное вдоль этих ложбин, находит отражение в рельефе ложа деллей, не совпадающего с поверхностным рельефом.

В большинстве случаев делли прямолинейны, и в отличие от мелких эрозионных форм не ветвятся, следуют параллельно друг другу и спускаются по максимальному уклону. На выступах склона они расходятся (расстояние между ними увеличивается) и между ними появляются новые делли. Таким образом, межделлевые расстояния, в общем, сохраняются.

СЛАЙД 41

Фотообразы солифлюкционных склонов с деллями

СЛАЙД 42

Нагорные террасы

В горах, возвышающихся над снеговой линией, под совместным действием нивации (снежниковое выветривание) и солифлюкции происходит выравнивание вершин, и образуются нагорные (или криопланационные) террасы – пологие (с углами наклона 1-5°) площадки протяженностью от нескольких метров до нескольких километров, ограниченные крутыми (30-40°) уступами высотой от 10 до нескольких десятков метров. Площадки сложены твердыми породами и имеют покров из щебнистых супесей и суглинков мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1,5-2 м; уступы сложены крупноглыбовым материалом. Именно под уступами постоянно образуются (или образовывались в прошлом) снежники и происходит активная нивация, ведущая к их отступанию.

Поверхности нагорных террас срезают породы различного генезиса, состава и прочности. Поэтому их происхождение не может быть объяснено геоструктурными или тектоническими причинами (тектонические уступы и другие структурные формы могут создавать только первичные условия для активизации нивации). Образование нагорных террас происходит при совместном действии регрессивного разрушения склона и суффозионно-солифлюкционных процессов интенсивного выноса мелкозема.

СЛАЙДЫ 43-45

Фотообраз нагорных террас

СЛАЙД 46

Курумы

Разновидностью склонов медленной солифлюкции являются *курумы* – поверхности, образованные скоплениями глыб размером от десятков см до нескольких метров с незаполненными мелкоземом межглыбовыми полостями, широко распространенные в горных районах и на плоскогорьях, сложенных скальными породами. Они образуются в результате интенсивного физического (главным образом, морозного) выветривания. Первоначальный размер обломков определяется свойствами исходной породы – чем она прочнее и монолитнее, тем обломки крупнее.

Курумы встречаются как на крутых (15-35°), так и на слабонаклонных и горизонтальных поверхностях. Границы курумов с соседними задернованными склонами четкие, особенно верхняя (по склону). Поверхность курумов неровная; перепады высот зависят от величины обломков и характера их залегания. Характерно заглубление по отношению к поверхности задернованного склона верхней части и выступание – нижней части, что свидетельствует о более быстром движении курума, чем материала смежного задернованного склона. В строении курумов выделяется два слоя. Верхний образован рыхло лежащими глыбами, пустоты между которыми составляют около четверти объема породы. В нижнем слое все пустоты заполнены мелкоземом (плотным и вязким пластичным суглинком со щебенкой и песчано-гравийными частицами) или льдом, но основную часть породы все равно составляют глыбы. В основании нижнего слоя залегает «разборная скала».

Волнистость поверхности курумов, наличие мелких западин, неустойчивость глыб, наличие перевернутых глыб и строение курума в целом можно объяснить только вертикальным перемещением материала, т.е. интенсивным протеканием процессов пучения и вымерзания глыб.

СЛАЙД 47

Рассмотрим процесс более детально.

Движение курумов представляет собой сползание рыхлых масс по склону в результате изменения их объема под воздействием процессов промерзания-протаивания. Суть процесса в том, что пучение пород при их промерзании происходит перпендикулярно склону, а движение частиц вниз при протаивании – по вертикали вниз, т.е. под углом к склону.

В результате цикла процесса промерзания-оттаивания частица породы, лежащая на поверхности, окажется перемещенной вниз по склону. Величина смещения уменьшается к подошве слоя протаивания. Сползание будет больше на крутых склонах (по сравнению с пологими) и в более пучинистых грунтах. В условиях резко континентального климата движение частиц происходит и в течение суточных колебаний температур (ночью – промерзание, днем – оттаивание). [Процесс криогенной сортировки обломочного материала более подробно будет рассматриваться при обсуждении криогенного рельефа].

Таким образом, материал курумовых отложений движется не только вниз по склону, но и по нормали к нему, следствием чего является неплотная упаковка глыб и миграция крупных глыб к поверхности курума. Именно в миграции крупных глыб к поверхности и во временном преобладании сил пучения над силой тяжести и состоит коренное отличие курумов от склонов других типов. Такое перемещение называется *десертция* (в данном случае – криогенная).

СЛАЙД 48

Фотообраз курумов

СЛАЙД 49

Дефлюкционные склоны

На многих склонах с сомкнутым растительным покровом происходит медленное, перемещение грунта, связанное, главным образом, с колебаниями температуры и влажности. Этот вид движения, скорость которого (при глинистом или суглинистом составе материала) составляет 0,2-1,0 см в год, получил название *дефлюкции*, или *крипа* (от англ. *creep* – ползти, сползать). Протекают эти процессы на склонах крутизной от 8-10° до 35°.

Механизмы движения аналогичны тем, что мы рассматривали, говоря о курумах. Но рассмотрим его теперь на примере температурного крипа (см. слайд 44). Частица грунта, нагреваясь, расширяется. Находясь на склоне, она испытывает действие силы тяжести, которая в этом случае может быть разложена на два вектора – один направлен по склону, другой – по нормали от поверхности склона. Расширяясь, частица как бы поднимается ближе к поверхности и, выведенная из состояния равновесия, успевает пройти некоторое расстояние вниз по склону. При понижении температуры частица опускается, но уже на новое место. Так, проходя каждый раз микроскопически малые расстояния, она сползает вниз по склону. То же происходит со всеми прочими частицами грунта. Механизм движения за счет изменений увлажненности в принципе тот же, только добавляется эффект пластичности грунта. Перемещение грунта вниз по склону происходит также за счет изменения его объема при переменном промерзании и оттаивании. Признаком его существования является слоистость течения, обнаруживаемая на вертикальном разрезе склоновых образований, направление «щебневых кос» в местах близкого залегания к поверхности коренных пород, изгибание вниз по склону корней растений, и некоторым другим.

Дефлюкционные склоны характеризуются ровной поверхностью и специфических морфологических черт рельефа не имеют. Поэтому задернованные или занятые лесом дефлюкционные склоны могут показаться неразвивающимися.

СЛАЙДЫ 50-51

Фотообразы дефлюкционных склонов

СЛАЙД 52

Если скорость движения превышает указанные выше пределы, дефлюкционное смещение может привести к разрыву дернового покрова. Тогда массы движутся в виде прерывистого сползания отдельных блоков поверхностного слоя (напоминает оползневой процесс в миниатюре). Эта разновидность дефлюкции называется децерацией. О ее существовании можно судить по наличию микроступенчатости на склоне. Дерновый покров оказывается разорванным, и на вертикальных гранях ступенек обнажаются почва или кора выветривания. Определенную роль при децерационных процессах играет выпас скота. Используя горизонтальные площадки микроступенек, животные протаптывают тропы, в результате на склоне образуются волнистые микротерраски протяженностью десятки и сотни метров.

СЛАЙД 53

Делювиальные склоны

Склоны, на которых перемещение материала вниз происходит в результате стока дождевых или талых вод называют делювиальными.

Сток воды может быть

- струйчатым – струйки стекающей по склону воды, то сливаясь, то разветвляясь, образуют на поверхности склона густую сеть;
- или бороздчатым – вода стекает по линейным углублениям глубиной до 10-20 см (борозды), из которых могут возникнуть промоины и овраги.

Интенсивность протекания делювиального процесса зависит от:

- количества стекающей воды;

- скорости стекания;
- разрушающего действия капель дождя;
- свойств грунта;
- сомкнутости растительного покрова;
- неровностей в микрорельефе склона.

Важнейшим из перечисленных факторов является характер растительного покрова (наличие или отсутствие дерновины на склоне). В связи с этим наиболее благоприятна для протекания процесса семиаридная обстановка степей и саванн. В гумидных условиях процесс протекает только на склонах, лишенных растительности. В лесах и на поверхностях с плотной травянистой дерниной делювиальный смыв гасится полностью даже на крутых склонах.

Хотя энергия («живая сила») таких потоков воды очень мала, они в состоянии проводить большую работу, смывая мелкие частицы продуктов выветривания и отлагая их у подножья склонов, где формируются делювиальные отложения, или делювий.

СЛАЙД 54

Фотообраз делювиального смыва

СЛАЙД 55

Отложения, возникшие в результате накопления у подножья склонов частиц почвы или грунта, смытых с этих склонов дождевыми и талыми водами, называются делювием. Чаще всего он представлен суглинками или супесями.

Характерные черты строения делювия:

- отсутствие слоистости или грубая слоистость, параллельная склону,
- слабая сортировка материала, крупность которого, как правило, уменьшается по мере удаления от подошвы склона;
- вертикальная отдельность;
- пористость 30-50%;
- карбонатность;
- наличие горизонтов погребенных почв.

Накопление делювия – импульсивное. Средняя интенсивность осадконакопления – десятые доли мм/год.

Делювий слагает шлейфы или покровы, форма которых близка к тупоугольному треугольнику высотой в первые десятки метров и основанием в сотни метров и первые км. В верхней части шлейфа мощность делювия незначительна, над погребенной подошвой склона она возрастает до максимума (может достигать 10-15 м) и вновь утоньшается к периферии.

Для делювия характерны признаки водной сортировки, которая выражается в уменьшении крупности материала, слагающего шлейф, к его периферии. В вертикальном разрезе делювиальных отложений наблюдается уменьшение крупности снизу вверх.

В полных типичных разрезах делювия выделяются три фации:

- верхняя (присклоновая) – обогащена наиболее грубым материалом, выполняет тупой угол конуса;
- срединная – с более мелким материалом и четкой слоистостью;
- периферическая (или низовая) – сложена наиболее тонким материалом, имеет наибольшее распространение.

В процессе накопления делювия границы фаций постоянно смещаются в зависимости от интенсивности плоскостного смыва, зависящей от количества осадков или талых вод. Слоистость обычно параллельна склону или поверхности шлейфа и выражена в чередовании материала различного механического состава и разного тона окраски. Наиболее четко слоистость прослеживается в относительно грубых разностях горного делювия. В

тонкозернистых суглинистых и глинистых разностях, преобладающих в делювии равнинных стран, слоистость слабее или вообще незаметна.

Для стратиграфии квартера наибольшее значение имеет делювий равнин. Здесь в толщах делювия широко распространены погребенные почвы, свидетельствующие о длительных перерывах в его образовании. Погребенные почвы формировались в период времени, когда склоны покрывались сплошным покровом растительности, что могло происходить в периоды потепления и увлажнения климата. Таким образом, разрезы делювия благоприятны для разработки детальной климатостратиграфии квартера.

СЛАЙД 56

Фотообраз строения делювиального шлейфа

СЛАЙД 57

Развитие склонов. Понятие о пенепленах, педиментах, педипленах и поверхностях выравнивания

Склоновые процессы ведут к выполаживанию склонов и сглаживанию рельефа. Исследованиям процессов выравнивания было посвящено много работ.

Пенеплены

Длительный тектонический покой, переживаемый какой-либо территорией, приводит к выполаживанию некогда образовавшихся на ней неровностей как эндогенного, так и экзогенного генезиса агентами склоновой денудации (при непременном участии выветривания). Это приводит к их «съеданию», понижению водораздельных пространств и формированию невысокой, слегка волнистой равнины, которую Уильям Дэвис в 1889 г. предложил назвать пенепленом.

Пенеплен – это денудационная равнина на складчатом и/или кристаллическом субстрате («срезанным» горам), выровненная в условиях тектонического покоя комплексом экзогенных процессов. Пенеплен представляет собой поверхность полной компенсации геологических структур экзогенными процессами (денудацией). Он возникает как завершающая поверхность в конце крупных геоморфологических циклов (мега- и, возможно, макроциклов). Пенеплен является планетарной поверхностью и не может сохранять рельеф, более древний, чем он сам. Он часто перекрыт корой химического выветривания, мощность которой может достигать десятков метров.

СЛАЙДЫ 58-59

Фотообразы пенепленов

СЛАЙД 60

Педилены и педиленизация

Развитие склонов и образование денудационных выровненных поверхностей может происходить и путем отступления склонов параллельно самим себе. Этот процесс называется педиленизацией, а сформировавшаяся таким образом денудационная равнина – педиленом. Начальной формой педиленизации является образование педимента – полого наклоненной (3-5°) денудационной равнины, выработанной на коренных породах у подножия отступающего склона, покрытой слоем рыхлых отложений.

Склоны какой-либо возвышенности или горы отступают не только параллельно себе, но и навстречу друг другу. Благодаря этому происходит как бы «оседание» горного рельефа со всех сторон. В результате педименты сливаются в единую выровненную поверхность – педилен.

Формирование системы педиментов в виде «предгорной лестницы» в горах впервые описано Вальтером Пенком, на равнинах – Лестером Кингом. Л.Кинг считал, что для образования педиленов наиболее благоприятен аридный или полуаридный климат. По

его мнению, в условиях полупустынь главными факторами формирования педипленов являются ливневый снос, а также интенсивное физическое выветривание и гравитационные процессы – обвалы, осыпи и др.

Образование педиментов, педипленов и пенеппленов возможно только в условиях нисходящего развития рельефа, т.е. в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными. При этом происходит общее уменьшение относительных высот и выполаживание склонов. При восходящем развитии рельефа, т.е. при преобладании эндогенных процессов над экзогенными, склоны вновь становятся более крутыми, а образовавшиеся выровненные поверхности испытывают поднятие и в течение какого-то времени (определяется площадью выровненной поверхности и интенсивностью денудационных процессов) могут сохраняться в виде реликтовых форм рельефа. При повторяемости этапов нисходящего и восходящего развития рельефа в горных странах образуется серия денудационных уровней, получивших название «поверхности выравнивания», располагающихся в виде ступеней или ярусов на различных высотах. Каждая такая поверхность может быть не только поднятой, но и деформированной. В платформенных странах деформации более редки, и денудационные уровни могут сохранять свои высотные отметки на очень большом протяжении.

Изучение поверхностей выравнивания (их распространения, рельефа и слагающих кор выветривания) представляет большой интерес. С научной точки зрения – это один из методов воссоздания истории развития крупных территорий, в частности, определения возраста денудационного рельефа и климатических условий прошлых эпох. С прикладной точки зрения – с распространенными на поверхностях выравнивания корами выветривания связаны месторождения многих полезных ископаемых.

СЛАЙД 61

Фотообраз педиплена

Тема 3. Флювиальный рельеф

СЛАЙД 1

Совокупность процессов, осуществляемых поверхностными текучими водами, называется *флювиальными*.

Флювиальные процессы различаются как по направленности, так и по характеру водных потоков, которые подразделяются на постоянные и временные; русловые и нерусловые; горные, полугорные и равнинные. Типы потоков влияют на интенсивность флювиальных процессов, площадь охватываемой ими территории и характер их проявления во времени и пространстве, что напрямую отражается как на облике флювиальных форм, так и на составе, мощности и строении формируемых ими отложений.

Заметим, что уже рассмотренный нами делювиальный процесс следовало бы относить к флювиальным. Однако мы понятие «флювиальные процессы» будем рассматривать в узком смысле, имея в виду только процессы и явления, осуществляемые линейными потоками воды (водотоками).

СЛАЙД 2

Флювиальные процессы включают размыв земной поверхности, перенос и отложение продуктов размыва. Благодаря этому одновременно образуются как выработанные эрозионные формы рельефа, так и коррелятивные им аккумулятивные образования. Эрозионные и аккумулятивные процессы противоположны по воздействию на рельеф, но едины по существу, совершаются одновременно одним и тем же потоком и не способны существовать и развиваться отдельно друг от друга. В совокупности они составляют эрозионно-аккумулятивный процесс. При этом эрозия осуществляется лишь в том случае, если на преодоление сопротивлений и на перенос обломочного материала тратится только часть энергии потока. В противном случае переносимый потоком материал будет аккумуляроваться.

Размыв и аккумуляция часто сменяют друг друга во времени и пространстве, поэтому не существует геоморфологических комплексов, где были бы развиты лишь формы одного из этих двух генетических типов. Можно только различать области преобладающей эрозии и преобладающей аккумуляции. Однако на суше эрозионные формы рельефа более развиты и распространены, чем аккумулятивные, поскольку значительная часть обломочного материала, переносимого водотоками, выносится в моря и океаны и откладывается на дне, образуя толщи морских осадочных пород.

Перенос (транспортировка) материала, полученного в результате эрозии и впоследствии слагающего аккумулятивные формы рельефа, осуществляется несколькими способами:

- волочением обломков по дну,
- сальтацией
- переносом частиц во взвешенном состоянии,
- в растворах,
- в виде обломков, вмёрзших в лед.

Движение донных наносов зависит от скорости течения – *максимальная масса частицы, которую может переносить поток, пропорциональна шестой степени скорости течения*. Это объясняет большую разницу в величине обломков, переносимых горными и равнинными реками или одной и той же рекой в межень и в половодье, когда с увеличением массы воды увеличивается и скорость ее течения.

Соотношение обломочного материала с растворенными веществами зависит от характера водотока, состава пород, слагающих его бассейн, источника его питания и климата. Несмотря на слабую минерализацию вод большинства водотоков, перенос ими растворенных веществ исчисляется миллионами и десятками миллионов тонн.

При транспортировке происходит сортировка и окатывание обломочного материала. Окатывание происходит вследствие ударов и трения обломков друг о друга, а также о дно и берега водотока. В результате глыбы превращаются в валуны, щебень – в гальку, дресва – в гравий. При переносе обломки не только окатываются, но и истираются: валуны переходят в гальку, галька – в гравий, гравий в песок. Таким образом, вниз по течению флювиальные отложения становятся все более мелкими, если только в описанный процесс не вмешиваются посторонние факторы. Вниз по течению меняется и состав отложений, что определяется неравномерностью истирания разных по составу обломков. В процессе транспортировки также происходит сортировка обломков по массе и величине.

СЛАЙД 3

Различия аллювия по степени сортированности и окатанности

СЛАЙД 4

Основные закономерности эрозии

Как уже говорилось, в пределах суши эрозионные формы рельефа преобладают над аккумулятивными.

Эрозионная работа водотока осуществляется за счет

- живой силы потока,
- корразии – воздействия на дно и берега влекаемыми потоком обломками,
- химического воздействия на породы, слагающие дно и берега реки.

Наибольшее значение имеет живая сила, или энергия потока, которая может быть выражена формулой

$$F=mv^2/2,$$

где F – энергия потока, m – масса воды, v – скорость течения.

При этом масса воды пропорциональна расходу потока, а скорость течения находит выражение в формуле Шези:

$$v = c\sqrt{Ri},$$

где c – коэффициент, зависящий от шероховатости русла, R – гидравлический радиус (отношение площади живого сечения водотока к смоченному периметру русла), i – уклон.

Таким образом, чем многоводнее поток и круче уклон, тем больше его живая сила и эродирующая способность. Однако (как уже тоже говорилось) поток будет осуществлять эрозионную деятельность лишь в том случае, если на перенос твердого материала и на преодоление сопротивления расходуется только часть его энергии.

Эрозия подразделяется на *глубинную* (донную), направленную на углубление (врезание) русла водотока, и *боковую*, ведущую к его расширению. В работе любого водотока почти всегда можно обнаружить признаки обоих видов эрозии. Однако их интенсивность будет меняться в зависимости от уклона русла, геологического строения территории, по которой протекает водоток, стадии развития водотока и ряда других причин. Преобладание того или иного вида эрозии отражается, прежде всего, на морфологии долин потоков: узкие, глубокие и относительно спрямленные долины свидетельствуют об интенсивном врезании; широкие, плоскодонные долины с прихотливо извивающимися руслами говорят о преобладании боковой эрозии.

СЛАЙД 5

Базис эрозии

Ширина долины водотока зависит от величины этого водотока, состава прорезаемых пород, уклона местности и др. факторов.

Углубление русла происходит не беспредельно и ограничивается, прежде всего, уровнем водного бассейна, куда он впадает. Этот уровень называется *базисом эрозии*.

Общим базисом эрозии для русловых водотоков является уровень Мирового океана.

Наряду с ним различают

- *региональные базисы эрозии* – крупные аллювиальные низменности, особенно типа предгорных и межгорных впадин;
- *местные базисы эрозии* – могут располагаться на любой высоте. Например, местным базисом эрозии является уровень дна долины по отношению к прилегающей поверхности водосбора (поскольку уровень воды в главной реке является базисом эрозии впадающих в нее притоков).
- *временные базисы эрозии* – их возникновение чаще всего определяется геологическим строением русла потока. Например, пересекающие русло выходы прочных пород вызывают замедление врезания и в течение какого-то времени (до полного размыва данной неровности) профиль русла на участке выше этого выхода будет приспосабливаться к такому базису.

СЛАЙД 6

Продольный профиль равновесия

В процессе врезания водотока его продольный профиль подвергается существенной переработке, в ходе которой он закономерно меняет свою форму. Этот процесс ограничен двумя пограничными состояниями профиля:

- *невыработанный профиль* (начальная стадия разработки речной долины) – характеризуется наличием водопадов (ложе потока образует уступ, с которого падает вода), порогов (небольшие положительные неровности русла), быстрин (участки русла с более крутым падением). Неровности продольного профиля созданы до заложения долины и бывают обусловлены геологическими (вещественный состав пород и структурные формы) и климатическими факторами. В пределах невыровненного профиля участки аккумуляции часто сменяются участками эрозии.
- *выработанный (предельный) профиль* – имеет форму плавной вогнутой кривой параболического типа, к достижению которой «стремится» любой водоток. В каждой точке такого профиля живая сила потока уравновешена сопротивлением пород ложа размыву, а транспортирующая способность потока выровнена по всей его длине. Он может быть выработан только при однородном составе пород, размываемых водотоком на всем его протяжении, и при постепенном увеличении количества воды по направлению от истока к устью. В природной обстановке эти условия невыполнимы из-за сложности и изменчивости географических и геологических условий, в которых вырабатывается русло.

В реальности если основные параметры, определяющие живую силу водотока, сохраняются, то со временем неровности его русла сглаживаются и вырабатывается *выровненный* (относительно базиса эрозии) профиль.

СЛАЙД 7

Регрессивная эрозия. Речные перехваты

К числу общих закономерностей работы водотоков относится *регрессивная (или пятящаяся) эрозия*, в результате которой водотоки, заложившиеся на склонах речных долин, продвигаются своими вершинами вглубь междуречий.

В ходе этого процесса верховья рек, расположенных на противоположных склонах водораздельного хребта и продвигающихся навстречу друг другу, могут настолько сблизиться, что между ними начнется борьба за область питания. Эта борьба всегда решается в пользу реки, обладающей большей живой силой; она может захватить область питания, а иногда – и исток менее активной реки. В итоге [см. слайд] происходит перехват (обезглавливание) реки R рекой K и образование общего стока (более активная река направляет водный поток перехваченной реки в свое русло).

Участок долины, прорезающий водораздел, является *сквозным* и называется *эпигенетическим*, т.е. наложенным на ранее существовавший рельеф.

СЛАЙД 8

Схема обезглавливания реки

СЛАЙД 9

Типы речных перехватов

Выделяется три типа речных перехватов:

- *боковой* – река, имеющая более глубокую долину, достигает русло другой реки в какой-либо (не головной) части течения;
- *вершинный* – река, имеющая более глубокую долину, путем регрессивной эрозии достигает русло другой реки в ее головной части;
- *перехват соприкосновения* – долины двух соседних рек в результате боковой эрозии приходят в соприкосновение, и река, имеющая более глубокую долину, перехватывает воду реки, днище которой располагается на более высоком уровне.

СЛАЙД 10

Селективная эрозия

Еще одной общей особенностью эрозионной работы является ее *избирательность* (*селективность*). При выработке русла поток выявляет наиболее податливые для врезания участки, приспособляясь к выходам более легко размываемых пород или к участкам, где сопротивляемость пород ослаблена в результате нарушения их залегания: к осевым зонам складок, тектоническим трещинам, разломам, зонам дробления и т.п.

СЛАЙД 11

Генетический ряд эрозионных форм равнинных территорий

Все эрозионные формы могут быть выстроены в единый генетический ряд:

- *эрозионные борозды* – возникают на делювиальных склонах при переходе от плоскостного смыву к линейному. Глубина до 30 см, ширина равна или немного превосходит глубину. Поперечный профиль – V-образной или ящикообразный. Стенки крутые, часто отвесные; после прекращения стока быстро выполаживаются. Обычно располагаются на расстоянии в несколько метров друг от друга, образуя разветвленную систему. Вниз по склону, по мере увеличения количества стекающей воды, увеличивается их глубина и морфологическая выраженность;
- *рытвины (промоины)* – развиваются из наиболее крупных борозд. Глубина – до 1-2 м, ширина – 2,-2,5 м. Склоны крутые, местами отвесные. Поперечный профиль обычно V-образный; продольный профиль (как и у эрозионных борозд) повторяет продольный профиль прорезаемого склона, только в несколько сглаженном виде. Располагаются на расстоянии первых десятков метров друг от друга;
- *овраги* – образуются из наиболее крупных и быстро растущих рытвин в результате их углубления и расширения. Глубина 10-20 м и более, ширина (расстояние между бровками) – 50 м и более. Склоны крутые, часто отвесные. Поперечный профиль V-образный, иногда имеют плоское дно шириной до нескольких метров. Обладают собственным продольным профилем, отличным от профиля прорезаемого склона;
- *балки* – эрозионные формы, часто образующиеся из оврагов на равнинах; в условиях слабого углубления происходит расширение оврага, выработка плоского дна, пологих склонов и их закрепление растительностью;
- *речные долины* – долины с постоянным водотоком – наиболее полно развитая типичная и распространенная флювиальная форма.

Переход одних форм данного ряда в другие или возникновение одних форм из других не обязателен.

СЛАЙД 12

Проявления делювиального смыва

СЛАЙД 13

Преобразование эрозионных ложбин в рытвины

СЛАЙДЫ 14-15

Фотообразы комплекса эрозионных рытвин (бедленд)

СЛАЙД 16

Временные водные потоки и их особенности

Временные и постоянные водотоки (реки) отличаются друг от друга гидрологическим режимом – если реки характеризуются сменой периодов устойчивых уровней (межени) периодами половодий, то временные водотоки не имеют постоянного питания грунтовыми водами и характеризуются отсутствием межени.

Скорость подъема воды у временных потоков обычно весьма велика. Так, в Поволжье интенсивность подъема воды в оврагах во время летних ливней составляет 0,3-0,5 м/час, иногда достигая нескольких метров в час; интенсивность подъема уровня воды в крупных реках составляет всего несколько см в час. В среднем и нижнем течении временных водотоков можно наблюдать волну, лобовая часть которой имеет крутизну до 20°.

Воздействие рек и временных потоков на грунты, слагающие их ложе, совершенно различно вследствие:

- разных гидравлических особенностей паводка;
- различия свойств грунтов, находящихся в условиях постоянного или переменного увлажнения.

Густота сети временных потоков мало зависит от климатических условий, тогда как для рек густота сети является прямой функцией влажности климата.

Среди временных русловых потоков выделяются:

- временные потоки равнин (овраги);
- временные горные потоки.

СЛАЙД 17

Овраги

Овраг – это активная эрозионная форма, наиболее подвижной частью которой является его вершина – в результате регрессивной эрозии она может выйти за пределы склона и продвинуться в пределы междуречий.

Растущая вершина оврага может иметь различный вид. Часто овраг начинается отвесным уступом – *вершинным перепадом* высотой 1,0-3,0 м, который со всех сторон окружен пологой наклоненной к нему поверхностью. Иногда в вершинах оврагов наблюдаются *водосборные понижения* – нечетко выраженные понижения эллипсовидной, округлой или округло-лопастной формы в плане. Выше вершины могут располагаться слабо углубленные ложбины, которые заканчиваются безрусельными понижениями типа деллей – *потяжинами*. Эти ложбины в комплексе с потяжинами в большинстве случаев и являются причиной возникновения оврагов.

Овраги, заложенные по ранее существовавшим эрозионным формам, называются *донными*, *вторичными* или *вложенными*, а возникшие на склонах речных долин и развившиеся из более мелких эрозионных форм – *береговыми* или *первичными*.

С ростом оврага в длину и выработкой продольного профиля эрозионная сила стекающей воды уменьшается. Склоны оврага выполаживаются, на них появляется расти-

тельность. Дно при этом расширяется как за счет продолжающейся боковой эрозии, так и за счет отступления склонов в результате склоновых процессов. Овраг превращается в балку. Этот процесс начинается с нижней, наиболее древней части оврага и постепенно распространяется вверх. В дальнейшем в дно балки может снова врезаться овраг. В результате на склонах балки образуются *балочные террасы*.

СЛАЙДЫ 18-20

Фотообразы оврагов

СЛАЙД 21

Овражный (балочный) аллювий

На дне оврагов и балок накапливается так называемый овражный или балочный аллювий, отличающийся низкой степенью сортировки материала. Наиболее грубый материал обычно приурочен к нижней части разреза, более тонкий – к верхней части. Однако и тот, и другой отсортированы плохо, песчано-суглинистый материал «засорен» щебнем и плохо окатанными валунами, слоистость грубая, не всегда четко выражена.

Выносимый из оврагов и балок материал, если не уносится рекой, откладывается у устья, формируя *конусы выноса* [см.далее].

СЛАЙД 22

Временные водотоки в горах

Несколько специфична деятельность временных водотоков в горах, характеризующаяся высокой интенсивностью разрушительной работы.

В верховьях таких водотоков обычно образуются четко выраженные в рельефе водосборные воронки, склоны которых прорезаны эрозионными бороздами и рывтинами, ветвящимися сверху и сходящимися к основанию воронки, откуда начинается канал стока. Этот канал представляет собой тянущуюся вниз по склону глубокую узкую рывтину с V-образным поперечным сечением. У ее нижнего конца формируется конус выноса.

Особенно большую работу временные водотоки горного типа осуществляют в условиях жаркого и сухого климата. Здесь на склонах, лишенных растительности, интенсивно протекает выветривание, в результате чего в нижних частях склонов и в понижениях рельефа скапливаются огромные массы рыхлого материала. Во время сильных ливней (свойственных аридным областям) или интенсивного весеннего снеготаяния они подхватываются быстро текущей с гор водой и превращаются в грязекаменные потоки – сели, борьба с которыми проблематична даже при использовании современных технических средств.

В районах с аридным климатом в предгорьях за счет слияния многочисленных конусов выноса формируются обширные пролювиальные равнины, обычно имеющие волнистый продольный профиль. Состав пролювия и распределение в нем материала зависит от тех же факторов, которые определяют строение конусов выноса оврагов.

СЛАЙД 23

Пролювий

Итак, обломочный материал, переносимый временными водотоками, отлагается в устьевых частях оврагов или каналов стока горных потоков, образуя конусы выноса.

Близкими по механизму накопления и особенностям отложений являются сухие (субаэральные) дельты, образованные реками, впадающими в низменность, где по разным причинам вода иссыкает и перестает течь по поверхности. Откладываемые при этом осадки формируют крупные и очень плоские конусы, в вершинах которых накапливается грубообломочный материал (галечники), а по периферии – суглинки, часто имеющие лёссовидный облик. Обычно сухие дельты образуются в пустынях и полупустынях потоками,

выходящими в предгорные и межгорные котловины. Наибольшая длина наземных дельт превышает 40 км.

По сравнению с сухими дельтами конусы выноса имеют значительно меньшие размеры, но морфологически выражены ярче. Угол падения поверхности конуса значителен и зависит от размываемых пород и рельефа местности. Отложения, его слагающие, разнообразны по составу; они чаще состоят из несортированного или плохо сортированного материала, который обычно не окатан.

Все отложения устьевых выносов временных водотоков и иссякающих рек называются **пролювием**.

Главной особенностью строения пролювия является литологическая зональность, которая проявляется в пролювиальных образованиях любого масштаба и заключается в изменении состава отложений от вершины конуса к его периферии от галечно-гравийного через песчаный до глинисто-алевритового. По составу и способу отложения пролювия в строении конуса можно выделить несколько зон, в пределах которых накапливаются определенные фации пролювия. Рассмотрим их на примере строения сухой дельты:

- *вершинная зона* – сложена русловыми фациями аллювия – хорошо окатанным материалом, крупность которого зависит от параметров реки. Обычно это валунные галечники с примесью гравия и песка, отложенные ее главным руслом;
- *переходная зона* – сложена гравийно-песчано-глинистыми отложениями с отдельными струями галечников, отложенными в руслах, на которые разветвляется главное русло реки.

Материал, накапливающийся в этих двух зонах, где происходит быстрое падение скорости потока и быстрое отложение влекомого материала, формирует *потоковую* фацию пролювия.

- *периферическая зона* – сформирована частными веерами выноса, отложившимися вследствие иссякания (в результате просачивания и испарения) воды в рукавах, на которые в пределах предыдущих двух зон дробилось русло реки. При этом накопление песков, супесей, суглинков и глины происходит последовательно – сверху вниз по течению. Накапливающаяся здесь фация называется *веерной*.
- *передняя, или застойноводная зона* – формируется в дельтах, развитых на обширных предгорных равнинах, где достаточно пространства для полной дифференциации переносимого материала. Здесь при половодьях и паводках образуются временные разливы, а также разгружаются грунтовые воды дельты, подпруженные суглинисто-глинистыми отложениями самой зоны. В результате возникают заболоченные пространства или озера, где накапливаются глины, илы, а иногда – пресноводные карбонатные осадки. Накапливающаяся здесь фация носит название *застойноводная*.

Характерными особенностями пролювия служат:

- *залегание* в форме покровов, наличие следов разветвлённой сети потоков,
- плохая сортированность и окатанность,
- окисленность,
- редкость органических остатков.

СЛАЙДЫ 24-28

Фотообразы пролювиальных образований.

Презентация – Часть 2

Рельеф речных долин

СЛАЙД 1

Постоянные водотоки – реки – в процессе своей деятельности вырабатывают линейные отрицательные формы рельефа, называемые *речными долинами*. Начало реке дают грунтовые воды, вскрытые в результате углубления эрозионных форм рельефа.

Особенностью речных долин является их транзитность по отношению к климатической зональности и тектоническому районированию. Иными словами, они существуют во всех климатических поясах и зонах (кроме районов, скрытых подо льдом) и в различных структурных обстановках, часто переходя из одной зоны в другую.

Реки – главные переносчики материала с суши в моря и океаны (среднегодовые объемы речного сноса превышают 15 млрд т).

Основными элементами речной долины являются:

- русло;
- пойма, или луговая терраса
- надпойменные террасы;
- коренные эрозионные склоны.

СЛАЙД 2

Русло реки

Русло – наиболее пониженная часть речной долины, по которой происходит сток воды в межень. Именно в пределах русел совершается вся геологическая работа, производимая рекой – эрозия (глубинная и боковая), транспортировка и аккумуляция аллювия.

Форма русла в плане свидетельствует об особенностях совершаемой в них работы:

- прямолинейное – как правило, преобладает глубинная эрозия с транзитным переносом обломочного материала;
- меандрирующее (изгибающееся) – происходит боковая эрозия с перестиланием аллювия и с ослабленным локальным углублением [см.ниже];
- фуркирующее (разветвляющееся, состоящее из островов и разделяющих их проток) – аккумуляция переносимого потоком материала преобладает над эрозией [см.ниже].

Все перечисленные процессы могут быть вызваны как климатическими факторами (определяют водоносность реки и ее изменения), так и тектоническими деформациями (меняют уклон поверхности). В обоих случаях происходит изменение энергии потока: в первом случае – за счет массы воды; во втором – за счет ее скорости [см.выше].

В пределах одной долины может происходить многократное чередование участков с различной формой русла и, соответственно, с различными процессами, в нем протекающими. Это говорит о том, что река находится в разных динамических состояниях (фазах) – врезания, равновесия или аккумуляции, каждой из которых будет соответствовать специфический тип аллювия [см.ниже].

СЛАЙД 3

Независимо от ширины русла рек и его морфологии в плане, в его строении имеются общие черты. В русле каждой реки наблюдаются *перекаты* и *плёсы*, чередующиеся вдоль течения реки, тем самым нарушая равномерность уклона речного дна. Типичный для равнинной реки перекат – асимметричная песчаная гряда, пересекающая русло под углом 20-30°. Его склон, обращенный навстречу течению, отлогий, а совпадающий с направлением течения (так называемое *подвалье*) – крутой (15-30°). Примыкающие к берегам и возвышающиеся над межженным уровнем части переката называют *побочнями*.

Большинство перекатов перемещается вниз по течению реки, преимущественно – во время половодья со скоростью от нескольких дециметров до нескольких сотен метров в год.

Глубокая часть русла у противоположного побочно берега называется *плёсовой ложиной*, или *плёсом*, а седловина между побочными – *корытом переката*. Корыто переката обычно ориентировано под углом 20-50° к продольной оси русла, и меженный поток реки, огибая побочень, переходит на участке переката от одного берега к другому. Так же ведет себя и *стрежень*³ реки.

У меандрирующих рек плёсы приурочены к вогнутым участкам берега, перекаты пересекают ось реки под острым углом от выпуклого участка берега одной излучины к выпуклому участку следующей.

СЛАЙД 4

Фотообраз стрежня

СЛАЙД 5

Фуркация

Разделение русла (фуркация) и образование островов обычно служит признаком повышенной аккумуляции на данном участке реки. Особенно много островов, делящих русло на множество рукавов, наблюдается:

- в дельтах рек,
- при выходе горных рек на равнину,
- в местах пересечения рекой развивающихся отрицательных геологических структур,
- в межгорных впадинах, расположенных между растущими хребтами.

Во всех этих случаях аккумуляция материала является следствием падения скорости течения в связи с уменьшением уклонов. Большинство таких островов по высоте не превышает пойму и затапливается в половодье.

Общая схема образования аккумулятивного острова: в стрежневой зоне реки удельный расход наносов обычно максимален, поэтому при общем замедлении скорости течения интенсивность аккумуляции здесь больше, чем у берегов. На стрежне вырастает *осерёдок* (не закреплённая растительностью отмель, немного поднимающаяся над уровнем межени), что приводит к разделению русла на протоки. В стрежневой зоне каждой из протоков также может образоваться осерёдок, вызывающий более дробное деление потока. С течением времени осерёдок покрывается растительностью, наращивается за счет аккумуляции наносов в половодье и постепенно становится островом, который за счет размыва верхней по течению части и наращивания нижней перемещается вниз по реке.

СЛАЙД 6

Фотообраз реки с бифуркацией.

СЛАЙД 7

Меандрирование

Для равнинных и полугорных рек, находящихся в стадии врезания или стабильного состояния продольного профиля характерна извилистость. Менее характерны излучины для рек в стадии аккумуляции. Лучше всего излучины (меандры) развиты у равнинных рек, несущих много наносов.

Полная излучина состоит из двух изгибов – колен, в пределах каждого из которых различают вершину и крылья изгиба.

³ Стрежень – наиболее быстрая часть течения реки; протягивается по длине реки в виде линии или полосы, соединяя точки или участки с максимальной поверхностной скоростью течения.

Элементы излучин:

- шаг излучины L – проекция излучины на продольную ось долины;
- радиус кривизны излучины r ;
- стрела прогиба h – расстояние от вершины колена до продольной оси долины;
- шпора – пространство суши внутри изгиба;
- ширина пояса меандрирования B – удвоенная величина стрелы прогиба; поскольку существует предел роста излучин, зависящий от массы воды и скорости течения, каждая река характеризуется определенной шириной меандрового пояса;
- коэффициент извилистости – отношение длины излучины, измеренной по оси русла, к ее проекции на продольную ось долины. В среднем он равен 1,5, а на отдельных участках достигает 2 и более.

В плане излучины могут иметь различную форму. У равнинных рек чаще всего сегментные излучины, образованные дугами круга. Распространены синусоидальные (преимущественно на полугорных реках) и омеговидные излучины (на малых равнинных реках). У омеговидных излучин шпора пережата у основания крыльев, где образуется шейка излучины. Реже встречаются сундучные и заваленные излучины. Нередки сложные излучины, имеющие вторичные изгибы.

СЛАЙД 8

Генетическая классификация меандров

По генезису меандры подразделяются на:

- *первичные* – обусловлены рельефом земной поверхности, на которой заложился водоток; характеризуются невыдержанностью размеров радиусов кривизны и неправильностью изгибов;
- *вторичные* – формируются в результате работы водотока; подразделяются на:
 - *вынужденные* – образуются в результате отклонения русла каким-либо препятствием (выходом скальных пород на дне долины, конусами выноса боковых притоков и т.п.). Характеризуются невыдержанностью размеров и отсутствием закономерностей в конфигурации и расположении;
 - *свободные, или блуждающие* – создаются рекой среди аллювия, слагающего пойму. Их форма, размеры и динамика определяются водоносностью и режимом реки (радиус кривизны прямо пропорционален ширине русла; отношение шага меандра к ширине русла обычно варьирует от 6 до 12, при этом у мелких (маловодных) и медленно текущих рек кривизна излучин больше, а ширина пояса меандрирования меньше, чем у крупных (многоводных) и быстро текущих). Берега свободных излучин смещаются в продольном и в поперечном направлениях по отношению к оси долины реки [причины будут рассмотрены при описании формирования поймы];
 - *врезанные* – образуются из свободных в результате интенсивной глубинной эрозии. В каждую такую излучину входит выступ коренного склона долины реки или ее надпойменных террас, т.е. изгибы долины повторяют изгибы русла. Размеры врезанных меандр обычно больше, чем свободных. Они также смещаются вниз по течению и в поперечном к оси долины направлении, но скорость этих перемещений многократно ниже, чем у свободных меандр.

Определяя гидравлическую структуру изгиба потока, меандры играют большую роль в формировании пойм и слагающих их фациальных разностей аллювия.

СЛАЙД 9

Фотообразы свободных и вынужденных меандров

СЛАЙД 10

Пойма

Пойма – приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть днища долины, покрытая растительностью и затопляемая половодьем. Она образуется почти на всех реках с переменным уровнем воды, находящихся на стадии врезания, аккумуляции или стабильного состояния продольного профиля; может отсутствовать только на участках порожиисто-водопадного русла и в узких ущельях. Высота зависит от высоты половодья.

В формировании поймы и слагающего ее аллювия главная роль принадлежит боковой эрозии, которая в значительной мере обусловлена первичным меандрированием. Рассмотрим этот процесс на примере развития одной такой излучины.

В потоке каждая капля по инерции стремится двигаться прямолинейно. Поэтому при повороте русла поток устремляется к вогнутому берегу и подмывает его, в результате чего этот берег становится обрывистым и начинает отступать, увеличивая кривизну изгиба русла и ширину долины реки. Так как именно к вогнутому берегу подходят поверхностные струи потока, на водной поверхности возникает поперечный уклон, который вызывает поперечную циркуляцию воды в потоке и перемещение донных струй от вогнутого берега к выпуклому. Это приводит к углублению русла у вогнутого берега, а материал, образовавшийся при подмыве берега и размыве русла, сортируется: глинистые частицы переходят во взвешенное состояние и уносятся вниз по течению, основная часть песчаного материала выносится к выпуклому берегу и там отлагается, а наиболее крупный материал остается в самой глубокой части реки и покрывает ее.

Наиболее интенсивно река работает в половодье, когда увеличиваются масса воды и скорость ее течения (т.е. резко возрастает живая сила потока). С падением уровня воды накопившийся у выпуклого берега песчаный материал обнажается и образует *прирусловую отмель*.

Этот процесс, повторяясь из года в год, приводит к смещению русла в сторону вогнутого берега и к расширению прирусловой отмели, песчаные осадки которой, двигаясь за отступающим руслом, постепенно перекрывают крупнообломочный материал, скопившийся в самой глубокой части русла. Прерывистость процесса наращивания прирусловой отмели (причленение новых «порций» аллювия происходит в период половодья) отражается в рельефе – в образовании системы параллельных дугообразных гряд (или грив) высотой до нескольких метров, разделенных ложбинами.

Прирусловая отмель заливается полностью только в половодье. Высота полых вод над отмелью и скорость их течения значительно меньше, чем в русле, и они не мешают появлению на отмели растительности, которая оказывает сопротивление движению полых вод и снижает скорость их течения. В результате в пределах затопленной отмели создаются благоприятные условия для оседания взвешенных частиц. Со временем песчаные отложения расширяющейся отмели перекрываются более тонким материалом – прирусловая отмель постепенно превращается в пойму.

СЛАЙД 11

Строение поймы

Следствием процесса образования поймы является участие в ее строении различных типов аллювия.

В основании залегает *перлювий* – грубообломочный валунный или галечниковый материал, возникающий при промывании осадков, попавших в поток в результате подмыва вогнутого берега. Этот материал может чередоваться с линзами илов, отлагающихся на дне плёсов в период межени.

Над перлювием залегает *русловой аллювий*, в основном сложенный песками, часто с включением гальки и гравия и, как правило, характеризующийся хорошо выраженной косой слоистостью.

Еще выше располагается *пойменный аллювий*, состоящий, главным образом, из супесей и суглинков с нечеткой горизонтальной или слегка волнистой слоистостью.

СЛАЙД 12

Формирование поймы и меандрового пояса

Вернемся к процессу формирования поймы.

Ударяясь о вогнутый берег, вода в реке отклоняется, переходит ниже по течению к противоположному берегу и подмывает его. Поэтому в долине реки наблюдается чередование вогнутых (подмываемых) и выпуклых (намываемых) берегов.

Меандры перемещаются не только в сторону вогнутого берега, но и вниз по течению. На это влияют две основные причины:

а) наличие двух зон ускорения и двух зон замедления потока на изгибе, вследствие чего растущие отмели обычно располагаются в верхней половине излучины у вогнутого берега, а в нижней половине излучины – у выпуклого берега;

б) перелив вод высокого половодья, пересекающих излучину по направлению, близкому к хорде. При переливе происходит сильный размыв берега, обращенного навстречу потоку, а продукты размыва переносятся вдоль берега на защищенную от прямого набега течения часть излучины.

В результате выступы коренного берега постепенно срезаются и образуется ящикообразная долина, ширина которой равна ширине пояса меандрирования.

Большая часть плоского дна такой долины занята поймой, где формируются свободные меандры, которые при перемещении могут менять свою форму. Так, если преобладает боковое перемещение, сегментная излучина вследствие размыва вогнутых берегов превращается в омеговидную. У крутой излучины шейка размывается с обеих сторон и становится настолько узкой, что в половодье может быть прорвана. В образовавшемся прорыве уклон русла резко увеличивается и начинает быстро углубляться, и сюда переходит основное течение реки. Верхняя часть петли прорванной излучины быстро мелеет, а остальная сохраняется сначала в виде *затона* (изолирован от меженного течения только в верхней части), а затем в виде *старицы* – пойменного озера.

В старицах формируется *старичный* аллювий. Поскольку осаждение материала в старицах большую часть года происходит в спокойной среде, она в основном заполняется илами и глинами с тонкой горизонтальной слоистостью, среди которых встречаются песчаные линзы, образующиеся при прохождении через старицу полых вод. Сверху часто залегают торф, накапливающийся на болотной стадии развития старицы.

Итак, образование поймы и слагающих ее типов аллювия у меандрирующих рек является результатом смещения излучин. Зачаточной поймой у таких рек является прирусловая отмель. У фуркирующих рек зачаточной поймой является осередок, который, постепенно разрастаясь и превращаясь в пойму, способствует размыву и отступанию обоих берегов одновременно.

Мощность аллювиальных отложений пойм различна, но не может превышать разницу высот между самым глубоким местом в реке и максимальным уровнем половодья, если только в работу реки не вмешиваются другие процессы. Такую мощность аллювия называют нормальной. Наблюдаемое местами повышение мощности аллювия может указывать на усиленную аккумуляцию, например, вследствие тектонического опускания участка, по которому протекает река, уменьшение — на интенсивное врезание реки при тектонических поднятиях.

Мы рассмотрели процесс образования и соотношения различных типов аллювиальных отложений, характерный для равнинных рек. Поймы горных рек изучены сравнительно плохо. Обычно они уже, чем у равнинных рек, а пойменный и старичный аллювий практически отсутствует. Русловой аллювий часто представлен маломощной толщей крупногалечниковых наносов и валунами, залегающими на цоколе из коренных пород или на крупных глыбах, скатившихся с горных склонов.

СЛАЙД 13

Рельеф поймы равнинной реки

Сформировавшиеся поймы продолжают развиваться. В процессе смещения свободные меандры видоизменяются, а слагающий их аллювий неоднократно переотлагается. Особенно интенсивно изменение поймы протекает во время высоких половодий, когда в русле и на пойме устанавливается единое течение.

Наносы, принесенные на пойму, аккумулируются на ее поверхности. Наиболее интенсивно аккумуляция протекает на участке, прилегающем к руслу, т.к. скорость переходящих из русла на пойму струй воды здесь резко падает из-за уменьшения глубины и увеличения шероховатости дна. Далее скорость потока становится почти постоянной, интенсивность аккумуляции в центральной части пойменного массива убывает, а крупность осевших наносов уменьшается. К тыловой части поймы поток доносит лишь наиболее мелкие частицы. Различие в интенсивности аккумуляции и размерах оседающих частиц приводит к тому, что часть поймы, примыкающая к руслу, оказывается наиболее повышенной. После спада половодья здесь можно встретить скопление свежееотложенных крупных наносов мощностью до нескольких дециметров. Повторение процесса приводит к образованию в этой части поймы прируслового вала.

От прируслового вала поверхность поймы слегка понижается к центру пойменного массива, характеризующегося сглаженным рельефом. Наиболее пониженным оказывается участок поймы, примыкающий к коренному берегу реки или к уступу надпойменной террасы. Низкое положение в рельефе и глинистый состав отложений этой части поймы способствуют ее заболачиванию. В соответствии с часто наблюдаемыми различиями высот отдельных участков поймы и характером слагающих их осадков пойму принято разделять на три части: прирусловую, центральную и притеррасную.

СЛАЙД 14

Река Пекатоника, Висконсин. Развитие долины во времени

СЛАЙД 15

Омеговидные меандры реки Кур.

СЛАЙД 16

Фотообраз пояса меандрирования на примере долины Миссисипи.

СЛАЙД 17

Морфологическая классификация пойм

На основании различий в рельефе у равнинных рек различают сегментные, параллельно-гривистые, ложбинно-островные и обвалованные поймы.

Сегментные поймы характерны для меандрирующих рек. Именно на их примере мы рассматривали процесс формирования поймы. Подчеркнем: дугообразные гривы и разделяющие их межгривные понижения являются результатом процесса переформирования меандр и блуждания русла по дну долины.

СЛАЙД 18

Параллельно-гривистые поймы обычно возникают у крупных рек с широкой долиной и обусловлены смещением реки к одному из склонов. Такая тенденция может быть вызвана влиянием силы Кориолиса или тектоническими движениями. Особенностью рельефа таких пойм является наличие длинных параллельных руслу гряд и разделяющих их понижений. Вдоль межгривных ложбин могут располагаться цепочки вытянутых озер. Параллельно-гривистые поймы (в отличие от сегментных) односторонние – развиты только у одного из берегов долины. Примером является участок поймы р.Ока ниже Рязани.

Обвалованные поймы возникают у рек, пересекающих предгорные равнины. При выходе таких рек на равнину скорость их течения резко падает и влекомый ими материал интенсивно отлагается, в результате чего русло оказывается приподнятым над прилегающей равниной и ограниченным прирусловыми валами высотой до 3 м и более. При высоких половодьях вода, прорвав эти валы-дамбы, заливаает значительные территории. Наличие дамб и приподнятость русла создают условия для заболачивания прилегающих территорий и образования *плавней* (получили развитие в низовьях Терека и Кубани).

СЛАЙД 19

Причленение к берегу или друг к другу островов и кос приводит к образованию *проточно-островной поймы*.

Процесс образования островов мы обсуждали. Рассмотрим теперь, как формируются косы. Представим пойму, по пологой дуге огибаемую руслом реки. Пересекая затопленную поверхность поймы, поток размывает верхнюю часть уступа. При этом часть материала выносится на поверхность поймы, а другая – остается в русле и переносится вдоль края пойменного массива. На контакте между течением, сходящим с поймы, и течением, идущим по основному руслу, образуется *коса*, отделяющая от русла заводи, часто наблюдаемые в низовьях пойменных массивов.

СЛАЙД 20

Динамические условия образования аллювия

Итак, в строении пойм равнинных рек выделяют три фации аллювия:

- *русловая* – слагает нижнюю часть поймы; в ее основании может наблюдаться грубообломочная фация перлювия;
- *пойменная* – покрывает русловую фацию;
- *старичная* – образует линзы в русловом аллювии и перекрывается пойменным.

По набору и распространению различных фаций аллювия, их составу, строению и мощности судят о динамической фазе развития поймы, каждая из которых характеризуется определенными динамическими условиями образования.

В зависимости от динамических условий накопления могут сформироваться аллювиальные комплексы четырех типов.

Инстративный (выстилающий) аллювий – образуется в условиях невыработанного продольного профиля реки, когда преобладает глубинная эрозия. На этой фазе развития долины баланс рыхлого материала отрицателен – в реку наносов поступает меньше, чем она может перенести. Инстративный аллювий сложен самым грубым, наименее сортированным и плохо окатанным материалом. В долинах горных рек это валуны и галечники, перемешанные с гравием и грубым песком, равнинных – менее грубые песчано-гравийные отложения со щебнем и галькой. Их мощность весьма изменчива и зависит от количества переносимого материала. Инстративный аллювий слагает эрозионные террасы.

Субстративный (подстилающий) аллювий – формируется на стадии расширения долины, когда глубинная эрозия сменяется боковой. Он слагает нижние (*базальные*) горизонты аллювия нормальной мощности, которые перекрывают инстративный аллювий и (выходя за его пределы) плоское дно долины и подстилают вышележащий аллювий. Мощность субстративного аллювия 1–4 м. Для него характерна повышенная глинистость и совместное присутствие гальки и неокатанных обломков. Он не перемывается на стадии равновесия, слагает наиболее крупные и богатые аллювиальные россыпи.

СЛАЙД 21

Констративный аллювий – характеризуется повышенной мощностью (до нескольких десятков метров, особенно в горных реках) и линзовидно-слоистым строением, обусловленным многократным чередованием в разрезе отложений русловой, пойменной и

старичной фаций и наложением друг на друга аллювиальных пачек, каждая из которых построена по типу перстративного аллювия. Образуется в связи с прогибанием земной коры или перегрузкой потока наносами. Слагает аккумулятивные террасы.

СЛАЙД 22

Перстративный аллювий образуется в условиях выработанного или почти выработанного продольного профиля, т.е. в состоянии динамического равновесия между количеством поступающего в реку и выносимого ею рыхлого материала. В процессе смещения свободных меандров река перемыкает и сортирует наносы, вымывая тонкий глинистый или песчаный материал. Образующийся при этом аллювий отличается хорошей сортированностью, рыхлостью и сыпучестью. Перстративный аллювий имеет нормальную мощность и представлен всеми тремя фациями – русловой, пойменной и старичной; его основание в поперечном профиле долины ровное, почти горизонтальное. Слагает эрозионно-аккумулятивные террасы.

СЛАЙД 23

Террасы

Характерной особенностью рельефа речных долин является более или менее ярко выраженная ступенчатость – террасированность – их склонов.

Террасы представляют собой фрагменты древних пойм, вышедших из-под влияния реки в результате глубинной эрозии, и свидетельствуют о том, что в прошлом река текла на более высоком гипсометрическом уровне. Террасы генетически и пространственно связаны с фрагментами разновозрастных долин – цикловых врезов, но не идентичны им.

В строении террас выделяются следующие морфологические элементы, выраженность которых в рельефе с течением времени, по мере «старения» террасы, ухудшается (во многом – за счет действия склоновых процессов и эрозии):

- площадка;
- уступ;
- бровка;
- тыловой шов.

В строении террас значительную роль играют аллювиальные отложения.

Относительный возраст морфологически выраженных террас определяется по их положению относительно меженного уровня воды: чем выше, тем древнее. Счет террас ведется снизу вверх – от молодых к древним.

Различия между цикловыми врезами и террасами впервые показал С.С.Шульц. Если терраса представляет собой уступ, состоящий из площадки и нижерасположенного склона, то цикловый врез соответствует дну цикловой долины и вышерасположенному эрозионному склону. Он образуется при первоначальном преобладании глубинной эрозии, затем – боковой с последующим частичным или полным заполнением вреза аллювием.

СЛАЙД 24

Образование террас отражает последовательную смену во времени стадий эрозии (глубиной и боковой) и аккумуляции, которые носят циклический характер и закономерно повторяются. Иными словами, *террасированность склонов речных долин отражает циклический характер деятельности рек*. Основой этой цикличности являются периодические изменения климата, а также скорости и/или направленности тектонических движений, что приводит к

- колебанию базиса эрозии;
- изменению баланса обломочного материала в речном бассейне и транспортирующей способности водного потока.

Изменения климата влияют на водоносность реки, т.е. массу и, соответственно, энергию водного потока, увеличение или уменьшение которой меняет баланс между эрозией и аккумуляцией. Так же действуют тектонические движения и вызванные ими или климатическими причинами изменения базиса эрозии. Поднятие пересекаемой рекой местности или опускание базиса эрозии вызывает увеличение уклона земной поверхности и, следовательно, скорости водотока, что приводит к интенсификации эрозии и углублению долины. Наоборот – опускание местности или повышение базиса эрозии уменьшает уклоны и снижает скорость водотока, что ослабляет или даже прекращает эрозию и (из-за снижения несущей способности потока) усиливает аккумуляцию.

Вопрос, какой из факторов (климат или тектонические движения) является определяющим, спорен – в каждом конкретном случае он может быть решен по-разному. При этом очевидно, что климатические условия имеют большее значение – их изменения имеют планетарный масштаб и определяют сам факт существования рек и их водоносность, а также колебания уровня морей и океанов, т.е. базиса эрозии. В то же время климатические изменения происходят на фоне проявлений тектонических движений, более интенсивных в горных районах, чем на равнинах.

СЛАЙД 25

Классификация террас по геологическому строению

По особенностям геологического строения, а именно – по роли аллювиальных отложений, террасы подразделяются на:

эрозионные – уступ целиком или почти целиком сложен породами цоколя, которые могут быть представлены коренными образованиями или рыхлыми отложениями неаллювиального генезиса. Аллювий (если присутствует) имеет незначительную мощность и представлен, в основном, русловой фацией;

аккумулятивные – площадки и уступы полностью сложены аллювиальными отложениями, мощность которых существенно превышает нормальную и составляет несколько десятков, а иногда – сотен метров;

эрозионно-аккумулятивные – в строении уступа участвуют как породы цоколя, так и аллювиальные образования, в которых хорошо развиты все фации. Цоколь может быть закрытым (его поверхность находится ниже уровня межени) или открытым (она находится выше уровня межени и в подмывных берегах выходит на дневную поверхность).

СЛАЙД 26

По масштабам распространения террасы подразделяются на:

цикловые (или региональные) – развиты вдоль всей долины и отражают полный цикл изменений климата, проявленных на больших территориях и обычно имеющих глобальную природу (например, потепление–похолодание);

локальные – развиты на отдельных участках долины. Их образование обусловлено местными причинами: поднятием отдельных блоков, понижением местного базиса эрозии (например, спуска подпруженного участка долины и т.д.).

Формирование цикловой террасы, как и поймы, включает несколько стадий (фаз):

- врезание;
- расширения долины;
- аккумуляции;
- динамического равновесия.

Переход от одной стадии к другой сопровождается изменением русловых процессов, морфологии долины и типа аллювия.

СЛАЙД 27

Рассмотрим этот процесс детально – через стадии развития цикловой долины, элементы которой являются элементами сопряженных террас.

Врезание. Вызвано увеличением энергии потока (и, соответственно, его эродирующей и транспортирующей способности), обусловленным увеличением водоносности потока (климатический фактор) или уклона реки (тектонический фактор, приведший к поднятию местности или опусканию базиса эрозии). На данной фазе река переносит материал, образующийся при врезании русла и поступающий в него со склонов. Русло, как правило, спрямленное; продольный профиль невыработанный. В конце стадии в условиях ослабевающего врезания часть влекомого материала осаждается, заполняя тальвег. Формируется инстративный аллювий.

Расширение долины. Происходит на стадии временного равновесия, когда энергии потока недостаточно для врезания, но достаточно для переноса материала. Русло меандрирует, река подмывает то один берег, то другой (боковая эрозия), вследствие чего долина расширяется. Скорость подмыва и отступления берегов во многом зависит от свойств слагающих их отложений. Плоское дно долины выстилают продукты размыва склонов долин; они перекрывают инстративный аллювий и выходят за его пределы, ложась на коренные породы расширенного русла. Формируется субстративный аллювий.

Аккумуляция. Начинается, когда несущая энергия потока не обеспечивает транзитный перенос обломочного материала, и его избыток осаждается. Причиной может быть снижение энергии потока или большое количество материала, поступающего со склонов (например, при таянии снега и льда при потеплении в конце ледниковых эпох). Русло, по которому осуществляется транзит обломочного материала, разветвляется на протоки, которые по мере заполнения перемещаются. Энергия потока расходуется почти исключительно на транспортировку и отложение материала, в меньшей степени – на незначительную моделировку и расширение долины. Аллювий заполняет выработанный рекой врез, поднимая поверхность дна долины. Формируется констративный аллювий.

Динамическое равновесие. Увеличение водоносности реки или малое поступление обломочного материала приводят к прекращению аккумуляции, но энергии потока для значительной эрозии недостаточно. Река вновь становится меандрирующей, она блуждает по дну долины, не размывая и не аккумулируя, а перебивая верхние слои констративного аллювия; в результате повышается его сортировка при вымывании мелкозема – образуется перстративный аллювий. Формируется пойма.

Образованием поймы завершается полный цикл формирования долины, выполненной аллювием различных динамических фаз.

Климатические, а в ряде случаев – тектонические причины могут активизировать глубинную эрозию, что приведет к началу нового цикла развития долины, который будет включать уже рассмотренные стадии. В результате сформируется новая (цикловая) долина, вложенная в первую, при этом прежняя пойма превратится в цикловую террасу. В результате каждого последующего цикла процесс будет повторяться.

Рассмотрение процесса формирования террас в деталях позволяет сделать весьма важный вывод: терраса включает разновозрастные части двух последовательно сформировавшихся цикловых долин – поверхность поймы старшей и ниже расположенный эрозионный склон более молодой. Таким образом, **терраса – исключительно морфологическое понятие.**

По мнению ряда исследователей особенности строения аллювия, выполняющего долину, отражают полный климатический цикл:

- стадии врезания, расширения и частично аккумуляции – климат теплый (влажный);
- вторая половина стадии аккумуляции и стадия равновесия – климат холодный (сухой).

В антропогене число цикловых террас, образованных рекой в ходе эрозионно-аккумулятивной деятельности, в речных долинах внеледниковых областей может равняться 5-6. Их формирование отражает

циклические изменения климата, происходившие на больших территориях (в ледниковых областях террасы образовываться не могли, т.к. долины были заполнены льдом). Если на отдельных участках долин развито большее или меньшее количество террас, это является следствием локальных тектонических движений. Локальных террас может быть множество, но они лишь осложняют цикловые дополнительными ступенями.

СЛАЙД 28

Классификация террас по взаимоотношению

Глубина нового вреза, инициированного активизацией глубинной эрозии, будет зависеть от водоносности реки, времени действия эрозии и уклонов русла. Новый врез может превысить глубину прежнего и войти в коренные породы, а может оказаться менее глубоким и не выйти из аллювия. Таким образом, террасы различаются не только по геологическому строению, но и по соотношению между собой в поперечном профиле долины. Выделяют три типа таких соотношений:

- террасы наложенные – состоят из наложенных друг на друга толщ аллювия, при этом верхняя (самая молодая, «дневная») толща полностью скрывает под собой более низкие (более древние) – погребенные;
- террасы вложенные и прислоненные – все «дневные». Образуются в результате чередования во времени эрозионной и аккумулятивной фаз или сокращения нормальной мощности аллювия. При этом у вложенных террас основания разновозрастных аллювиальных террас располагаются одно над другим (в результате происходит наращивание мощности аллювия в днище долины), а у прислоненных террас основания аллювиальных толщ находится на одном уровне (наращивания мощности аллювия в днище долины не происходит);
- террасы врезанные – все «дневные». Образуются в условиях преобладания глубинной эрозии. Их аллювий полностью или частично прислонен к породам цоколя более высоких террас (это является их главной отличительной особенностью).

Различия в соотношении террас в совокупности с динамическими фациями аллювия характеризуют развитие эрозионно-аккумулятивной работы рек.

СЛАЙД 29

Гипотетический поперечный профиль речной долины, иллюстрирующий сложную последовательность образования террас разного типа и слагающего их аллювия.

СЛАЙДЫ 30-34

Фотообразы террас

СЛАЙДЫ 35-37

Примеры строения аллювия

СЛАЙД 38

Морфологические и генетические типы речных долин

Морфологию речных долин определяют геологические и физико-географические условия территории, пересекаемой рекой, и историей развития долины.

При морфологической типизации классификационными признаками служат ширина днища, характер сочленения поймы с террасами и склонами, крутизна бортов, строение рыхлых толщ. Иными словами – характер поперечного профиля долины. Выделяются следующие типы поперечных сечений долин:

0 – *Теснины* (на слайде отсутствуют) – глубоко врезанные крутостенные эрозионные формы в горах с отвесными, иногда – нависающими склонами. Ширина (по бровкам) равна или уже днищ. Дно целиком или почти целиком занято руслом; продольный профиль не выработан.

1 – *Треугольный (V-образный)* – коренные склоны прямые, днище узкое. Склоны обычно крутые, подвержены влиянию склоновых процессов. Долины в основном симметричные. Характерен значительный уклон днища (0,02-0,2), продольный профиль невыработанный. Пойма и русловые формы не выражены. Днище завалено склоновыми отложениями. Русло – цепочка бочагов; вода сочится в толще рыхлого материала, вымывая мелкозем в ее основание.

В V-образных долинах энергия потока расходуется только на их углубление.

2 – *Параболический (U-образный)* – склоны длинные, крутизной 10-25°. Тыловой шов поймы затянут шлейфом склоновых отложений. Как правило, выработаны мощными потоками, имеют сложное строение рыхлых отложений, в истории развития сменялись эпохи врезания и аккумуляции.

3 – *Трапецевидный* – наиболее распространен в равнинных и горных областях. Днище хорошо выражено. Обычно развит комплекс террас, наблюдаемый по обоим бортам долины. Характерны повышенные мощности аллювия.

4 – *Желобовидный* – широкое днище, плавно переходящее в аккумулятивные террасы или террасоувалы. Ширина долин – до нескольких км. Коренные борта пологие (10-15°), профиль вогнутый, развиты мощные шлейфы склоновых отложений. Иногда поперечный профиль резко асимметричен.

5 – *Планиморфный* – границы морфологически неясно выражены. Русло крупных рек дробится на множество рукавов. Пойма достигает ширины многих сотен метров, изобилует протоками и ложбинами, заполняющимися в паводки водой. На современном этапе развития эти долины, как правило, находятся в стадии аккумуляции.

СЛАЙД 39

Существенное влияние на морфологию долин оказывают состав и характер залегания горных пород в бассейне реки. Исходя из этого долины могут быть разделены на две категории.

В областях с горизонтальным залеганием и однообразным составом пород морфология долин практически не зависит от геологической структуры. Такие долины называются *нейтральными* или *атектоническими*.

В областях моноклиального или нарушенного залегания направление долин могут либо совпадать с простираем слоёв разной прочности или структур (осей складок или разломов), либо пересекать их под каким-либо углом. В соответствии с этим различают долины продольные, поперечные и диагональные.

Продольные долины характеризуются однообразной (свойственным для той или иной долины) морфологией и спрямленным течением. Морфология *поперечных и диагональных долин* изменчива; их продольный профиль характеризуется большей невыработанностью, чем профиль продольных.

В зависимости от типа геологической структуры, в которой заложены продольные долины, различают:

- синклиальные
- антиклиальные
- моноклиальные
- долины, совпадающие с линиями разломов – приразломные
- долины-грабены.

СЛАЙД 40

Речные долины чутко реагируют на изменения геологической структуры. Типовой является ситуация, когда участки пересекаемой рекой территории, сложенные прочными породами или испытывающие интенсивное поднятие, огибаются долиной.

В ряде случаев речной поток не отклоняется под влиянием растущей структуры, а прорезает ее (по нормали или близком к ней направлении), образуя сквозные долины, среди которых наиболее часто выделяются *антецедентные* и *эпигенетические*.

Антецедентные долины

Если река пересекает участок, испытывающий поднятие и являющийся препятствием на ее пути, ее русло и вся долина сужаются, скорость потока увеличивается, продольный профиль становится более крутым и невыработанным, а русло – прямолинейным. Река концентрирует свою энергию для преодоления препятствия. В результате увеличения глубины вреза и обнажения цоколя, террасы из аккумулятивных переходят в эрозионно-аккумулятивные или эрозионные, увеличивается высота террас, они становятся уже, а их поверхности антиклинально изгибаются. Пойма сужается или исчезает, появляются локальные террасы врезания, фиксирующие поднятие. Аллювий становится более грубым, переходит в инстративную фазу, мощность его уменьшается или он вообще не накапливается. Все эти особенности характеризуют участок *долины антецедентного типа*, который является индикатором растущего поднятия, более молодого, чем долина реки.

При пересечении рекой опускающегося участка формируется *долина субсидентного типа*. Продольный профиль русла выполаживается, скорость и энергия потока падают, интенсивность глубинной эрозии убывает вплоть до прекращения, но усиливаются блуждание реки, боковая эрозия и аккумуляция, которые могут стать преобладающими процессами. Прямолинейное русло сменяется извилистым или разветвленным. Долина расширяется, становится плоскодонной. Высота террас уменьшается, из эрозионно-аккумулятивных на поднятиях они могут превратиться в аккумулятивные, вплоть до наложенных или погребенных. Пойма расширяется, мощность аллювия увеличивается, а его состав становится более тонким. Большую долю составляет аллювий констративного типа. Долины такого строения являются индикаторами активного тектонического опускания.

При значительном прогибании ранее сформированные террасы и целые долины могут оказаться полностью (со всеми своими элементами) погребены под более молодым аллювием.

Отдельно выделяются переуглубленные долины, которые погребены лишь частично – их тальвег расположен ниже современного тальвега, а склоны, террасы и отложения сохраняются в современном рельефе. Такие долины указывают на более низкое положение базиса эрозии или более интенсивные региональные тектонические движения во время врезания рек и формирования долины, чем в последующие циклы.

В речной долине (особенно – горной) от истоков до устья антецедентные и субсидентные участки могут неоднократно сменяться.

СЛАЙД 41

Эпигенетические долины

Некоторые современные долины находятся в видимом противоречии с геологической структурой пересекаемой территории. В таких случаях считается, что мы имеем дело с унаследованной речной сетью, заложившейся в условиях геологической структуры, отличающейся от выведенной на дневную поверхность к настоящему времени. Такая речная сеть в ходе развития спроецировалась на более глубокие горизонты земной коры с присущими им структурными особенностями. Речные долины подобного типа называются эпигенетическими.

Для эпигенетического заложения долин благоприятны участки платформ с тонким осадочным чехлом, испытывающие медленные, но устойчивые тектонические поднятия. В таких условиях реки, первоначально сформировавшие свои долины в недислоцированных породах чехла, после его удаления денудацией оказываются врезаны в кристаллические породы фундамента.

В горных районах сквозные долины, прорезающие возвышенности или хребты, могут иметь не только антецедентную природу, но и эпигенетическую. Они образуются либо при перекосе долины вследствие поднятия одного из склонов (тектоническая причина), либо без участия тектоники – например, под «давлением» ледника, заполняющего долину. В любом случае молодая долина ущелистого типа врезается в коренные породы склона после того, как уничтожены покрывающие их рыхлые отложения. В отличие от антеце-

дентных долин здесь не происходит деформации террас при наличии всех прочих признаков антецедентности.

Эпигенетические долины образуются и в результате изменений климата, ведущих к чередованию этапов врезания и заполнения речных долин. При этом пространственно долина, формируемая новым эрозионным циклом, может не совпасть или совпасть частично с направлением ранее существовавших долин, спроецировавшись на их склоны или междуречья. В результате возникают еще и погребенные долины, которые не отражаются в современном рельефе напрямую, но могут оказывать на него косвенное влияние – там, где эпигенетические долины совпадают с погребенными, они, как правило, широкие и хорошо разработаны, т.к. вырабатываются в легко размываемом древнем аллювии. Там, где эпигенетические долины наложились на склоны или междуречья древних долин, они сужаются, иногда – вплоть до каньонов. В результате чередования расширенных и суженных участков такие эпигенетические долины в плане имеют четковидную форму.

Погребенные долины часто широко развиты в областях развития покровных оледенений, где вследствие неравномерного накопления ледниковых отложений после таяния ледников происходит перестройка гидросети. На слайде – погребенная долина р.Протвы, возникшая после отступления московского оледенения. В валдайское оледенение она оказалась заполнена мореной, а новая долина, заложившаяся в послевалдайское время, оказалась смещенной по отношению к погребенной.

Иногда образование эпигенетических долин сопровождается перехватом рек, о чем мы уже говорили [см.выше].

СЛАЙД 42

Асимметрия долин

Мы уже упоминали, что поперечный профиль долины может быть асимметричным. Причин этого несколько.

При движении по долине часто можно видеть увеличение крутизны то одного, то другого ее склона, что, как правило, связано с тем, какой склон подмывной. Асимметрия также может зависеть от быстрого изменения состава или условий залегания пород, слагающих склоны долины. В то же время часто бывает так, что один склон долины имеет большую крутизну, чем другой, на значительном расстоянии. Такую асимметрию С.С.Воскресенский называл «устойчивой».

Причины, вызывающие асимметрию долин, можно разделить на три группы:

«**Тектонические**» (точнее, геологические) – встречаются часто. Они заключаются в особенностях субстрата или в непосредственном влиянии неотектонических движений. Общеизвестна асимметрия продольных долин куэстовых областей, у которых структурный (бронированный) склон обычно более пологий, чем противоположный аструктурный, где на поверхность выходят «головы» моноклинально залегающих слоев. Неизбежна асимметрия приразломных долин, заложившихся вдоль сбросов/взбросов, крылья которых сложены породы разной устойчивости. К этой же категории относится асимметрия, обусловленная перекосом исходной ровной поверхности в результате неравномерного поднятия/опускания. В результате склон, совпадающий с направлением уклона топографической поверхности, будет разрушаться и выколаживаться быстрее.

Планетарные – связанные с вращением Земли вокруг оси. Большинство рек северного полушария, текущих в меридиональном направлении, имеют крутой правый берег, в южном – левый (по закону Бэра, который считается неоднозначным)

Причины, обусловленные деятельностью экзогенных (в первую очередь, склоновых) **процессов** – [продумать самим].

СЛАЙД 43

Долинная сеть

Совокупность речных (или овражных) долин в пределах какой-то территории называют речной (овражной) или долинной сетью.

По характеру рисунка долинной сети различают несколько типов:

- древовидный,
- перистый,
- параллельный,
- решетчатый (ортогональный),
- радиальный и некоторые другие

Изучение рисунка гидросети имеет большое значение, поскольку формирование того или иного ее типа происходит под действием определенных геологических, климатических и других факторов. Тип долинной сети может служить индикатором особенностей геологического строения территории: простираения складчатости или разрывных нарушений, соотношения систем трещиноватости и др. Так, радиальный тип может быть характерен для соляных куполов или брахиантиклиналей, а иногда – крупных трубок взрыва. Отметим: брахиантиклинали часто представляют собой нефтегазоносные структуры.

[Причины формирования долинной сети того или иного типа – продумать самостоятельно]

СЛАЙД 44

Влияние мантийных плюмов на форму дренажных систем

Тема 4. Геоморфология морских побережий

СЛАЙД 1

Элементы рельефа побережья

Побережье – узкая зона с подвижными границами, в пределах которой взаимодействуют рельефообразующие процессы суши и моря.

В строении побережья могут быть выделены три части:

- взморье – внешняя, открытая к морю часть, всегда находящаяся под водой;
- внутренняя часть – подвергается периодическому затоплению;
- берег – представляет собой сушу.

Во внешней части побережья происходит размыв поверхности и формирование *абразионной площадки*. Материал выносится к берегу и к морю. Ниже абразионной площадки формируется *подводная аккумулятивная терраса*. Во внутренней части побережья образуются *волноприбойные террасы*: *передняя* – формируется под действием приливов и отливов и объединена с абразионной площадкой пологим склоном изменчивой крутизны; *задняя*, или *пляж* – заливается только во время штормов. В пределах берега выделяется его *склон*, примыкающий к пляжу.

В зависимости от морфологии выделяется несколько типов берегов: высокие и низкие, расчлененные и выровненные. Нам будут особенно интересны *приглубые* (имеющие значительные уклоны подводного берегового склона с преимущественным развитием абразионных процессов) и *отмелые* (характеризующиеся малыми уклонами подводного склона с преобладанием процессов аккумуляции).

СЛАЙД 2

Рельефообразующие факторы

На формирование побережья оказывают взаимное влияние суша и море.

Водная среда преобразует рельеф в результате:

- морских волнений, возникающих под воздействием постоянных и штормовых ветров;
- морских течений, обусловленных температурным режимом масс воды;
- приливно-отливных перемещений.

Существенное значение, особенно – в низких широтах, имеет биогенный фактор.

Суша – основной поставщик обломочного материала.

Климатические условия определяют генетические типы экзогенных процессов.

Геологическое строение влияет на разрушение берегов и абразию дна.

Новейшее эндогенное развитие побережья определяет пространственное распределение поднимающихся, нейтральных и погружающихся берегов, уклоны дна и контрастность рельефа сопредельных участков суши.

СЛАЙД 3

Главным действующим фактором, определяющим морфологию и динамику берега, являются волны и связанные с ними волновые течения, а главным рельефообразующим экзогенным процессом – работа волн на мелководье.

Волны возникают в результате воздействия ветра на верхние слои воды, вызывая орбитальные движения частиц воды в плоскости, перпендикулярной поверхности моря. Волны располагаются примерно параллельными рядами, перпендикулярными направлению ветра, образуя фронт волн; направление их движения к берегу называется лучом.

От силы ветра зависят основные параметры волны:

- длина волны (L) – расстояние между двумя смежными гребнями волн;

- высота волны (h) – расстояние между наивысшей и наименьшей точками на поверхности воды. Высота равна вертикальному диаметру орбиты движения частиц воды;
- период волны (T) – время, за которое частица воды описывает орбиту;
- скорость распространения волны (V) – путь, пройденный за одну секунду.

Так как волна часто асимметрична, выделяют ее *передний* и *задний склоны*.

Правильные волновые движения с симметричным профилем возникает после прекращения ветра, вызывающего волнение, и называются *волнами зыби*.

СЛАЙД 4

Выделяются волны двух типов (деление основано на том, достигают ли волновые колебания дна и, соответственно, оказывают ли на дно воздействие):

- **волны «глубокого» моря** – волны затухают, не достигая дна. Глубина затухания примерно равна половине длины волны. То есть при глубине, превышающей половину длины волны, затухает и ее воздействие на дно. Энергия волн расходуется только на преодоление внутреннего трения и взаимодействия с атмосферой;

- **волны мелководья** – воздействуют на дно и сами испытывают его воздействие; их энергия расходуется на преобразование рельефа дна, на перенос лежащих на дне обломочных частиц. Орбиты волновых частиц под влиянием силы трения становятся эллиптическими (у самого дна сменяются прямолинейными колебательными движениями, параллельными его поверхности), причем эти эллипсы неправильные – сплюснуты снизу. Соответственно утрачивается равенство орбитальных скоростей – скорости движения, направленные в сторону берега (т.е. при прохождении верхней части орбиты), становятся больше скорости обратного движения (по нижней части орбиты). Вследствие этого передний склон волны делается более крутым, а задний – выполаживается. Над глубиной, равной высоте волны, крутизна переднего склона волны достигает критической величины – он становится вертикальным и даже нависающим. Происходит обрушение гребня волны, в результате чего волновое движение сменяется *прибойным потоком*, или *накатом*, который взбегает вверх и частично просачивается в наносы на склоне (само разрушение волны называется *прибоем*). По мере удаления от места зарождения скорость прибойного потока уменьшается (замедление связано с затратой энергии на преодоление силы тяжести, трения о поверхность, по которой поток движется, на перемещение и обработку наносов, а также с потерей части массы воды за счет просачивания). Там, где скорость потока падает до нуля, располагается *вершина заплеска*, после достижения которой начинается сток оставшейся после инфильтрации воды, образующий *обратный прибойный поток*, или *откат*; сток осуществляется по направлению максимального уклона поверхности.

Таким образом, границы береговой зоны определяются границами волнового воздействия на берег – нижняя граница определяется глубиной, равной половине длины волны (здесь начинается деформация волн и их взаимодействие с поверхностью дна), верхняя – обобщенной линией заплеска, образуемой совокупностью вершин заплеска прибоя. Известно, что длина океанических волн достигает 350 м; тогда нижняя граница подводного берегового склона в океанах прослеживается на глубинах 150 м, в морях – до 50 м.

Пояснения к слайду:

Скользкий бурун – разрушение волн путем скатывания воды с гребня волны по его переднему склону;

Ныряющий бурун – разрушение волн путем опрокидывания верхней части гребня и падения этой части во впереди находящуюся ложбину.

Разрушающийся бурун – гребень волны как будто ныряет, но волна устремляется к берегу в виде слоя вспененной воды.

Растущие буруны – сохраняют гладкую форму волны без выступающего гребня, скользят вверх по берегу, увлекая за собой немного воздуха.

СЛАЙД 5

Рассмотрим работу волн более детально.

В пределах побережья выделяется несколько зон:

- зона симметричных волн – развивается в условиях открытого моря и глубин $H > 1/2L$, обломочные частицы находятся в покое;
- зона слабо асимметричных волн – развивается в условиях уменьшения глубин ($H < 1/2L$), воздействие волн меньше силы тяжести, частицы перемещаются к морю;
- нейтральная зона, или условия подвижного равновесия – возникают при уменьшении глубины и возрастании асимметрии и воздействия волн;
- зона значительно асимметричных волн и преобладания их воздействия над силой тяжести – начинается перенос частиц к берегу;
- зона разрушенных волн – завершается разгрузка частиц.

В результате воздействия асимметричных волн вниз и вверх от нейтральной зоны на склоне формируются области накопления осадков.

Положение нейтральной зоны изменчиво, т.к. углубление обеих обрамляющих ее зон по отношению к первоначальному наклону приводит к изменению углов наклона дна и глубин над склоном и, следовательно, вызывает ее смещение. В результате обе зоны выноса сомкнутся, а профиль берега в целом, включая подводный береговой склон и собственно берег, приобретет вид закономерно вогнутой кривой. Такой профиль называют *профилем динамического равновесия* – в каждой его точке будет достигнуто такое соотношение уклонов дна, при котором эти уклоны будут компенсировать преобладание прямых скоростей над обратными. Частицы наносов будут находиться в движении, подобном тому, которое наблюдается в нейтральной зоне, но смещение их вниз или вверх по склону прекратится. В природных условиях динамическое равновесие достигнуто быть не может. Приведенная схема лишь позволяет уяснить общие тенденции перемещения частиц наносов по профилю.

При различных уклонах дна процессы абразии и аккумуляции варьируют в зависимости от положения нейтральной зоны. По мере достижения профиля равновесия перемещение материала будет ослабевать. В зависимости от уклонов различаются:

- дно средней крутизны – при длительном воздействии волн в условиях мелководья и поперечного перемещения материала ниже нейтральной зоны формируется подводная аккумулятивная терраса, в области абразии и выноса наносов – абразионная площадка, в пределах участков, пограничных с сушей – пляж;
- крутое дно характерно для приглубых берегов. Выработка профиля равновесия производится в результате интенсивной абразии верхней части склона и накопления материала в нижней, что приводит к отодвиганию береговой линии в сторону суши.
- пологое дно характерно для отмелых берегов – нейтральная зона располагается ближе к основанию склона, в его нижней части начинается абразия с переносом материала в сторону пляжа и его расширением.

Выработка профиля равновесия зависит от крупности донных осадков. При однообразной крутизне подводного склона, существуют динамические пределы зон движения частиц данной крупности. Вверх по склону по мере увеличения скорости течения во взвешенное состояние переходят все более крупные частицы, и выработка профиля дна сопровождается не только изменением его наклонов, но и сортировкой материала.

СЛАЙД 6

Рефракция

Вблизи берега на характер волны действуют очертания береговой линии. Изгибание фронта волны, называемое *рефракцией*, происходит таким образом, что волна стремится принять положение, параллельное берегу. Именно так и получается у ровного берега. При сложных очертаниях береговой линии, в силу того, что каждый отрезок фронта

стремится к тому, чтобы быть параллельным соответствующему отрезку берега, происходит как бы сжатие фронта у мысов и растягивание – в бухтах. В результате волновая энергия концентрируется у мысов и рассеивается в вогнутостях береговой линии. Это приводит к тому, что мысы срезаются абразией, а в пределах различных вогнутостей берега (бухт и заливов) происходит аккумуляция. В итоге совокупного действия этих двух процессов происходит *выравнивание береговой линии*.

СЛАЙД 7

Фотообраз рефракции волн

СЛАЙД 8

Волновые течения

Перенос наносов осуществляют не только волны, но и так называемые волновые течения. Остановимся на этом факторе.

Прежде всего необходимо отметить, что фактические орбиты, по которым движутся частицы воды при волнении из-за пульсационного воздействия ветра разомкнуты. Благодаря этому в направлении распространения волнения (т.е. в сторону берега) происходит перемещение не только формы волны, но и массы воды. В результате у берегов создается повышение уровня моря по сравнению с положением этого уровня в открытом море. Перекоп вызывает образование *компенсационного течения*.

При подходе волн перпендикулярно берегу с отлогим подводным склоном первое разрушение волн происходит на значительном удалении от берега – на глубине около двойной высоты волны. Массы воды, скапливающейся у берега, подпруживаются «стенной» прибоем до тех пор, пока они не найдут выхода на каком-либо участке и не прорвутся от берега в сторону моря. Такое явление получило название *разрывного течения*. Разрывные течения имеют бурный характер, развивают скорость до нескольких метров в секунду и способны выносить из прибрежной полосы большое количество взмученных наносов.

При подходе волн к отмелому берегу под острым углом отток излишков воды происходит в вдоль берега – образуется *вдольбереговое волновое течение*, которое также имеет значительные скорости и наряду с собственно волновыми движениями является важным средством перемещения наносов вдоль берега.

При подходе волн к приглубому берегу перекоп уровня воды разрешается возникновением донного течения, направленного от берега в сторону моря – *донным противотечением*. Оно также способствует уносу обломочного материала из прибрежной полосы во внешнюю зону береговой зоны.

СЛАЙД 9

Фотообраз перемещения наносов в Мексиканском заливе

СЛАЙД 10

Рельеф побережий

Для дальнейшего разговора о формировании рельефа побережий нам потребуется введение еще нескольких понятий.

Осадки, переносимые волнами и береговыми течениями в зоне побережья называются *наносами*.

Количество наносов, перемещаемых длительное время (например, за год) – *поток наносов*.

Количество наносов, перемещаемых за год вдоль данного участка побережья – *мощность потока наносов*.

Предельная возможная мощность (т.е. наибольшее количество наносов, которое волны могут перемещать) – *емкость потока наносов*.

Соотношение мощности и емкости определяет *насыщенность потока* и, соответственно, геологическую работу волн. При мощности потока, равной емкости, вся энергия волн затрачивается на транспортировку наносов. При емкости, меньшей, чем интенсивность поступления наносов, наносы частично отлагаются; при недостаточной насыщенности потока часть энергии идет на размыв и моделировку рельефа побережья.

Аккумуляция и абразия зависят, главным образом, от емкости потока и интенсивности поступления материала, а конкретные участки аккумуляции и абразии – от особенностей строения рельефа побережья.

СЛАЙД 11

Абразия и ее типы. Абразионный рельеф

В условиях крутого склона и значительных глубин крупные волны прибоя достигают береговой полосы, обладая большой разрушительной силой. Поэтому в пределах приглубых берегов активно протекает *механическая абразия*, которая заключается в ударной силе волн, прибоя и влекомых ими обломков и формирует характерный комплекс форм.

Береговой склон представляет собой крутой обрыв, или *клиф*, с *волноприбойной нишей* в основании. Параллельно нише простирается небольшой пляж. Ниже располагается абразионная часть побережья – *бенч*. К его подводному склону прислоняется подводная аккумулятивная терраса. На значительном протяжении профиль равновесия приглубого берега является абразионным. Расширение бенча связано со срезанием дна, которое происходит одновременно с углублением волноприбойной ниши и обрушением части берегового склона. Стадиям отступления берега коррелятно накопление толщ морских наносов во внешней части побережья и формирование аккумулятивной террасы.

На побережье приглубого берега происходит грубая сортировка наносов – наиболее крупные обломки сосредотачиваются в виде узкой полосы пляжа, а более мелкий материал сносится противотечением вниз по склону, где формирует прислоненную аккумулятивную террасу.

При завершении выработки профиля равновесия приглубого берега формируется обширный бенч, переходящий в пляж и представляющий обширную слабонаклонную к морю площадку, покрытую тонким слоем наносов. Во внешней подводной части побережья значительно разрастается аккумулятивная терраса, строение которой отражает последовательные стадии разрушения берега и накопления наносов. Яркая выраженная волноприбойная ниша и крутой нависающий клиф исчезают, и на удалении от воздействия волн сохраняется только отступивший склон.

Формирование приглубого побережья может сопровождаться оползневыми процессами. Накопление оползневых масс происходит в основании склона. Часто нижняя часть оползня подвергается воздействию волн и выработке форм рельефа, типичных для приглубых берегов.

СЛАЙД 12

В определенных условиях механическая абразия сопровождается химической и термической абразией.

Химическая абразия развивается вдоль приглубых берегов, сложенных растворимыми породами. В этих условиях разрушительная сила воды включает образование карстовых и суффозионно-карстовых форм. Они образуются в зоне влияния волн, прибоя и приливно-отливных течений. В результате ее действия в сочетании с действием подземных вод, дренируемых склоном, могут возникать формы подземного карста: галереи, поноры, пещеры. Если берег сложен достаточно крепкими известняками, при выработке профиля равновесия развиваются и временно существующие подводные и надводные *абразионные останцы* (столбы, арки и т.д.).

Термическая абразия развивается в условиях воздействия морской воды на толщи пород с погребенными льдами в областях развития устойчивой мерзлоты. При наличии крутых обрывов под ее действием образуются волноприбойные ниши, а в условиях поднимающихся берегов – абразионная терраса и древняя поднятая волноприбойная ниша.

СЛАЙДЫ 13-20

Фотообразы абразионных берегов

СЛАЙД 21

Аккумулятивные формы рельефа побережья

Аккумулятивные формы, созданные поперечным перемещением наносов

Аккумулятивные формы, созданные поперечным перемещением наносов, наиболее полно представлены на отмелях берегах. Здесь на значительных расстояниях господствуют условия мелководья и значительно деформированных волн. В пределах внешней части побережья преобладают процессы абразии. Значительная часть материала переносится вверх по склону, формируя аккумулятивную часть отмелого берега:

1. Пляжи – зоны аккумуляции наносов, вытянутые вдоль берега. Состав наносов варьирует от валунов до тонкозернистого песка. В зависимости от строения внутренней части зоны побережья формируются пляжи полного и неполного профиля.

Пляжи полного профиля формируются в условиях свободной разгрузки наносов на побережье и характерны для отмелых берегов с весьма пологими подводным и надводным склонами. Они имеют асимметричную форму – более пологий мористый и более крутой внутренний склон, у основания которого может располагаться слабо заболоченное понижение, выполненное тонким наилком (отлагается на границе зоны действия прибойного потока). Выше располагается берег, не подверженный действию волн.

Пляжи неполного профиля формируются при наличии в профиле склона более крутого участка – разгрузка влекомого материала происходит у перегиба. Во время штормов волны могут размывать пляж и коренной берег.

2. Подводные валы – формируются в условиях отмелого берега и связаны с явлением *забурунивания* – частичным разрушением волн, которое происходит на глубине близкой к двойной высоте волны. На участке забурунивания происходит частичная потеря энергии, перестройка крупных волн в более мелкие (в отличие от прибоя волновое движение не прекращается) и частичная разгрузка влекомого материала в виде подводного вала. Подводные валы вытягиваются примерно параллельно берегу, иногда образуя несколько рядов (до 5-6). Высота валов не превосходит нескольких метров, протяженность обобщенных гряд – от нескольких сотен метров до первых км. В условиях поднятия побережья, валы оказываются в условиях суши и подвергаются эоловой переработке.

Поскольку на отмелях берегах зона частичного разрешения волн может быть довольно широкой, целесообразно наряду с динамическими зонами действия волновых колебаний и зоной действия прибойного потока выделять зону забурунивания.

3. Береговые и островные бары – формы, вытянутые вдоль берега, обусловленные аккумуляцией наносов; морфологически подобны подводным валам. Они протягиваются на десятки и даже сотни км вдоль изрезанных низменных морских берегов и обычно отделяют от моря прибрежную акваторию, называемую лагуной. Во многих случаях их подножия располагаются на глубине 10-20 м, а над водой они воздымаются на 5-7 м, а иногда – на несколько десятков метров, однако столь значительная высота достигается за счет дюн, часто на них образующихся. Если исключить навейные образования, то в среднем относительная высота баров над подножием составляет 15-30 м или 4-5 м над уровнем моря. Бары имеют широкое распространение – общая протяженность берегов, ими окаймленных, составляет до 10% береговой линии Мирового океана. Типичными примерами берегового бара могут служить Арабатская стрелка, очень крупные береговые бары Мексиканского и Гвинейского заливов, Атлантического побережья США.

Причины образования баров во многом неясны. Не вызывает сомнений лишь то, что они образовались за счет донного перемещения наносов. Возможно, их формирование связано с повышением уровня океана в послеледниковое время и выработкой нового продольного профиля с перестройкой профиля затопленных аккумулятивных равнин. Широкое распространение баров говорит о планетарных причинах их формирования.

Рассмотрим возможный механизм образования берегового бара. Субгоризонтальные поверхности затопленных равнин оказываются слишком отлогими (не удовлетворяющими условиям динамического равновесия), и волны, вырабатывая соответствующий профиль подводного склона, выносят к берегу большие массы рыхлого материала. В некоторой зоне формирующегося подводного берегового склона количество перемещенного с больших глубин материала оказывается столь значительным, что дальше в полном объеме он уже не может перемещаться. «Излишки» наносов отлагаются, накапливаясь в виде подводного вала, который расширяется за счет поступления все новых порций материала.

Одновременно с ростом подводного бара в ширину за счет набрасывания наносов на гребень и общего перемещения на меньшие глубины бар растет и в высоту, но до определенных пределов. Этот предел определяется глубиной, на которой разрушаются волны и которая близка или равна двойной высоте волны. Следовательно, при стабильном положении уровня моря отсутствуют условия для превращения подводного бара в надводную форму. Это, а также то, что высота баров может достигать 7 м над уровнем моря, позволяет сделать вывод, что образование береговых баров (или островных, представляющих собой цепочки островов – участков гребня подводного бара, вышедших на поверхность) связано с изменениями уровня Мирового океана в новейшее время.

В развитии берегов с барами можно выделить несколько стадий: 1 – формирование подводных баров; 2 – образование островов и островных дуг, сложенных донными наносами; 3 – формирование береговых баров и полная изоляция лагун с превращением их в прибрежные озера; 4 – вырождение озер в марши – заболоченные участки.

СЛАЙДЫ 22-25

Фотообразы пляжей

СЛАЙД 26

Фотообраз берегового бара

СЛАЙД 27

Аккумулятивные формы побережья, созданные продольным перемещением наносов

При подходе волн под косым углом к берегу возникает продольное, или вдольбереговое, перемещение наносов. Рассмотрим принципиальную схему этого процесса. Представим себе участок подводного склона с однородным уклоном, сложенный наносами одинаковой крупности. Волны подходят к берегу под косым углом. При прохождении гребня волны над частицей наноса эта частица должна смещаться вверх по склону по направлению движения волн. Но из-за наклона дна в действительности она переместится по равнодействующей волнового импульса и силы тяжести. При прохождении ложбины волны частица должна сместиться в противоположном направлении, но теперь – по равнодействующей обратного волнового импульса и силы тяжести. Так, от одного волнового колебания к другому частица совершит путь по зигзагообразной траектории, в итоге пройдя некоторое расстояние вдоль берега (переместится из точки А в точку D).

При косом подходе волн частицы наносов будут совершать вдольбереговое перемещение в зоне пляжа. Прибойный поток, взбегая на пляж, сначала сохраняет направление движения породившей его волны, но по мере приближения к вершине заплеска все больше отклоняется от этого направления под действием силы тяжести. Обратный поток сбегает по направлению наибольшего уклона. Таким образом, прибойный поток описывает на пляже асимметричную параболаобразную траекторию; по такой же траектории пе-

ремещается обломочная частица, влекомая этим потоком. Новый приборный поток заставляет переместиться ее вдоль берега еще дальше и т.д.

Величина пути частицы, как и величина ее продольного перемещения по подводному склону за определенный отрезок времени, или скорость продольного перемещения, зависит от величины угла подхода волны к берегу. Если угол подхода равен 90° , скорость продольного перемещения равна нулю. Ошибочно думать, что чем меньше угол подхода, тем больше должна быть скорость продольного перемещения, поскольку при малом угле подхода волна должна пройти большее расстояние над мелководьем, а это ведет к большей потере ее энергии и потере транспортирующей способности. Оптимальная величина угла подхода – 45° или близкая к этой величине. Именно при таком угле подхода поток обладает наибольшей емкостью.

СЛАЙД 28

Может быть несколько условий, при которых изменение емкости потока приводит к накоплению наносов при их продольных перемещениях. Емкость потока нарушают изменения очертаний берега, что приводит к абразии или аккумуляции.

Причины снижения емкости потока и начала аккумуляции:

1. Если контур берега образует входящий угол, начинается его заполнение, и образуются аккумулятивные формы перед различными препятствиями.

2. Огибание угла и дифракции волн приводит к формированию аккумулятивных форм, примыкающих к перегибу угла, и их наращиванию в условиях абразионной «тени». Эти условия способствуют формированию простых и сложных *кос*.

3. Наличие препятствий, защищающих берег от воздействия волн. На участке берега в «тени» острова формируется *надводная отмель*, которая постепенно превращается в *перейму*, или *томболо*, объединяя сушу с островом. В зависимости от размеров волновой «тени» может образоваться несколько перемычек. В заливах с затрудненным проникновением волн, выступы мысов могут наращиваться косами, которые при смыкании образуют *пересыпь*; залив превращается в лагуну, а при дальнейшей изоляции – в марш.

По характеру сочленения с берегом В.П.Зенкевич выделяет четыре типа аккумулятивных форм, созданных поперечным и продольным перемещением наносов:

1 – *примыкающие* – соединенные на всем протяжении с берегом (пляжи, формирующие аккумулятивные террасы);

2 – *замыкающие* – сочлененные с берегом противоположными концами (береговые бары, пересыпи);

3 – *свободные* – соединяющиеся с берегом одним концом (косы);

4 – *отчлененные* – не соединенные с берегом (островные бары и подводные валы).

[Детали проработать самостоятельно]

СЛАЙДЫ 29-32

Фотообразы форм рельефа, образовавшихся при поперечном движении наносов.

СЛАЙД 33 (фото)

Выравнивание береговой линии. Типы побережий

Мы уже говорили, что на характер волны действуют очертания береговой линии. Каждый отрезок фронта волны стремится к параллельности соответствующему отрезку берега; в результате происходит как бы сжатие фронта волны у мысов и растягивание – в бухтах. В результате волновая энергия концентрируется у мысов и рассеивается в вогнутостях береговой линии, что приводит к абразии мысов и заполнению вогнутостей. Таким образом, геологическая деятельность волн в условиях различного рельефа побережья направлена к выравниванию береговой линии.

Поскольку современная береговая линия формировалась в ходе послеледниковой трансгрессии, ее исходные очертания предопределялись ингрессией моря, т.е. проникно-

вением морских вод в понижения рельефа прибрежной суши. Это придало берегам изрезанные очертания. Такие берега получили название ингрессионных. Их индивидуальные различия определялись, прежде всего, различиями факторов, обусловивших расчленение рельефа прибрежной суши.

Рассмотрим наиболее распространенные типы ингрессионных берегов.

СЛАЙД 34

В условиях значительной ледовой переработки берегов возникли *фиордовые* и *шхерные* берега.

Фиордовые (фьордовые) берега – затопленные древние троговые долины, образующие узкие крутосклонные глубокие заливы, разделенные древними ледоразделами.

Шхерные берега – затопленные ледниковые равнины с рельефом бараньих лбов или курчавых скал, образующих множество островов на мелководье.

СЛАЙД 35

Риасовые берега возникли при затоплении прибрежных отрезков речных долин горных стран; риасы – узкие извилистые заливы, образовавшиеся в результате ингрессии моря в речные долины (Севастопольская бухта, заливы Приморья на Дальнем Востоке).

Лиманные берега образовались в результате подтопления речных долин прибрежных равнин. Лиманы – возникающие при таком затоплении заливы (типично лиманный берег – северо-западное Причерноморье).

СЛАЙД 36

При подтоплении складчатых структур, имеющих простирание, близкое к общему направлению берега возникли *берега далматинского типа*. При этом образуются причудливые архипелаги вытянутых вдоль общего направления берега островов, так же ориентированные полуострова и заливы молотообразных очертаний (с узкими входами, разветвляющиеся в обе стороны от устья) (побережья Далмации, Адриатическое море, Южного острова Новой Земли).

Подтоплением грабенов обусловлено образование *берегов сбросово-глыбового расчленения*, причем разделяющие их горстовые возвышенности выступают мысами и полуостровами (Халкидика, греческое побережье Эгейского моря).

Более редкими типами ингрессионных берегов являются берега *аральского типа*, возникшие в результате ингрессии моря в понижения рельефа эоловых равнин, берега, форма которых обусловлена вулканической деятельностью, и некоторые другие.

СЛАЙД 37

Процесс выравнивания береговой линии зависит не только от интенсивности волн, но и от интенсивности расчленения исходной береговой линии, и от прочности пород, слагающих берег. Большое значение имеет уклон подводного берегового склона.

Рассмотрим варианты развития ингрессионных берегов, исходя из этих позиций.

1. Ингрессионный берег, подводный склон которого имеет значительную крутизну и на мысах, и в бухтах, а берег сложен легко размываемыми породами. Вследствие большей скорости отступления клифа на мысах береговая линия будет быстро выравниваться и сформируется выровненный абразионный берег. Если глубина расчленения берега велика, а слагающие его породы прочны, выравнивание может не произойти. Именно поэтому сохраняются многочисленные примеры риасовых, фиордовых, шхерных и др. берегов.

2. Ингрессионный берег с крутым подводным склоном на мысах и отлогим в бухтах. В этом случае на мысах будет развиваться абразия, а в бухтах и перед входами в них – аккумуляция. В результате мысы будут срезаны, а бухты либо заполнены наносами, либо отчленены от моря замыкающими аккумулятивными формами. В результате образуется абразионно-аккумулятивный выровненный берег.

СЛАЙД 38

3. Ингрессионный берег с отлогим подводным склоном на всем его протяжении. Будут преобладать аккумулятивные процессы. Если при этом на подводном склоне образуется бар, а затем он причленится к одной или нескольким выступающим точкам берегового контура, образуется выровненный аккумулятивный берег, окаймленный береговым баром.

СЛАЙД 39

Современные морские берега очень разнообразны. Причина в том, что различные отрезки берегов Мирового океана находятся на разных стадиях выравнивания, имеют разный характер исходного расчленения и разное геологическое строение. Одни участки успели подвергнуться выравниванию, другие – интенсивно выравниваются, третьи оказались еще более расчлененными за счет выработки абразией бухт или проливов на месте выходов податливых размыву пород, а также благодаря образованию свободных и замыкающих аккумулятивных форм. Кроме того, значительная часть берегов сохранила исходное расчленение практически неизменным. Это относится, прежде всего, к сильно и глубоко расчлененным риасовым и фиордовым берегам, а также к берегам тектонического глыбового расчленения, если они сложены магматическими или метаморфическими породами. Такие берега, получившие название «берега, не измененные морем» составляют около 20% всего протяжения берегов Мирового океана. Они встречаются в горных странах или на окраинах приподнятых равнин и имеют вид высоких обрывов, которые не являются клифами – их генезис тектонический, ледниковый или иной, но не абразионный. Их развитие протекает в основном под действием склоновых процессов. Такие берега называют денудационными, а при участии абразии – абразионно-денудационными.

СЛАЙД 40

Особенности берегов приливных морей

Рельеф побережья океанов и открытых морей подвержен воздействию приливных сил, которые могут иметь значительное рельефообразующее значение.

На приглубых берегах приливных морей прилив способствует усилению абразии, т.к. во время прилива глубина у берега возрастает, и волны энергичней воздействуют на клиф. Поэтому на берегах приливных морей, подверженных абразии, подножье клифа обычно приурочено к уровню прилива, а не отлива.

На отмелях берегах приливы – важный фактор аккумуляции. В основе аккумулятивной деятельности приливов и отливов лежит их неравенство. Обычно прилив проходит быстрее, чем отлив. В результате скорости приливного течения больше, чем скорости отливного. Поэтому весь взвешенный или влекомый материал, приносимый к берегу во время прилива, не может быть унесен отливным течением, и часть наносов остается у берега. В результате у берега в зоне приливо-отливных движений образуются аккумулятивной формы – *осушки* (или *ватты*).

При постепенном нарастании поверхности осушки она сначала становится выше уровня квадратурных (минимальных), а затем и средних приливов. Теперь ее поверхность затопляется только во время сизигийных (максимальных) приливов. На бывшей осушке появляется растительность, начинает формироваться почва. Такие поверхности называют маршами. По мере дальнейшего накопления отложений поверхность маршей повышается настолько, что и во время сизигийных приливов она не затопляется. Таким образом, аккумулятивная деятельность приливов приводит к постепенному наращиванию суши.

СЛАЙД 41

Приливные течения в пределах прибрежного мелководья могут развивать значительные скорости, размывать дно, образуя желобообразные или руслообразные вырабо-

тантные формы рельефа, а также подводные аккумулятивные формы: песчаные гряды и песчаные волны.

Песчаные гряды представляют собой крупные линейно ориентированные образования длиной до нескольких десятков километров, шириной 1-2 км и до 20 м относительной высоты. Они ориентированы обычно в направлении приливного течения.

Песчаные волны представляют собой ритмические образования, возникающие на склонах песчаных гряд и ориентированные фронтально по отношению к направлению приливного течения. Их размеры составляют несколько сотен метров или первые километры в длину и до нескольких метров в высоту. Они напоминают сильно увеличенные знаки волновой ряби.

[Коралловые постройки на побережье тропических морей – самостоятельно].

СЛАЙД 42

Морские террасы

Поскольку уровень Мирового океана в квартере многократно менялся, а также поскольку многие побережья подвержены вертикальным тектоническим движениям, вместе с современными береговыми линиями существуют древние береговые формы, маркирующие изменение положения уровня моря. Комплексы таких береговых форм (древние клифы, реликтовые аккумулятивные формы) называют *древними береговыми линиями*.

Древние береговые линии могут располагаться на суше и соответствовать более высоким положениям уровня моря, чем современный. Полосу суши, в пределах которой распространены «поднятые» древние береговые линии, вместе с современным берегом принято называть побережьем. Древние береговые линии, соответствующие более низким стояниям уровня моря, чем современный, и в настоящее время затопленные морем, являются реликтовыми элементами рельефа подводного берегового склона и шельфа.

Морфологически поднятые береговые линии чаще всего бывают выражены в виде морских террас – вытянутых вдоль берега ступеней, ограниченных со стороны моря уступом, который соответствует положению береговой линии во время выработки следующей, более молодой и расположенной на более низком гипсометрическом уровне террасы. У каждой террасы можно выделить поверхность, уступ, бровка и тыловой шов.

По геологическому строению выделяются террасы аккумулятивные (полностью сложены прибрежно-морскими отложениями), коренные (сложены только коренными породами) и цокольные (имеют коренной цоколь, перекрытый морскими отложениями).

Высота террасы определяется по высоте ее тылового шва. Часто ее отождествляют с высотой бровки, что неправильно, т.к. высота бровки случайна и зависит, прежде всего, от наклона поверхности террасы и от степени ее сохранности.

Для выяснения истории развития побережья составляют «спектры террас», которые одновременно являются схемами сопоставления террас, выявленных на различных участках побережья, и содержат информацию о характере и интенсивности вертикальных неотектонических движений.

Выводы о тектонических движениях делаются на основе выяснения причин возникновения террас. Если терраса сформировалась благодаря изменениям уровня моря, ее высота на всем протяжении побережья должна быть одинаковой. Отклонения от этой величины в ту или иную сторону означают, что данная терраса деформирована позднейшими тектоническими движениями. Таким образом, спектр морских террас можно рассматривать как инструмент для изучения неотектонических и современных вертикальных движений в области морского побережья.

Тема 5. Геоморфология районов платформенных и горных оледенений

СЛАЙД 1

Рельеф, созданный древними и современным оледенениями, формируется под действием собственно ледниковых процессов, обусловленных работой ледников (покровных или горных), и водно-ледниковых процессов, агентом которых являются талые ледниковые воды. Как во всех прочих случаях, и те, и другие, включают денудационную и аккумулятивную работу.

Собственно ледниковый рельеф

СЛАЙД 2

Ледниковая эрозия

Ледниковая эрозия (экзарация) складывается из двух процессов:

- ледниковая абразия – совершается при скольжении льда, придонные слои которого насыщены вмёрзшими обломками пород; в результате происходит стачивание ложа, его полировка или образование на его поверхности шрамов и борозд, вытянутых в направлении движения льда;
- ледниковое выпаживание (плакинг) – проявляется в отрыве и выламывании обломков горных пород ложа; связано с большим давлением движущегося льда на ложе, особенно в тех местах, где оно осложнено выступами, направленными навстречу движению льда. Выпахиванию способствуют локальное примерзание льда к ложу и механические нарушения в подледных породах. В количественном отношении выпаживание производителнее истирания.

Ледниковой эрозии активно содействует морозное (криогенное) выветривание.

В конкретных случаях количественный вклад абразии и плакинга зависит от твердости и трещиноватости пород ложа; температурного состояния придонного льда; скорости донного скольжения ледника; свойств обломочного материала, заключенного в придонных частях ледника. Следы обоих процессов выражены в морфологии *бараньих лбов* и *курчавых скал* – асимметричных скальных выступов или холмов, проксимальные (обращенные к леднику – передние) склоны которых закруглены ледниковой абразией, а дистальные (удаленные от ледника – задние) имеют угловатые очертания, обусловленные выламыванием блоков.

СЛАЙДЫ 3-5

Фотообразы бараньих лбов

СЛАЙД 6

В областях развития оледенений поверхности, сложенные коренными породами, или крупные скальные обломки могут нести следы абразивного воздействия льда. Наиболее часто встречаются *штрихованные мостовые*, покрытые ледниковой штриховкой – тонкими бороздами и царапинами, ориентированными в направлении движения льда, нанесенными на поверхность подледного ложа замороженными в нижние слои ледника гравием и щебнем. С уменьшением размера царапин (связано с уменьшением размерности замороженных частиц) штрихованные поверхности переходят в полированные. С увеличением их размеров (связано с увеличением размерности замороженных частиц) поверхность становится желобчатой или бороздчатой. Известны борозды выпаживания глубиной до 30 м и протяженностью более 10 км.

СЛАЙД 7-9

Фотообразы бороздчатых и штрихованных поверхностей.

СЛАЙД 10

Разрушительное воздействие ледников на ложе проявляется тем сильнее, чем больше его толщина и скорость течения.

Напомним: Выделяется два основных типа ледников:

- горные, или ледники стока;
- покровные, или ледники растекания.

Ледники стока имеют форму языков и, занимая, как правило, понижения рельефа в горах, двигаются вниз по склону под действием силы тяжести.

Покровные ледники, которые могут занимать площадь в миллионы квадратных км, погребая под собой даже горный рельеф, в целом имеют выпуклую форму поверхности, а лед в них растекается от центра к периферии. Весьма важной особенностью ледниковых покровов является их дифференциация на системы выводных ледников или ледяных потоков, обладающих высокой скоростью течения и способных к интенсивной эрозионной деятельности, между которыми располагаются массивы малоактивного льда, оказывающего сравнительно слабое эрозионное воздействие на ложе. Способность мощных ледниковых покровов осуществлять линейный сток доказывается формированием так называемых долин ледникового прорыва, пересекающих крупные водоразделы горных стран (Скандинавии, Шотландии, Кордильер Северной Америки и др.).

Данные, полученные разными исследователями в разных районах современного оледенения, показывают, что скорость линейной ледниковой эрозии находится в диапазоне от 1 до 6 мм в год, что значительно превосходит среднюю скорость эрозии суши, связанную с совокупным воздействием всех остальных агентов рельефообразования.

СЛАЙД 11

Троговые долины

Наиболее характерными эрозионными формами, образующимися под воздействием линейно текущего льда, являются *троговые долины (троги)*, которые развиваются как в районах горного, так и покровного оледенения (для последнего, напомним, характерно наличие выводных потоков с мощным линейным движением льда). Размеры трогов варьируют в широких пределах: длина наиболее крупных достигает десятков и даже сотен км, глубина – до 1000 м. Особенно крупные долины образованы выводными ледниками ледниковых покровов на гористых ледниковых окраинах.

Специфической особенностью трогов является корытообразная форма поперечного сечения, обусловленная интенсивной ледниковой эрозией, которой подвергается вся поверхность подледной долины. В то же время часто наблюдается чередование участков типичного корытообразного сечения с V-образным, свидетельствующее о том, что долина подвергалась и ледниковой, и водной эрозии.

Второй важный признак трогов – резко выраженная ступенчатость их продольного профиля, выражающаяся в чередовании *бассейнов выпахивания с ригелями*. Бассейны служат ваннами озер или заполнены осадками; ригели обнажены и (подобно бараньим лбам) резко асимметричны. Первоначальное заложение ступеней даже в условиях однородного геолого-геоморфологического строения ложа связано со свойственной ледникам продольной динамической неоднородностью – чередованием участков растягивающегося и сжимающегося течения. Это проявляется в чередовании отрезков ускоренного и замедленного течения льда, и (соответственно) ослабленной и усиленной эрозии, что приводит к образованию чередующихся участков с разным продольным уклоном. В дальнейшем происходит самопроизвольный рост ступеней в продольном профиле троговой долины. Переход от пологого ее уклона к более крутому сопровождается увеличением скорости течения льда, образованием в нем трещин растяжения и скалывания, наклоненных по движению льда. При переходе от крутого уклона к более пологому во льду возникают напряжения сдвигания, развиваются сдвиговые деформации и смещение льда снизу вверх, сопровождающееся усилением выпахивания, проникновением обломочного мате-

риала по плоскостям скольжения в толщу ледника и выносом его вниз по долине. В результате троговая долина приобретает все более выраженную ступенчатую форму продольного профиля. На форму трогов (как в продольном, так и в поперечном сечении) могут влиять и другие факторы, такие как структурно-петрографические условия и неотектонические движения.

Борта троговых долин вверху переходят в обработанные льдом наклонные площадки – *плечи трогов*. Некоторые троговые долины имеют две или три пары разновысотных плеч, представляющих собой остатки днищ вложенных друг в друга разновозрастных трогов, что может служить одним из доказательств развития на данной территории нескольких эпох или стадий оледенения.

В плане троговые долины выровнены. Для них характерно наличие *висячих долин-притоков*, днища которых лежат выше дна главной долины, отделяясь от него *устьевыми ступенями*, высотой до 150-200 м и более. В местах впадения притоков в продольном профиле наблюдаются нисходящие (*конфлюэнтные*) ступени. С местами разветвления ледника связаны восходящие (*диффлюэнтные*) ступени.

СЛАЙД 12-14

Фотообразы троговых долин

СЛАЙД 15

Ледниковые цирки

К характерным формам экзарационного рельефа высокогорий альпийского типа относятся *кары* (или *ледниковые цирки*). Хорошо развитые цирки имеют форму полукруглого кресла с крутыми (до 60°) задней и боковыми стенками и прогнутым скальным днищем со следами ледниковой обработки. Обычной является ширина цирка в 1-2 км при высоте задней стенки около 300 м, но она может достигать 16 км при высоте задней стенки 3000 м.

В образовании каров главную роль играет эрозионная работа ледника при его ротационном скольжении по ложу. Рассмотрим этот процесс. Всё начинается с накопления в водосборных воронках рек или в нишах, созданных нивацией, мощных толщ снега, которые трансформируются в ледниковый лед. Образовавшийся ледник под влиянием повышенной аккумуляции у задней стенки и интенсивной абляции на конце начинает вращаться вокруг горизонтальной оси. Скользя по ложу, абразируя и выпахивая его, ледник формирует ванну и скалистый ригель на ее переднем крае. Хотя в образовании цирков геологическое строение имеет подчиненное значение, настоящие цирки развиты только в областях развития пород, способных держать высокие крутые обрывы.

Хорошо развитые кары могут формироваться только выше снеговой линии (это создает наиболее благоприятные условия питания). Изменения высоты снеговой линии в разные эпохи и стадии горного оледенения приводят к образованию каровых лестниц – расположенных друг над другом ярусов каров, и генетически связанных с ними систем вложенных трогов.

Расположение каров на склонах контролируется экспозицией по отношению к солнцу. Для цирков северного полушария характерна предпочтительная ориентировка на север и восток, для цирков южного полушария – на юг и восток.

СЛАЙД 16-18

Фотообразы каров и цирков

СЛАЙД 19

Преобразование горного рельефа под влиянием горного оледенения

СЛАЙД 20

Ледниково-эрозионные формы на низменностях

На территории кристаллических щитов, подвергавшихся покровному оледенению, наряду с трогами широко распространены формы рельефа, образовавшиеся в результате неравномерной плоскостной и линейной ледниковой эрозии (абразии и выпахивания), на протекание которой существенное воздействие оказала сложная складчато-глыбовая структура коренного основания. Так, в результате селективной эрозии ослабленных зон формируются озерно-холмистые ландшафты, образованные многочисленными замкнутыми впадинами, занятыми озерами и болотами, которые бессистемно комбинируются с низкими скалистыми холмами неправильных очертаний; на отдельных курчавых скалах и участках штрихованных мостовых сохраняются следы абразии.

Также может развиваться рельеф крупных ледниковых борозд.

СЛАЙД 21

Фотообраз озерно-экзарационной равнины

СЛАЙД 22

На низменностях с выходами устойчивых пород часто образуются друмлиноиды – обтекаемые экзарационные формы, имеющие двучленное строение: сложенное коренными породами ядро облекают рыхлые осадки. Их проксимальные концы обычно крутые скалистые, а дистальные имеют мягко-округлые очертания. Друмлиноиды, на задних концах которых сохраняются «хвосты» неустойчивых пород, формирующиеся в результате интенсивной ледниковой эрозии называются крэг-энд-тейлы. По классификации Р.Флинта, и те, и другие принадлежат к семейству обтекаемых холмистых форм ледникового рельефа (см.далее).

Ледниковая аккумуляция

СЛАЙД 23

Влекомая морена

Переносимая льдом масса обломков горных пород, или *влекомая морена*, подразделяется на *внутреннюю, поверхностную и донную*.

Внутренняя морена хорошо выражена лишь на участках сжимающих течений, когда обломочный материал переносится от подошвы ледников к их поверхности.

Поверхностная морена разделяется на *боковые моренные гряды и гряды срединных морен*. Она имеет тенденцию расплзаться по поверхности области абляции.

Придонный лед всегда обогащен моренным материалом (*придонная морена*).

Комплекс процессов, приводящих к преобразованию влекомой морены в *отложенную*, называют *ледниковой аккумуляцией*.

Механизмы высвобождения и накопления включенного в подошву ледников материала включают:

- донное таяние – включенные в лед обломки приводятся в контакт с ложем. Сопротивление сдвигу, возникающее при трении обломков о ложе, нарастает до тех пор, пока не превысит силу сцепления со льдом, после чего обломки отлагаются;

- последовательная стагнация чешуй переполненного мореной придонного льда. Увеличение трения мореносодержащей толщи о ложе приводит к образованию на ее контакте с чистым льдом поверхностей срыва. Последующее таяние отделившихся чешуй высвобождает включенные в них обломки.

Отложенная морена

В зависимости от механизма аккумуляции морены, выделяются фации и подфации ледниковых отложений:

- *основная морена* – образуется в подледных условиях в процессе донного таяния;

- *абляционная морена* – в формировании участвуют два механизма, ведущих к образованию подфаций:
 - проецирование поверхностной и внутренней морены на ложе при таянии омертвевшего ледника – ведет к образованию *морены вытаивания*;
 - стекание водонасыщенной поверхностной морены к краям ледников по ледяным склонам – ведет к формированию *морены течения*, или *флюотилла*.

СЛАЙД 24-25

Фотообразы влекомой морены

СЛАЙД 26

Фотообразы отложенной морены

СЛАЙД 27

Характерные особенности материала отложенной морены – плохая сортировка и отсутствие слоистости. В ее состав входят ледогранники – обломки пород с притупленными абразией ребрами и углами, и отдельными штрихованными фасетами.

СЛАЙД 28

Фотообразы ледогранников

СЛАЙД 29

Иногда фрагменты коренных пород, заключенные в морену, достигают гигантских размеров.

Грубообломочный материал, представленный, прежде всего, валунами и глыбами прочных (главным образом, магматических и метаморфических) пород, петрографически отличающийся от пород субстрата, перенесенный ледниками (а также плавучими льдами) на значительные расстояния от коренных выходов, называется *эратическим*.

Эратические валуны могут лежать свободно или входить в состав грубообломочных толщ. Известны такие валуны объемом 100-1000 куб.м и даже более, а установленная дальность их переноса составляет 20-200 км. Значительно чаще встречаются валуны размером 1-2 м в поперечнике, дальность переноса которых часто превосходит 500-100 км.

СЛАЙД 30

Фации морен различаются по текстурно-структурным особенностям. Основная морена – массивная порода, уплотненная под давлением льда, обычно с ясно выраженными гляциодинамическими текстурами и высоким содержанием ледогранников; характерна ориентировка обломков, совпадающая с направлением движения льда.

СЛАЙД 31

Абляционная морена – обычно более рыхлое и более глинистое образование, чем основная морена; несет следы действия талых вод.

СЛАЙД 32

Флюо-тилл часто образует линзы внутри флювиогляциальных отложениях или чередуется с ними (иногда они совместно образуют сложно построенные комплексы). Для него довольно характерны текстуры течения.

СЛАЙДЫ 33-34

Моренные равнины

Моренные равнины имеют неправильно-волнистый или холмисто-западинный рельеф (западины часто заняты озерами) и сложены основной мореной, местами перекрытой скоплениями абляционной морены и водно-ледниковых осадков.

СЛАЙД 35

Единые моренные покровы иногда распадаются на слои, характеризующиеся особым комплексом эрратики. Это связано с неоднократными изменениями направления движения льда в течение одного эпизода оледенения.

В результате особенностей образования основной морены и добавления к ней абляционной морены и водно-ледниковых осадков, в разрезах, соответствующих одному оледенению, часто выделяются пачки различных по литологии и генезису слоев.

СЛАЙД 36

Разновидностью моренных равнин являются *друмлинные поля*. Они имеют характерный рельеф низких холмов обтекаемой формы. Друмлины почти всегда встречаются группами.

Отдельные друмлины сложены основной мореной – сильно уплотненными, несортированными валунными глинами и суглинками, реже песками, имеющими гляциодинамические текстуры и предпочтительно продольную ориентировку.

Тупыми, сравнительно высокими и крутыми концами друмлины обращены навстречу движению льда, более пологими и узкими концами – в противоположном направлении. Длинные оси друмлинов соответствуют реконструированному направлению движения льда. Высота холмов варьирует от 8 до 60 м (средняя 30 м), длина – от 400 до 2500 м (средняя 1500 м), ширина от 150 до 700 м (средняя 500 м).

Происхождение друмлинов связывают с процессами подледной аккумуляции и ледниковой эрозии, идущими в условиях их неустойчивого равновесия. Предполагается, что часть друмлинов возникла при неравномерном выпаживании и переотложении ранее сформированной основной морены, а часть – при неравномерной моренной аккумуляции. Сравнительно недавно (Shaw, 1994, 1996) появилась модель образования друмлинов, трактующая их как результат действия катастрофических потоков талых ледниковых вод, размывавших покров основной морены.

СЛАЙД 37

Говоря о друмлинах, вспомним об уже рассмотренных нами друмлиноидах и бараньих лбах. Все они принадлежат к семейству обтекаемых холмистых форм ледникового рельефа, классификация которых была разработана Р.Флинтом. Согласно этой классификации, друмлины являются одним из конечных членов этого семейства (100% моренного материала). Бараньи лбы (100% скального материала) – другой конечный член. Промежуточное место занимают друмлиноиды и крэг-энд-тейлы. В этот же ряд входит *флютинг* (*желобчатая морена*) – рельеф продольных параллельных желобков и грядок. Последние представляют собой длинные (в десятки и сотни метров) хвосты мелкозема, расположенные в тени валунов.

СЛАЙД 38

Краевые моренные комплексы

Результатом ледниковой аккумуляции у краев активных ледников являются *конечные морены* – грядовые формы высотой от первых метров (и менее) до 100 м и более. Наиболее высокие гряды ассоциируют с концами долинных ледников. На низменностях конечные морены могут проследиваться на расстоянии в сотни км; для них характерны частые прорывы, образованные потоками талых вод.

В образовании конечных морен принимают участие два основных механизма, которые часто дополняют друг друга:

- *демпинг* – сваливание моренного материала. Может создать крупные гряды лишь в случае очень длительного стационарного положения ледника;
- *пушинг* – проталкивание материала. Сопровождает подвижки ледников и может создавать высокие асимметричные гряды, нагромождая и дислоцируя морену и отложения ледниковых предполий. Во внутренней структуре морены присутствуют следы складчатых, взбросовых, чешуйчато-надвиговых дислокаций;

СЛАЙД 39-41

Фотообразы конечно-моренных гряд.

СЛАЙД 42

Наиболее заметными формами рельефа современных долинных ледников являются *боковые морены*. Древние боковые морены выражены гораздо хуже.

Обломочный материал, слагающий краевые морены, поступает, в основном, со склонов. Накопление материала, создающего теплоизолирующий слой на краях ледника, приводит к тому, что на первоначально сниженных и наклоненных к бортам долин краях вырастают моренные гряды с ледяными ядрами. После вытаявания ядер их моренный чехол проектируется на склоны, и образуются краевые моренные гряды.

СЛАЙД 43

Гляциотектоника

Еще одним результатом ледниковой деятельности являются *гляциотектоника* и *гляциодислокации*. Обычно под гляциотектоникой понимаются явления, обусловленные действием ледника, а под гляциодислокациями – все виды нарушений залегания горных пород под воздействием ледника.

В областях развития древних покровных оледенений довольно часто выявляются пояса (зоны) протяженностью в десятки и сотни километров, образованные сложными системами гляциодислокаций. В плане они либо линейно вытянуты, либо дугообразны; часто общий абрис осложнен фестончатостью, придающей зонам форму гирлянды.

Гляциотектонические зоны образованы крупными чешуями и различными складками, осложненными более мелкими складчатыми и разрывными нарушениями. В дислокации вовлекаются как коренные, так и четвертичные образования. По простиранию протяженность самых крупных чешуй и складок достигает сотен метров и даже нескольких километров.

Глубина заложения ледниковых деформаций обычно не превышает 100-200 м; в особенно благоприятных условиях (высокая пластичность пород, характер ледникового ложа, мерзлотные процессы, гляциоизостатические перемещения и др.) они могли затронуть толщу на глубину до 300-400 м.

СЛАЙД 44

Все гляциодислокации могут быть подразделены на две основных группы:

- связанные с активными ледниками:
 - складчато-чешуйчатые деформации, связанные с движением льда в периферических частях ледниковых покровов. К этому типу относятся все самые мощные гляциодислокации;
 - инъективные дислокации, возникшие при инъекциях податливых пород ложа в толщу активного льда, в межпластовые пространства и другие участки пониженного давления;
 - отторженцы – блоки осадочных пород размером до 100 м и более, которые целиком отделены ледником от материнской толщи и полностью стано-

- вятся составной частью моренных отложений; обычно более или менее сохраняют свои первичные признаки: текстуру и структуру;
- малоамплитудные поверхностные складки волочения;
- связанные с мёртвым льдом:
 - деформации просадочного и оползневого характера, связанные с вытаиванием мертвого льда;
 - инъективные формы, возникшие в результате выжимания пластичного материала в трещины деградирующего льда;
 - айсберговые дислокации;

СЛАЙД 45

Фотообразы гляциодислокаций

Водноледниковый рельеф

СЛАЙД 46

Флювиогляциальная эрозия

Талая вода – весь объем поверхностного стока, поступающий к ледникам из окружающих районов. Движение талых вод может идти по *наледниковым, внутрiledниковым, подледниковым* и *маргинальным (краевым) каналам*. Главная черта этих потоков – непостоянство, которое определяется подвижностью льда и изменчивостью расхода талой воды. Следствием непостоянства русел и расходов является резкая неравномерность скоростей течения.

Долины стока талых вод делятся на 4 группы: маргинальные каналы, подледниковые каналы, каналы сброса (спиллвеи) и кули.

СЛАЙД 47

Маргинальные каналы

Маргинальные каналы эродированы потоками, следующими вдоль контакта горных ледников с бортами вмещающих долин или параллельно краю ледникового покрова на участках предполий, наклоненных в проксимальном направлении. При этом в горах образуются многоярусные висячие долины, врезанные в склоны. В предполиях ледниковых покровов маргинальные потоки вырабатывают широкие плоскодонные ложбины – *прадолины*.

СЛАЙД 48

Подледниковые каналы

Подледниковые каналы вырабатываются потоками, следующими по подледниковым туннелям. Такие каналы представлены: ущельями, пропиливающими долинными ригелями и придающими V-образную форму профилям ледниковых долин; туннельными долинами; висячими долинами с «горбатым» продольным профилем и др.

Туннельные долины – «слепые», резко обрывающиеся долины, врезанные в ледниковые отложения и подстилающие их коренные породы. Они приурочены к периферическим зонам покровных оледенений и ориентированы по нормали к ледниковому краю. Их обычная ширина 1-2 км, глубина – до 100 м, длина достигает 75 км. В типичном случае имеют крутые склоны и довольно плоские днища, покрытые россыпями сферических валунов. Продольные профили туннельных долин осложнены системами замкнутых котловин, которые часто вмещают озера. На днищах долин иногда развиты озы, к их дистальным концам тяготеют флювиогляциальные дельты.

СЛАЙД 49

Долины с «горбатым» продольным профилем пересекают водоразделы областей оледенений. Их продольный профиль резко выпуклый, с превышением средних частей

над начальными до 10 м. Они вырабатываются потоками, находящимися под сильным гидростатическим давлением.

СЛАЙД 50

Спиллвеи

Спиллвеи – каналы грандиозного, как правило, катастрофического, сброса воды из ледниково-подпрудных озер через низкие водоразделы, перевальные седловины (сквозные долины), а также по под- и внутриледниковым трещинам и каналам в соседние бассейны. К величайшим спиллвеям мира относятся Тургайский канал стока сибирских приледниковых внутриконтинентальных «морей» в бассейн Атлантики (№6 на слайде 51) и Каз-Кетский спиллвей, соединявший Енисейские и Мансийское плейстоценовые ледниково-подпрудные «морья» (№8 на слайде 51). Ассоциируют со следами ледниково-подпрудных озер – древними береговыми линиями и озерными осадками.

Прочими номерами на слайде обозначены спиллвеи: 1 – Мариинский; 2 – Пегишдорский; 3 – Кельтминский; 4 – Мыльванский; 5 – Маньчский; 7 – Узбойский; 9 – Тунгусский; 10 – Вилуйский; 11 – Томпонский; 12 – Манзурский; 13 – Хилок-Ингодинский.

СЛАЙД 51

Спиллвеи Горного Алтая. Считается, что практически все притоки верхней Чуи (включая правые истоки) служили каналами стока льда из Чуйского ледоёма в долину Башкаус. Спиллвеи часто ассоциируют со следами гигантской ряби.

СЛАЙД 52

Кули

Кули – ущелья, выработанные при мгновенных прорывах крупных подпрудных озер. Их глубина может превосходить 100 м, а их системы придают ландшафтам вид изрезанных земель.

СЛАЙД 53

Кули являются одним из элементов *скеблендов* (или *скэблендов*) – ландшафта, образованного параллельными ложбинами, многочисленными каплевидными холмами, водобойными котловинами и следами кавитации. Такие ландшафты являются признаками гидросферных катастроф. Моделирование условий образования скебленда привело к заключению, что он выработан катастрофическими мегапотоками, глубина которых составляла сотни метров, а скорости движения воды превышали 10-20 м/с. При этом расходы измерялись миллионами кубометров в секунду, т.е. они в сотни раз превышали максимальные расходы Амазонки.

Флювиогляциальная аккумуляция

СЛАЙД 54

Основная масса материала, переносимого тальми водами, состоит из моренного материала, а также из продуктов разрушения ложа ледника. Размеры переносимых обломков варьируют от валунов до тонких илов и глин.

При классификации флювиогляциальных отложений следует различать *интрагляциальный материал*, образованный в условиях непосредственного контакта с ледником (на поверхности льда), внутри льда и под его толщей, и *перигляциальный материал*, отложенный за границей ледника. Поля отложений первого и второго типов часто объединены.

Для флювиогляциальных отложений обычны хорошая сортировка и грубая слоистость с часто наблюдаемыми текстурами флювиальных дюн и знаков ряби. По составу материал близок к местным моренам. Часть валунов и гальки сохраняет следы ледниковой обработки. Пачки слоев с водной текстурой часто перемежаются с линзами моренного материала. Резкие скачки в размерности обломков отражают колебания расходов талой во-

ды. Характерно наличие текстур обрушения, связанных с вытаиванием льда, в контакте с которым шла аккумуляция материала.

СЛАЙД 55

Камы

Камы – крутосклонные холмы и короткие гряды областей древних оледенений; существуют в двух видах:

1 – изолированные формы, варьирующие от бугров высотой в несколько метров до конических холмов высотой до 40-50 м. Практически всегда сложены песчаным и гравийно-галечным материалом, который в ядрах холмов обычно относительно хорошо слоист (слоистость горизонтальная и косая), а в краевых частях нарушен обвальными оползневыми структурами. В разрезах часто встречаются линзы морены течения и крупные ледограники. Все камы ограничены склонами ледникового контакта, многие покрыты перемытой моренной.

2 – комплексы взаимосвязанных форм, образующих ландшафты холмов и западин.

СЛАЙД 56

Камы образуются несколькими способами, что служит также основанием их отнесения к разным генетическим типам:

- основной – связан с флювиогляциальной и моренной аккумуляцией на участках таяния мертвого льда. Слоистые камовые осадки накапливаются в озерах между ледяными глыбами, несортированный материал стекает в эти озера с остаточных ледниковых массивов, чехол из перемытой морены либо проектируется со льда, либо отлагается позднеледниковыми потоками (такого типа образования называются лимнокамы). Особенно крупные камы, прислоняющиеся к коренным склонам долин и имеющие плоские поверхности, называются *камовыми террасами*. Полная деградация ледяных «островов» приводит к образованию котлов.

- формирование флювиогляциальных дельтовых конусов перед фронтом малоподвижных ледников, оканчивающихся в приледниковых озерах (флювиокамы). Слияние конусов образует линейные комплексы асимметричных камов с длинными пологими дистальными склонами и короткими крутыми проксимальными. Их высоты часто превосходят 100 м, ширина достигает 2 км. Такие комплексы называют *камовыми моренами*.

- просадки и обрушение флювиогляциального материала, отложившегося на поверхности мертвого льда. Возникает беспорядочно-холмистый рельеф камовых холмов.

СЛАЙД 57

Озы

Озы – линейно-вытянутые гряды водно-ледникового происхождения, сложенные косослоистыми песками, гравием и галькой. По своему составу и строению близки камам, но в общем случае сложены более грубым материалом.

Озы имеют вид валов с крутыми склонами и суженными гребнями. Гребневые линии ровные или плавно ундулируют. Крупные формы достигают высоты 100 м и протягиваются на сотни км; мелкие имеют высоту 2-3 м и длину сотни м – первые км.

Озы расположены на днищах котловин и долин или приурочены к равнинам. Встречаются поодиночке и группами, часто сливаются и расходятся, в некоторых случаях объединяются в густые сети, причленяются к камам и камовым террасам. В плане изгибаются, меандрируют, мало считаются с локальными неровностями рельефа.

СЛАЙД 58

Материал озов варьирует от крупных валунов до тонкого ила и слоистых глин. Особенно часто бывает представлен песками и галькой с косой слоистостью, позволяю-

щей судить о направлении движения воды. В некоторых случаях слои располагаются в виде больших арок, приподнятых в середине и снижающихся у склонов.

СЛАЙД 59

Формирование озов связано с заполнением внутриледниковых туннелей и трещин продуктами перемыва морены. Наиболее крупные формы образованы путем дельтовой аккумуляции, шедшей у выходов подледниковых каналов в прогляциальные бассейны.

Основная масса озов образована целиком внутри ледниковых туннелей или в открытых трещинах-каналах, ограниченных высокими стенками мертвого льда, путем их заполнения.

СЛАЙД 60

Зандры

В результате отложения перед ледниковым фронтом флювиогляциального материала, переносимого потоками талых вод, образуются *зандры*, представляющие собой обширные аккумулятивные поверхности.

Развитие зон зандровой аккумуляции зависит от рельефа: в горах ниже концов ледников обычно наблюдаются узкие полосы долинных зандров; на открытой местности возникают широкие зандровые равнины, образующиеся за счет слияния флювиогляциальных дельт. Для зандров обоих типов характерны сложные системы сплетающихся каналов, грубый состав обломочного материала и резкие сезонные колебания расходов воды.

Зандровые поверхности имеют крутые продольные уклоны, что способствует их быстрому и глубокому эрозионному расчленению и превращению в высокие террасовые уровни.

СЛАЙД 61

Фотообразы зандровых равнин.

СЛАЙД 62

Осадконакопление в приледниковых озерах

Перед краями ледниковых покровов и в горных долинах при их подпруживании долинными ледниками возникают *ледниково-подпрудные озера*, в которых формируются *ледниково-озерные*, или *лимно-гляциальные* отложения.

Грубообломочный материал, выносимый в озера, обычно остается в маргинальных дельтах. Такие потоки всегда перегружены наносами, и поэтому они способны чрезвычайно быстро создавать большие аккумулятивные формы.

Тонкий материал выносится в центральные части озер, где образует обширные покровы глин и ила. В пределах этих покровов встречается много обломков гравийно-галечной и валунной размерности (связаны с айсберговым разнесом – *рафтингом*).

Лимно-гляциальные отложения слагают дельтово-ледниковые террасы камовых комплексов, значительную часть камов, а также толщи *ленточных глин* – четко стратифицированных осадков, состоящих из большого числа параллельных лент. Каждая лента – результат годового цикла осадконакопления в условиях озер, находящихся большую часть года в замерзшем состоянии. Она всегда состоит из двух слоев: верхнего – зимнего, тонкозернистого (глинистого), темноцветного (за счет обогащения органикой), образованного под ледяным покровом; нижнего – летнего, сравнительно грубого (в основном тонкопесчаного), светлоокрашенного, образованного в разгар сезона абляции.

СЛАЙД 63

Варвохронология – метод абсолютной геохронологии, применимый в областях древних оледенений, который состоит в подсчете годовых слоев в ленточных глинах и корреляции соседних разрезов.

Тема 6. Криогенный рельеф

СЛАЙД 1

«Вечная», или многолетняя, мерзлота – длительное оледенение приповерхностных толщ и подземных вод, т.е. *подземное* оледенения. Это явление привело к формированию *геокриозоны (криолитозоны)*.

Подземное оледенение возникло в плейстоцене одновременно с поверхностным. Геокриозона занимает около 25% всей суши, преимущественно в Северном полушарии. Самые большие площади, занятые вечной мерзлотой, располагаются в Канаде и России. В высоких и полярных широтах мощность мерзлоты достигает 1000 м и имеет сплошное площадное распространение. На юге она сокращается до первых десятков метров, и ее распространение становится прерывистым.

СЛАЙД 2

По мерзлотно-температурному режиму выделяется несколько зон вечной мерзлоты:

- *зона сплошной мерзлоты* – мощность от 100-500 до 1000 м и более;
- *зона не сплошной (разделенной таликами)* вечной мерзлоты максимальной мощностью до 100 м;
- *зона отдельных островов многолетнемерзлых пород* мощностью до 25 м (зона островной мерзлоты) – примыкает южной границе вечной мерзлоты.

Для горных районов в распространении различных зон многолетнемерзлых пород (ММП) наблюдается вертикальная поясность – с высотой растет мощность ММП.

Образование вечной мерзлоты, как и наземных оледенений, обусловлено космическими и планетарными причинами. Но поддерживается мерзлота современными климатическими условиями. Считается, что мерзлота развивается и существует в условиях субарктического или резко континентального климата, характеризующегося продолжительной, холодной и малоснежной зимой (в отличие от наземного оледенения, для существования которого наиболее благоприятны полярные районы, подверженные влиянию влагонесущих циклонов).

Верхний слой многолетнемерзлой толщи, мощность которого колеблется от 1 до 3-4 м, подвергается сезонному протаиванию/замерзанию. Вследствие многократных переходов воды из одного фазового состояния в другое поверхностная толща приобретает неустойчивость, слагающий ее грунт испытывает различные формы движения и возникают специфические формы рельефа, свойственные исключительно районам распространения многолетней мерзлоты. Благодаря этому *сезонно-талый слой (СТС)* получил название *деятельного*. Мощность СТС возрастает к югу, как бы замещаясь вне геокриозоны *сезонно-мерзлым слоем (СМС)*.

Ниже СТС располагается собственно мерзлый слой, или слой многолетнего промерзания. Эти слои отличаются только в летнее время.

СЛАЙД 3

ММП могут содержать лед нескольких видов:

- *лед-цемент* – образуется при замерзании влаги в порах дисперсных горных пород;
- *сегрегационный лед* – ледяные прослойки, образовавшиеся в результате промерзания увлажненных глинистых и пылеватых пород;
- *погребенный лед* – результат погребения под наносами наземного льда;
- *инъекционный лед* – образуется в результате замерзания подземных вод, внедрившихся под напором в мерзлую толщу, или по контакту мерзлых и талых пород;
- *повторно-жильный лед* – продукт многократного замерзания воды в морозобойных трещинах, возникающих в одном и том же месте. Их развитие сопровождается

ет процесс морозного трещинообразования [см.ниже]. Такие льды могут формироваться одновременно с осадконакоплением (сингенетические) или возникать после образования горной породы (эпигенетические).

СЛАЙД 4

Стебельковый лед

Следует остановиться еще на одном виде льда – *стебельковым*, который играет заметную роль в криогенных процессах. Он представляет собой скопления удлиненных щетковидных ледяных кристаллов (стебельков или игл), расположенные практически на поверхности грунта или прямо под ней. Иглы удлинены перпендикулярно охлаждающей поверхности, обычно образуя почти вертикальную конструкцию на горизонтальном основании. Длина игл колеблется от нескольких миллиметров до 30-40 см в зависимости от температуры, увлажнения и состояния грунта; обычны иглы длиной 0,5-3 см.

Формируется стебельковый лед в условиях медленного охлаждения поверхности грунта и активной миграции влаги к фронту его промерзания. Наиболее благоприятны для процесса проницаемые суглинистые грунты с содержанием мелкозема более 30%, хотя важна роль и других факторов (солнечного тепла и ветра). Росту стебельков способствует рыхлость грунта, при этом неоднократное их образование само по себе разрыхляет грунт.

Стебельковый лед играет важную роль при развитии некоторых структурных грунтов [см.ниже]. По имеющимся наблюдениям, он может поднимать обломки глыбовой фракции весом до 15 кг.

СЛАЙД 5

В строении геокриозоны большое значение имеют подземные воды, среди которых выделяются:

- *надмерзлотные* – циркулируют в пределах СТС;
- *межмерзлотные* – образуют внутри мерзлоты линзы или зоны оттаивания, залегающие ниже СТС и не замерзающие в течение года и более – так называемые «талики»; их образование связано с явлением, получившим название «локальное таяние»

Талики по отношению к толще ММП бывают:

- *сквозные* – пронизывают всю многолетнемерзлую толщу и ограничены ею только по бокам;
- *не сквозные* – лежат на ММП;
- *межмерзлотные* – талые и немерзлые слои, линзы, «каналы», «карманы» и тела другой формы, ограниченные ММП только по верхней и нижней поверхности;
- *внутримерзлотные* – талые и немерзлые слои, линзы и тела другой формы, ограниченные ММП со всех сторон.
- *подмерзлотные* – расположены ниже нижней границы мерзлоты.

Деформации мерзлых грунтов и соответствующие им формы рельефа связаны, главным образом, с деятельностью надмерзлотных вод.

СЛАЙД 6

Образование и развитие криогенных форм рельефа обусловлено криогенными процессами, связанными с замерзанием и протаиванием горных пород, содержащих различные типы воды, а также с зимним охлаждением верхних горизонтов мерзлых пород.

К криогенным процессам относятся:

- *криогенное выветривание, морозная сортировка, криогенный крип, солифлюкция и др.* – модификации экзогенных процессов, проявляющихся в условиях распространения мерзлых пород
- *морозобойное растрескивание*

- *пучение и наледообразование*
- *термокарст*

В формировании большинства криогенных форм рельефа одновременно участвует совокупность процессов. Криогенные процессы взаимодействуют с другими экзогенными процессами (эрозией, абразией, делювиальным смывом) и придают им особую специфику.

СЛАЙД 7

Интенсивность и характер проявления криогенных процессов зависят от:

- А. зональных (климатических) факторов;
- В. региональных факторов:

- геологическое строение,
- соотношение денудационных и аккумулятивных процессов – является определяющим в криогенном морфогенезе. На основании направленности экзогенного развития А.И.Попов выделял области, для каждой из которых характерен один или несколько ведущих рельефообразующих криогенных процессов, наиболее проявленных в рельефе:

- *области преобладающей денудации* – горные районы и т.п. Преимущественно развиты криогенное выветривание и криогенные склоновые процессы;
- *области относительной стабилизации* (без заметного сноса и накопления осадков) – равнины (денудационные и аккумулятивные), плато и плоскогорья. Преимущественно развиты криогенное выветривание, морозное растрескивание, термокарст;
- *области преобладающей аккумуляции* – поймы и дельты рек, пониженные заболоченные равнины, низменные морские побережья. Преимущественно развиты пучение и морозобойное растрескивание.

На характер криогенного рельефообразования также влияют:

- состав пород;
- степень промерзания и льдистости пород;
- климатические условия территории и др.

СЛАЙД 8

Криогенное выветривание и формы рельефа с ним связанные

Вопросы, касающиеся выветривания достаточно подробно рассмотрены в теме «Выветривание». В рамках текущей темы более детально остановимся на особенностях криогенного выветривания.

В криогенном выветривании, основной особенностью которого является связь с фазовыми превращениями воды в породе, преобладает физическое разрушение пород; процессы химического выветривания находятся в угнетенном состоянии (но это не значит, что они полностью отсутствуют). При этом разрушающая сила связана не только с увеличением объема воды на 9% при ее замерзании. В пористых породах, способных сорбировать влагу, она в большей степени определяется направленным ростом кристаллов льда, поэтому их морозное выветривание не обязательно требует наличия трещин. При этом необходимо иметь в виду, что замерзание воды ведет к упрочению породы.

Важными причинами объемных изменений, ведущих к дезинтеграции пород, могут быть химические изменения и гидратация минералов. По мнению некоторых исследователей, морозное выветривание производит крупнозернистый песок и более крупные обломки, а процессы гидратационного и криогидратационного выветривания обычно формируют более тонкий материал,

Решающим фактором морозного выветривания является не только присутствие в породе воды, но и ее количество, т.к. общая деформация пород при промерзании растет с увеличением содержания влаги.

Важнейшим фактором, определяющим подверженность пород морозному выветриванию, является характер этих пород. Так, сланцеватые породы, в составе которых в большом количестве присутствуют слюды и/или глинистые минералы, благодаря ориентированности этих минералов обладают плоскостями расщепления, по которым в основном мигрирует вода. Поэтому сланцы выветриваются лучше, чем другие кристаллические породы.

Для разрушения пород важны не только интенсивность промерзания, но и количество и длительность циклов промерзания-протаивания.

Образование скоплений угловатых обломков в большей степени зависит от низких температур, чем от частоты циклов промерзания-протаивания.

В пористых породах общая деформация при промерзании увеличивается не только с ростом влагосодержания, но и с возрастанием скорости промерзания, т.к. при этом сокращается возможность перераспределения и отжатия воды. Быстрое (резкое) промораживание приводит к запечатыванию мелких пор, по которым вода могла бы мигрировать к поверхности. Благодаря этому сохраняется капиллярная вода, которая имеет более низкую температуру замерзания, чем вода в крупных порах (благодаря этому морозное выветривание может проявляться и при колебаниях температур породы в отрицательной области – в мелких полостях вода может замерзать и таять при отрицательных температурах). Таким образом, быстрое промерзание влагонасыщенных пород содействует морозному выветриванию, создавая замкнутые системы, которые способствуют явлениям, связанным с повышенным давлением. В результате тонкозернистые породы, которые при примерзании превращаются в замкнутые системы, подвержены морозному выветриванию сильнее, чем грубозернистые, в которых поровая вода может отжиматься.

В то же время медленное промерзание может активизировать морозное выветривание мелкозернистых нетрещиноватых влажных пород, вызывая подток воды к фронту промерзания, сопровождаемый образованием стебелькового льда, тогда как быстрое промерзание этому препятствуют.

Также необходимо отметить, что с фактором времени и частотой промерзания связано развитие усталости в породах.

СЛАЙД 9

Характерными продуктами морозного выветривания являются угловатые обломки различного размера (от гигантских глыб до тонких частиц). Преобладающая фракция конечных продуктов морозного выветривания относится к алевроитам.

СЛАЙД 10

На плоских участках вершинных поверхностей гор, плато и плоскогорьях, сложенных скальными породами, образуются плащеобразные скопления щебнистого и глыбового материала – *каменные россыпи* или *каменные моря*. Неоднородности состава и строения пород могут проявляться в виде *останцов выветривания* – столбообразных скал неправильной формы, сложенных наиболее устойчивыми породами (*кигилляхи*). Наиболее широко кигилляхи развиваются при выветривании гранитов.

СЛАЙД 11

Криогенное выветривание на склонах имеет большое значение при формировании различных склоновых явлений: *курумов*, *каменных глетчеров* и др. Отличительной особенностью процесса является возможность выноса мелкозема, образующегося при выветривании крупнообломочных образований. Вынос обычно концентрируется по различным понижениям рельефа на склонах или на поверхности ММП. В результате образуются промытые, лишенные мелкозема грубообломочные образования, обрамляющие участки, на которых мелкозем сохраняется и постепенно накапливается. Существенно, что в разрезах склоновых крупнообломочных образований (осыпей, обвалов, курумов и др.) с по-

верхности залегают наиболее крупные и угловатые глыбы, слабо поддающиеся выветриванию из-за низкой влажности этой части разреза. В нижней, значительно обводненной части СТС происходит более быстрое выветривание обломков, приводящее к уменьшению их размеров.

СЛАЙД 12

Особым видом криогенного выветривания является *нивация*, или *снежниковая эрозия*. Это комплексный процесс, включающий интенсивное криогенное выветривание и вынос мелкозема за счет делювиального смыва, оплывания и течения разжиженного грунта, солифлюкции и крипа. Нивация в основном протекает по периферии снежников при их таянии, а при талом состоянии пород и под ними. Ее результатом является развитие на склонах гор *нивационных ниш* и *каров*, *нивальных уступов* и *террас* и др.

В горах Субарктики с нивацией связано образование нагорных (*криопланационных*) *террас* – выположенных поверхностей с углами наклона 1-5°, ограниченных уступами крутизной 30-40°. Нагорные террасы имеют покров из щебнистых супесей и суглинков мощностью от 10 см до 1,5-2 м. Уступы нагорных террас сложены крупноглыбовым материалом. Именно под уступами образуются (или образовывались в прошлом) снежники и происходит активная нивация, ведущая к их отступанию. Поверхности нагорных террас срезают породы разного генезиса, состава и прочности. Поэтому их происхождение не может быть объяснено геоструктурными или тектоническими причинами. Тектонические уступы и другие структурные формы могут создавать только первичные условия для активизации нивации.

Нагорные террасы характерны для районов с ограниченной новейшей тектонической активностью. Обычно на склонах бывает несколько нагорных террас. На соседних горах высоты и количество террас обычно не коррелируется.

[см. также тему «Склоны...» и соответствующую презентацию]

Склоновые процессы в перигляциальных условиях

При том, что в перигляциальных условиях действуют многие типы склоновых процессов, наиболее распространены обваливание, оползание, морозный крип и солифлюкция. Об этих процессах мы достаточно подробно говорили, рассматривая тему «Склоны...» [специфику их протекания в перигляциальных условиях продумать самостоятельно]. Мы остановимся только на одном явлении, которого еще не касались – каменных глетчерах.

СЛАЙДЫ 13-14

Каменные глетчеры

Каменные глетчеры – это языковидные или лопастные тела, которые обычно образованы угловатыми глыбами и внешне напоминают небольшие ледники. Распространены чаще всего в высокогорье. На их поверхности есть валы и ложбины (часто изогнуты и обращены выпуклостью вниз по склону) и иногда – лопасти. Могут встречаться и продольные формы. Фронтальный склон крутой – с углом естественного откоса (крутизна активных форм может достигать 40°).

Поверхность каменных глетчеров обычно сложена валунами, глыбами и более мелкими обломками разнообразной формы. При этом внешний вид не отражает внутреннего строения. По имеющимся данным, каменные глетчеры преимущественно состоят из диамиктона⁴, в котором содержание мелкозема может быть очень значительным.

Каменные глетчеры подразделяются на активные и отмершие. Активные каменные глетчеры содержат лед в виде либо цемента, либо ядра (образовалось из ледников, погребенных под материалом поверхностной морены). Под действием силы тяжести они испы-

⁴ Диамиктон – рыхлые слабо сортированные или не сортированные массы грубообломочного материала с широким диапазоном крупности и разной степени окатанности, в составе которого до 25% гравия.

тывают медленные пластические деформации (течение) и скольжение, выражающиеся в движении вниз по склону или по долине. Отмершие каменные глетчеры, как правило, лишены ледяных ядер и льда-цемента. В процессе вытаявания внутреннего льда активно развиваются инверсионные формы рельефа, сходные с моренными.

В отношении генезиса каменных глетчеров существуют две конфликтующие концепции. Согласно одной, они являются исключительно перигляциальными (мерзлотными) образованиями и могут не иметь историко-генетической связи с ледниками. Альтернативная позиция состоит в том, что «настоящие» каменные глетчеры формируются, главным образом, из ледников в ходе их сокращения и погребения под плащеобразным слоем обломочного материала.

[Любопытствующие могут узнать подробности у Google]

СЛАЙД 15

Морозное пучение и морозный напор

Давление, возникающее при замерзании воды, ориентировано во всех направлениях, но проявляется в движении грунта только вверх и в стороны. Возникающее в результате этого перемещение грунта, направленное преимущественно вверх называется *морозным пучением*, преимущественно по горизонтали – *морозным напором*.

Давление, возникающее при росте кристаллов льда в большинстве случаев направлено под прямым углом к изотерме промерзания. А поскольку промерзание распространяется от поверхности грунта вниз, то ведущую роль играет морозное пучение. Однако нельзя забывать и о напоре, к которому, например, приводит термическое расширение льда, вызванное повышением его температуры.

В целом морозное пучение контролируется динамикой промерзания и ростом порового и шпирового (образующего прослойки в мерзлом грунте) льда.

СЛАЙД 16

Пучение разборной скалы

Одним из наиболее заметных результатов морозного воздействия является пучение отдельностей разборной скалы. Эти блоки, которые морозное выветривание отчленило от коренного массива по зонам трещиноватости, заметно возвышаются над общей поверхностью, оставаясь в то же время зажатыми в коренных породах.

Морозное пучение отдельностей – обычное явление в районах вечной мерзлоты.

СЛАЙД 17

Вымораживание

Широко известно явление выталкивания камней при их вымораживании из тонкозернистых грунтов – поставленные на ребро обломки в перигляциальных областях, часто наблюдаемое появление камней на прежде чистых возделываемых полях, выпучивание столбов и проч.

В целом везде, где действует морозное пучение, любые плоские обломки в грунте имеют тенденцию поворачиваться на ребро. Причем длинные оси этих обломков располагаются по уклону местности. Такая ориентировка объясняется действием солифлюкции и других склоновых процессов. Тем не менее, решающим фактором явилось, по-видимому, постепенное промерзание грунта снизу вверх – от кровли вечной мерзлоты к поверхности.

Существует две основных гипотезы, объясняющих это явление. Согласно первой, получившей название *гипотезы морозного вытягивания*, при расширении мелкозема в результате его промерзания, заключенные в нем обломки захватываются и вытягиваются в вертикальном направлении; важную роль в процессе играет образование и рост под камнями ледяных шпиров. При оттаивании грунта камни не могут вернуться на место, поскольку оседание талого грунта вокруг них происходит прежде, чем протают их основа-

ния; опусканию препятствует не только частичное заполнение полостей под камнями талым грунтом, но и их сужение под действием морозного напора при промерзании.

Согласно второй гипотезе – *морозного выталкивания*, вымораживание определяется большей теплопроводностью камней по сравнению с мелкоземом, вследствие чего вокруг камней или у их основания формируется лед, который их выталкивает. Возвращению камней на прежние позиции также препятствует просачивание под них мелкозема.

Вслед за подъемом камней в результате морозного вытягивания оттаивание грунта выше их основания может приводить к оседанию грунта около верхних частей камней, что способствует выступанию вершин камней над грунтом у самой поверхности.

СЛАЙД 18

Поведение камней во многом определяется формой обломков и их ориентировкой. Отвесно располагающиеся обломки перемещаются к поверхности быстрее, чем имеющие иную ориентировку.

СЛАЙД 19

Морозобойное растрескивание

Под морозобойным растрескиванием понимается образование трещин из-за температурного сжатия грунта при отрицательных температурах. Процесс широко распространен как в пределах области ММП, так и сезонно промерзающих.

Заложение морозобойных трещин, которые образуют полигональные в плане системы (правильность их формы зависит от степени однородности пород), начинается от дневной поверхности с распространением их на глубину до 3 м и более. Рисунок и частота трещин зависят от температурного режима и реологических (деформационных) свойств мерзлого грунта (по некоторым наблюдениям, расстояние между трещинами в 2-3 раза больше их глубины). Большинство трещин наблюдается в рыхлых грунтах; в условиях вечной мерзлоты рисунок трещин фиксируется в ММП, а не в СТС, где эти структуры разрушаются при протаивании.

Морозобойное растрескивание в условиях вечной мерзлоты сопровождается ростом ледяных и песчаных трещин. Повторно-ледяные жилы растут в результате проникновения в трещины и замерзания в них поверхностной или грунтовой воды, или водяного пара. Они зарождаются в виде элементарных ледяных жилок, по которым происходит повторное растрескивание. Вследствие бокового разрастания такой жилы в окружающих ее отложениях часто происходит загибание слоев вверх. Повторно-жильные льды представляют собой двухъярусные структуры: в верхней части жилы оттаивают и заполняются вмещающими отложениями, оплывающими со стенок трещин. Осенью порода, замерзая, цементируется льдом, в результате чего уменьшается «дефектность» мерзлого массива.

Повторно-ледяные жилы, как и ММП, могут быть сингенетическими или эпигенетическими в зависимости от того, происходит осадконакопление на поверхности или нет. Жилы, растущие при отсутствии седиментации, являются эпигенетическими; они увеличиваются в ширину, но не в высоту. Жилы, растущие одновременно с седиментацией, являются сингенетическими и увеличиваются как в ширину, так и в высоту.

При протаивании вечной мерзлоты полость ледяной жилы заполняется обрушивающимся материалом, превращаясь в псевдоморфозу по жиле. Такие псевдоморфозы – один из признаков древней вечной мерзлоты. Хотя тонкодисперсный сильно увлажненный грунт благоприятен для образования повторно-жильного льда, он не способствует образованию псевдоморфоз, поскольку при протаивании оплывает и устойчивость крутых стенок утрачивается. Поэтому хотя повторно-ледяные жилы чаще растут в тонкозернистых грунтах, псевдоморфозы лучше сохраняются в гравийных толщах.

Протаявшая повторно-ледяная жила может заполняться песком, образуя так называемую песчаную жилу. При этом иногда (в том числе, в Сухих долинах Антарктиды),

песчаные жилы образуются не на месте, а вместо повторно-ледяных жил, что свидетельствует о сухих условиях.

СЛАЙД 20

Фотообразы ледяных жил.

СЛАЙД 21

Фотообразы псевдоморфоз по ледяным жилам.

Мы рассмотрели ключевые криогенные процессы. Некоторые из них, такие как вымораживание камней, действие стебелькового льда, массовое смещение грунта и, возможно, эффект криостатического давления (возникает в карманах талого грунта, захваченного между СТС при его прямом промерзании и кровлей вечной мерзлоты, если их смыкание на разных участках идет неравномерно из-за разной скорости промерзания; вызывает пучение) приводят к сортировке минерального грунта. В дальнейшем мы это увидим.

Перейдем к рассмотрению характерных перигляциальных форм, образующихся в процессе морозного воздействия.

СЛАЙД 22

Структурные грунты

Структурные грунты – собирательный термин для обозначения более или менее симметричных форм (полигонов, кругов, полос и др.), развитие которых обычно ограничено СТС. Формирование этих комплексов обусловлено парагенезом процессов морозобойного растрескивания, вымораживания и пучения, которые протекают на фоне общей морозной денудации.

Для классификации структурных грунтов применяется описательная терминология, основанная на геометрии элементарной ячейки и наличии/отсутствии заметной сортировки материала, которая проявляется в наличии/отсутствии каменистого бордюра.

Выделяют следующие виды структурных грунтов:

- полигоны
 - несортированные,
 - сортированные (каменные),
- круги
 - несортированные,
 - сортированные (каменные),
- сети
 - несортированные,
 - сортированные (каменные),
- ступени
 - несортированные,
 - сортированные (каменные),
- полосы
 - несортированные,
 - сортированные (каменные).

Полигоны, круги и сети представляют собой ячеистые структуры изометричного в плане рисунка. Они обычно встречаются на почти горизонтальных поверхностях, а на склонах крутизной до 7° становятся вытянутыми, имея тенденцию преобразовываться в полосы. Все полосы без исключения размещаются на склонах.

Разные виды структурных грунтов обнаруживают связь с конкретными типами почв.

СЛАЙД 23

Морозобойные полигоны и полигонально-блочный рельеф

Морозобойные полигоны представляют собой блоки в приповерхностной толще, разделенные трещинами с повторно-жильными льдами. Правильность их очертаний зависит от однородности пород и наличия ориентирующей вертикальной поверхности. В однородных песчано-глинистых отложениях речных долин часто формируются правильные тетрагоны, очертания которых подчиняются ориентирующим поверхностям. В однородных породах без ориентирующих поверхностей преобладают гексагональные формы.

В образовании ячеистых форм ведущее значение имеет парагенез процессов морозной сортировки, пучения и полигонального растрескивания. При проникновении жил льда в слой многолетнемерзлых пород СТС распадается на ряд закрытых систем. Расширению ледяных жил и ореола мерзлых пород создают в них напряжения, способствующие выдавливанию и вытеканию пластичного материала, слагающего талую часть СТС. Мелкие ячеистые формы возникают и при небольших размерах ледяных жил, когда закрытые системы не образуются. В зависимости от механического состава и однородности пород варьируют детали строения форм.

СЛАЙД 24

Полигоны несортированные

Несортированные полигоны – это структурные грунты, характеризующиеся преимущественно полигональной формой ячейки и отсутствием каменного бордюра. Они образуют группы, ячейки которых (или границы между полигонами) обычно маркируются ложбиной с трещиной. Чаще всего встречаются на плоских поверхностях.

Несортированные полигоны подразделяются на

- мелкие – диаметром менее 1 м (могут иметь в поперечнике 5 см),
- крупные – диаметром более 1 м (могут превышать 100 м).

Несортированные полигоны образуют группы, ячейки которых обычно маркируются ложбиной с трещиной. Грунт, их слагающий, может быть представлен хорошо сортированным мелкоземом, песком, гравием; это может быть диамиктон. Крупные формы требуют хорошего дренирования грунтов, хотя на прибрежных низменностях это условие по отношению к крупным полигонам с повторно-жильными льдами не выполняются.

Полигоны с повторно-жильными льдами содержат ледяные жилы, совпадающие с границами полигонов, которые лежат выше или ниже центральной площади полигонов.

Понижение границы обусловлено протаиванием; если протаивание ледяных жил зашло достаточно далеко, формируются выпуклые полигоны. Размер ложбин обычно отражает ширину ледяных жил. Иногда ложбины возникают над песчаными жилами.

Если граница приподнята, то все равно существует разделяющая ложбина, но она обрамлена валиками. Образование этих валиков связано с деформациями, которые вызваны или ростом ледяной жилы и последующим расширением многолетнемерзлых грунтов при повышении температуры, или внедрением и замерзанием воды, выжатой из ложбины криостатическим давлением. При появлении валиков развиваются вогнутые полигоны.

В сезон протаивания в центре вогнутых полигонов часто стоит вода; у выпуклых полигонов вода накапливается в разделяющих их ложбинах.

Мелкие несортированные полигоны, обусловленные иссушением, развиты повсеместно. Крупные формы встречаются в основном в двух резко контрастирующих засушливых обстановках – холодной и жаркой.

СЛАЙД 25

Полигоны сортированные

Сортированные (каменные) полигоны – это структурные грунты, преимущественно с полигональной формой ячейки и признаками сортировки, обычно – с каменным бордюром, окаймляющим более тонкий материал. У мелких форм минимальный размер ячейки –

около 10 см; у крупных форм максимальный размер – 10 м (сравните с граничными размерами несортированных полигонов). Иногда мелкие сортированные формы занимают центральные обнаженные участки более крупных сортированных полигонов.

Как и у несортированных полигонов, в центре сортированных полигонов концентрируются более мелкие частицы, иногда с каменным материалом. Размер наиболее крупных характерных обломков может определять диаметр сортированных форм – отношение среднего размера крупных обломков к диаметру полигона колеблется от 1:5 до 1:10. Диаметр сортированного полигона уменьшается с утончением чехла рыхлого материала, в котором формируется полигон.

Уплотненные обломки обычно лежат на ребре и ориентированы параллельно краю. Обычно размер камней в бордюрах уменьшается с глубиной. Это может быть обусловлено тем, что обломки, лежащие ниже дневной поверхности, увлажнены дольше, чем находящиеся на поверхности, и потому быстрее распадаются на мелкие фрагменты. Бордюры с глубиной могут сужаться и в некоторых формах выклиниваются, а в некоторых формах они с глубиной расширяются и сливаются с каменистым горизонтом.

Мелкие сортированные полигоны встречаются в разнообразных природных обстановках. Крупные полигоны лучше всего развиты в условиях вечной мерзлоты.

Реликтовый и неактивный характер сортированных форм можно установить на основании свидетельств неподвижности, среди которых – наличие лишайникового покрова на верхних (но не на нижних!) поверхностях камней; наличие сформированной толстой сплошной растительной подстилки в центральных частях; хорошо развитые почвенные горизонты, особенно – внеполярных типов; регулярные наблюдения.

СЛАЙД 26

Круги несортированные

Структурные грунты, характеризующиеся преимущественно круглой формой ячейки и отсутствием каменного бордюра называются *пятна-медальоны*. Как правило, они окаймлены растительностью и встречаются поодиночке или группами. Их типичный диаметр равен 0,5–3 м. Центральные части часто имеют слегка выпуклый профиль и разбиты на мелкие несортированные полигоны. Обычно в минеральных почвах содержится большое количество мелкозема; крупные обломки не обязательны. В поперечных разрезах видно, что в центральных частях некоторых форм материал поступает снизу.

Распознать в холодных останках неактивные (древние) пятна-медальоны можно по лишайникам на камнях и растительность в центре кругов. В разрезах выделить ископаемые формы трудно; иногда их индикаторами служат беспорядочные деформации и взаимопроникновение слоев грунта, вызванные морозным воздействием.

СЛАЙД 27

Круги сортированные

Структурные грунты с преимущественно округлой формой ячейки и признаками сортировки, обычно с каменным бордюром, окружающим мелкозем, называются *каменные круги, кольца* или *венки*. Каменные кольца с пятнами мелкозема представляют собой сортированные круги среди глыбовых и валунных поверхностей; мелкозем в них подается снизу. Иногда каменные кольца с пятнами мелкозема образуют переходное звено к сортированным кругам. Сортированные круги, как и пятна-медальоны, встречаются группами или по одному. Они имеют сходные размеры, причем размер увеличивается с глубиной морозного воздействия и уменьшается там, где мощность грунта меньше этой глубины. Чаще всего располагаются на практически горизонтальных поверхностях.

В середине сортированных кругов концентрируется тонкий материал, иногда с включениями камней. Размер обломков, слагающих бордюры, увеличивается с возрастанием диаметра кругов. Уплотненные обломки часто поставлены на ребро, а их длинные

оси располагаются параллельно краю круга или под прямым углом к нему. Ориентированность обломков характерна как для центральных частей, так и для бордюров.

Как и сортированные круги с бордюром, сортированные круги со скоплением камней в центре (так называемые каменные ячейки) имеют ряд разновидностей. Одни состоят из центрального камня в окружении более мелких обломков или пластинчатых обломков, поставленных на ребро. Другие представляют собой скопления многочисленных камней среди растительности или на обнаженной поверхности.

Неактивные каменные круги идентифицируются по лишайниковому покрову на камнях бордюра и центральных частей и по характеру заселения растительностью центральных частей. Хорошо распознаются в разрезах.

Коротко остановимся на прочих видах структурных грунтов.

СЛАЙД 28

Сети

Сети – структурные грунты, у которых в форме ячейки не преобладают ни округлый, ни полигональный контур. Почти во всех прочих отношениях они сходны с кругами и полигонами; для них также используются понятия «сортированные» и «несортированные». Характерные диапазоны размеров и уклонов поверхности для большинства сетей аналогичны таковым для кругов и полигонов, однако сети, столь же крупные, как некоторые несортированные полигоны, не известны.

Строение большинства сетей аналогично строению кругов и полигонов. Исключение – несортированные образования, известные в Исландии как *туфур*, и характеризующиеся шишковидной формой и растительным покровом. Форма исландских кочек может быть разнообразной; некоторые виды содержат ядро из минерального грунта. Хорошо развитые кочки обычно имеют высоту до 50 см при диаметре 1-2 м.

Кочки образуют заметный элемент в ландшафтах некоторых полярных областей. Они могут возникать и при отсутствии вечной мерзлоты.

Ступени

Ступени – структурные грунты, представляющие собой ступени с внешним бордюром из растительности или камней, обрамляющих сравнительно обнаженный грунт внутренней части. Встречаются только на склонах; снизу ограничиваются поверхностью следующей ступени, наклон которой меньше общего наклона склона. Хотя ступени подобны микротеррасным формам, они скорее образуются из кругов, полигонов или сетей, чем самостоятельно. Могут быть сортированными или несортированными – зависит от того, покрыт уступ только растительностью или камнями. Вероятно, несортированные ступени образуются из кочек, а сортированные – из сортированных кругов или полигонов.

СЛАЙД 29

Каменные полосы

Несортированные полосы – структурные грунты с полосчатым рисунком и без признаков сортировки, для которых характерно чередование параллельных полос с растительным покровом и полос сравнительно голого грунта, ориентированных по падению склона.

Сортированные (каменные) полосы – структурные грунты с полосчатым рисунком и признаками сортировки, которая выражается в чередовании параллельных рядов камней и разделяющих их полос более тонкого материала, ориентированных по падению склона.

Для обоих типов характерно наличие как крупных, так и мелких форм.

СЛАЙД 30

Пространственное соотношение криогенных форм рельефа

СЛАЙД 31

Формы рельефа, связанные с пучением

С процессами пучения связан бугристый рельеф. По условиям формирования выделяют *миграционные бугры, булгуньяхи, гидролакколиты* и полигенные формы.

Миграционные бугры (бугры-торфяники, земляные бугры, бугры-могильники и др.) приурочены, главным образом, к аккумулятивным равнинам, межгорным впадинам и долинам крупных рек. Высота миграционных бугров 2-3, реже 4-8 м; ширина в основании – несколько десятков, реже первые сотни м.

Миграционные бугры и площади пучения образуются в местах распространения тонкодисперсных отложений мощностью не менее 3-4 м, подстилаемых водоносными песками. Развивающиеся формы в основном распространены вблизи южной границы подземного оледенения. Они возникают на начальных стадиях промерзания талых дисперсных отложений; связаны с возникновением локальных участков мерзлых пород в пределах СТС. Их образованию способствует развитие мхов, накопление торфа и заболачивание.

СЛАЙД 32

Многолетние инъекционные бугры пучения – гидролакколиты (булгуньяхи, или пинго) представляют собой крупные многолетние холмы с ледяным ядром. Их высота колеблется от 3 до 70 м, а их диаметр – от 30 до 600 м. Большинство пинго имеют более или менее округлую форму в плане. Часто от вершин пинго радиально расходятся трещины, возникшие вследствие роста ледяного ядра; часто вершинные поверхности проседают в результате вытаивания ледяного ядра.

Наиболее распространены две модели образования пинго:

- под воздействием криостатического давления (рост при промерзании закрытой системы) и
- под воздействием артезианского давления (рост при промерзании открытой системы).

Есть два варианта **криостатической гипотезы**:

- озеро заполняется растительностью или осадками; в условиях вечной мерзлоты это приводит к тому, что вода при прогрессирующем промерзании сверху, сбоку и со дна «попадает в ловушку». Окончательное промерзание и вызванное этим расширение захваченной воды вызывает пучение и воздымание перекрывающего грунта;
- спуск или смещение водоема, изолировавшего от промерзания нижележащие водонасыщенные отложения, влечет за собой прогрессирующее всестороннее промерзание осадков.

Согласно **артезианской концепции**, грунтовые воды, текущие под тонким слоем ММП или в таликах, под давлением проникают в приповерхностные горизонты, где замерзают, образуя инъекционные льды. Это приводит к формированию ледяного ядра и пучению поверхности. Такие пинго (пинго открытых систем, или восточногренландского типа) могут развиваться и в рыхлых грунтах, и в скальных породах.

Пинго всегда связаны с вечной мерзлотой. Как и повторно-жильные полигоны, они являются ключевыми индикаторами полярных и субполярных природных условий. Пинго открытых систем могут формироваться в современных климатических условиях и наблюдаются в зоне прерывистой вечной мерзлоты, например, в Западной Сибири.

СЛАЙДЫ 33-34

Фотообразы пинго.

СЛАЙД 35

Проявления флювиальных процессов в перигляциальных обстановках

Воздействие флювиальных процессов в перигляциальных обстановках во многих местах весьма результативно, особенно – в период снеготаяния. Эффект флювиального воздействия в перигляциальных областях определяется, главным образом, степенью влияния на него морозных процессов. Остановимся лишь на некоторых.

Наледи

Наледи – массы поверхностного льда, образовавшегося в течение зимы за счет последовательного намораживания тонких плоскостных потоков воды. Обычно образуются

- за счет грунтовых вод, выходящих на поверхность в виде естественных источников или ключей или в искусственных разрезах, пересекающих уровень грунтовых вод;
- за счет прорыва воды сквозь ледяной покров при промерзании мелководных рек – в потоке воды подо льдом по мере сближения подошвы льда с речным дном развивается гидростатическое давление.

Возникновению наледей способствует вечная мерзлота.

Наледи могут быть погребенными и сохраняться длительное время в виде подземных льдов. Они являются широко распространенными перигляциальными образованиями.

Для текстуры наледей характерна параллельность подстилающей поверхности. Наледный лед практически никогда не деформирован (в отличие от ледникового). Большинство крупных речных наледей слабо загрязнены и лежат на промытых гравийных отложениях днищ долин. Это – отличие погребенных наледей от пластовых залежей сегрегационного льда, обычно залегающих в суглинках и содержащих суглинистые прослойки.

Наледи грунтовых вод (за исключением мест с постоянными источниками) невелики – их площадь обычно менее 0,5 кв.км, а толщина – 1 м. Площадь речных наледей редко бывает меньше нескольких га. Самая крупная наледь Якутии – Момская – в бассейне р.Мома – занимает от 76 до 112 кв.км.

Во многих районах встречаются наледные бугры, создаваемые гидростатическим давлением и связанные с речными наледями. Это изолированные бугры или протяженные извилистые гряды, свидетельствующие о продолжающемся течении воды подо льдом.

Наледи способны эродировать долины как непосредственно, оказывая давление на их борта и подкапывая их, так и косвенно, отклоняя течение потока. Часто они вызывают подтопление.

СЛАЙД 36

Плоскодонные долины

Для перигляциальных областей характерны четко выраженные широкие плоскодонные долины, на дне которых (в отличие от типичных пойм) обычно отсутствует выраженное русло. Их размеры варьируют в широком диапазоне; в Исландии их глубина колеблется от 5 до 20 м, ширина – от 5 до 100 м и больше.

Сток в таких долинах в основном связан со снеготаянием. Его эпизодический характер играет решающую роль в развитии долин. Сначала сток может быть очень большим и идти сплошным потоком, затем возникает многорукавная система, и, наконец, сток полностью прекращается. Развитию таких долин благоприятствует вечная мерзлота, создающая близповерхностный водоупор и, тем самым, способствующая такому стоку.

СЛАЙД 37

Формы рельефа, связанные с вытаиванием мерзлоты

Термокарст – явление вытаивания льда из льдистых пород, толщ и линз чистого подземного льда. Необходимое условие для процесса – наличие подземных льдов в пределах СТС. Термокарст часто сопровождается *суффозией*. Термокарст широко распространен у южной границы геокриозоны, где протаиванию подвергаются все виды подземного

льда. В результате таяния подземных льдов образуются *термокарстовые озера, аласы и байджерахи*.

Термокарстовые озера различны по площади, глубина – до 20 м. Образуются при высокой льдистости толщ, прогрессирующей мощности СТС, отсутствии дренажа на плоских низких водоразделах и обширных низменных равнинах.

СЛАЙДЫ 38-39

Аласы – замкнутые овальные или округлые понижения, часто являющиеся реликтами озерного рельефа – образуются после усыхания озер или их дренирования развивающейся гидросетью. Аласовые котловины могут формироваться при вытаивании жильных льдов, льдистых толщ и линз чистого льда. В пределах алас часто вырастают бугры пучения типа булгунняхов. Сочетание большого количества бугров пучения и алас создает *криогенный западинно-бугристый рельеф*.

СЛАЙДЫ 40-41

На склонах возвышенностей, обрамляющих аласы, иногда возвышаются *байджерахи* – бугры, образованные породами (алевриты, пылеватые суглинки торф и т.п.), оставшимися в центральных частях морозобойных полигонов в результате вытаивания жильного льда. Как правило, достигают в высоту 5-10 м, имея площадь в основании 15-20 м. На начальной стадии протаивания жильных льдов байджерахи имеют форму столбов. При высокой льдистости вмещающих пород, последние расплываются и образуются округлые котловины (аласы) глубиной до 8-12 м, реже до 30 м.

Нередко наблюдаются смешанные формы – аласы с байджерахами на склонах. Широко распространены на равнинах Севера Якутии, сложенных так называемым едомным комплексом⁵, а также в других районах развития повторно-жильных льдов значительной мощности.

При протаивании подземных льдов на равнинах со слабым дренажем или без него образуются мелкие озера (0,5-5 м) угловатых очертаний, которые после усыхания превращаются в неглубокие аласовые западины со следами полигональных форм на дне.

СЛАЙД 42

Сводная таблица «Криогенные рельефообразующие процессы и результаты их деятельности»

⁵ Едомный комплекс (едома) – элемент рельефа субарктических равнин Восточной Сибири – небольшие возвышенности, содержащие погребённый ископаемый лёд и имеющие мелкобугристую поверхность; также собственно вечная мерзлота этого типа рельефа.

Тема 7. Карстовые и суффозионные формы рельефа

СЛАЙД 1

Карст – процесс растворения и механической эрозии горных пород поверхностными и подземными водами и связанный с ним комплекс форм рельефа. Это особый вид денудации, ведущий к разрушению и преобразованию земной поверхности и созданию специфических форм рельефа.

Факторы и условия образования карстовых форм рельефа

Основной фактор карстового процесса – вода (атмосферная, талая, речная, подземная, морская), содержащая углекислоту в растворенном виде (в холодной воде CO_2 растворяется в большем количестве, чем в теплой). Источники углекислоты:

- атмосферный воздух,
- разлагающиеся в почве органические остатки,
- выделение растениями в процессе фотосинтеза,
- вулканическая деятельность.

Разрушение пород под действием химического растворения и выноса веществ в водном растворе называется *коррозией*. Условия образования карстовых форм:

- вещественный состав пород – основное условие образования карстовых форм. Способностью к растворению и выщелачиванию обладают карбонатные и сульфатные породы и некоторые соли, получившие название «карстующихся». Большое значение имеет чистота породы или присутствие в ней различных включений, глинистых, пылеватых или песчаных частиц, ослабляющих растворимость породы, закупоривают или кольматируют трещины и, накапливаясь, делают породу водонепроницаемой;
- характер поверхности пород или рельеф. На горизонтальных или вогнутых поверхностях вода просачивается в породу лучше, чем на наклонных ровных, по которым она стекает. При этом породы могут залегать как горизонтально, так и наклонно;
- трещиноватость пород, их раздробленность и пористость – обуславливают глубокое проникновение воды в породу;
- гидродинамическая обстановка, положение грунтовых и других типов подземных вод – определяют интенсивность и глубину развития карстовых процессов и форм рельефа. В общем случае чем мощнее массив карстующихся пород и глубже положение горизонта грунтовых вод, дренируемых рекой или морем, тем активнее идет вертикальная циркуляция воды и активнее развиваются коррозия и формы растворения внутри массива и на его поверхности.

СЛАЙД 2

Для оценки закарстованности дренируемого массива пород и прогнозирования развития и скорости карстовых процессов, в нем выделяются следующие вертикальные и горизонтальные гидродинамические зоны:

- I. зона аэрации, или вертикальной циркуляции, в которой периодически поступающая вода по трещинам свободно движется вниз. Мощность зоны зависит от мощности карстующихся пород и положения базиса эрозии, к которому направлен поток грунтовых вод. Здесь коррозия наиболее активна и развивается наибольшее количество вертикальных карстовых полостей;
- II. зона сезонного колебания или периодического повышения и понижения уровня грунтовых вод, вызванного неравномерным поступлением воды из зоны аэрации, а также уровня рек или других водоемов во время паводков. Величина колебания может достигать n 10 м. Это зона неравномерного развития коррозии и карстовых форм;

III. зона полного водонасыщения – происходит горизонтальное движение воды к уровню водоема. Здесь также происходит сифонная циркуляция в виде восходящих карстовых источников, которые вызывают образование карстовых форм.

При повышении уровня грунтовых вод вертикальная циркуляция воды ослабевает, но усиливается горизонтальная. Коррозия и образование карстовых форм идут активной вблизи мест разгрузки грунтовых и подземных вод – в присклоновой или береговой зоне массива. В придолинной зоне карстовые формы часто развиваются в рвах отседания, протягивающихся параллельно берегу. Чем дальше от места разгрузки вод (приводораздельная зона), тем карстовые процессы менее активны.

Основные морфолого-генетические типы карста

СЛАЙД 3

Современный карст по структурным условиям подразделяется на два класса:

- равнинный,
- горный.

В пределах этих классов в зависимости от геологического строения, истории развития территории карст и связанные с ним формы рельефа подразделяются на ряд типов:

- по составу пород
 - карбонатный,
 - сульфатный,
 - галоидный (соляной),
 - переходные типы (карбонатно-сульфатный и др.).

Внутри литологических типов выделяются подтипы, например, в карбонатном карсте выделяется известняковый, меловой, доломитовый и др.

- по положению поверхности, на которой в настоящее время развивается карст:
 - голый (средиземноморский) – карст развивается на дневной поверхности;
 - покрытый (восточно-европейский, или русский) – карст развивается под покровом каких-либо отложений,
- по возрасту:
 - современный – развивающийся,
 - древний (или ископаемый) – не развивающийся.

Все эти классы и типы карста развиты во всех климатических поясах.

Несмотря на разнообразие типов карста, для всех них характерны одни и те же или близкие формы рельефа.

Формы карстового рельефа

Поверхностные формы

Поверхностные формы лучше всего представлены в голом типе карста. Развитие поверхностных форм идет от простых форм к более сложным.

СЛАЙД 4

Простейшими формами являются *карры-борозды*, образующиеся при поверхностной коррозии карстующихся пород, сопровождающейся их эрозией.

Глубина и ширина борозд измеряются от n до $n \cdot 10$ см; в горах размеры их могут увеличиваться до первых метров. Борозды разделяются неровными, часто острыми, зубчатыми гребнями. По форме выделяются карры канавкообразные, желобковые, лунковые (округлые), прямолинейные, извилистые и др.

Трещиноватость пород обуславливает прямолинейность форм, а от особенностей залегания и чередования разных по составу слоев зависит полосчатый рисунок, образуемый каррами. Площадное развитие карров называется *карровым полем*. Карры образуются только на обнаженных породах. Растительность и элювий препятствуют их образованию.

При растворении известняков всегда остается нерастворимая часть, представленная глинистым материалом часто красного или кирпичного цвета, который, накапливаясь на поверхности пород, образует своеобразную кору выветривания – так называемую *terra-rossa* (*terra-rossa* – красная земля). При значительном накоплении *terra-rossa* в трещинах она может полностью их закупорить и остановить процесс карстообразования.

СЛАЙД 5

При интенсивной вертикальной циркуляции воды по трещинам (в том числе пересекающимся), нарушающим массив карстующихся пород, процесс растворения этих пород приводит к образованию поноров – каналов, поглощающих поверхностные воды и отводящих их на глубину. Размеры и форма поноров зависят от степени их разработанности. На поверхности они выражены зияющими трещинами или отверстиями; на глубине ими начинается сложная система каналов вертикальной циркуляции воды.

Расширение устьев поноров в процессе дальнейшего поверхностного растворения приводит к образованию карстовых воронок.

СЛАЙД 6

Карстовые воронки – самые распространенные формы карста всех типов. Принято выделять три типа воронок:

- поверхностного растворения (коррозионные),
- провальные,
- воронки просасывания – образуются в покрытом карсте (см. ниже).

Только первый тип является собственно карстовым или коррозионным; в образовании двух других типов участвуют и иные процессы.

Воронки поверхностного растворения образуются из карров или поноров или без них на участках повышенной трещиноватости и выветрелости пород. Выщелоченный материал уносится в подземные полости. Воронки имеют округлую или овальную форму в плане, а в поперечном сечении – конусовидную или чашеобразную. Размеры воронок различны: от небольших – диаметром до 10 м и глубиной до 5 м, до крупных – диаметром до 100 м и глубиной – 50-80 м. На дне воронок обычно существуют поноры. Коррозионные воронки развиты в горах, на плоскогорьях и нагорьях, структурных плато и на равнинах; в отдельных районах количество их измеряется сотнями и тысячами.

Провальные воронки, или провалы, образуются при обрушении сводов подземных полостей, поэтому они являются коррозионно-гравитационными формами. Они имеют крутосклонную цилиндрическую форму, которая со временем преобразуется в конусовидную. Глубина провальных воронок достигает 10 м. На их дне обычно лежат обломки обрушившихся пород с примесью глинистых продуктов химического разложения карбонатов. Иногда вымываемый глинистый материал закупоривает поноры, и тогда в провальных воронках образуются небольшие озера.

Провальные воронки часто образуются внезапно, тогда как воронки поверхностного растворения формируются длительное время. На побережьях морей образуются абразионно-коррозионные воронки.

СЛАЙД 7

При активном развитии карстового процесса воронки углубляются и расширяются. При слиянии нескольких воронок образуются вытянутые ложбины, или округлые котловины диаметром до 200-400 м и глубиной до 20-30 м и более.

При дальнейшем развитии карста образуются еще более крупные и замкнутые депрессии, или поля. Их длина и ширина их может достигать нескольких километров. Их дно плоское широкое, иногда имеет наклон в разные стороны, а склоны – крутые. Обычно поля сухие, реже заняты временными потоками или озерами. Происхождение полей объясняется по-разному:

- образование при расширении и слиянии воронок и котловин, когда карстовый процесс идет вширь, т.к. ниже залегают некарстующиеся породы;
- тектоническая гипотеза – предполагает опускание участков карстующихся пород по разрывам (грабеновые поля) или их синклинальный прогиб (синклинальные поля),
- провальная гипотеза – обрушение поверхности над подземными речными долинами (поля представляют собой узкие продолговатые впадины).

В образовании некоторых полей участвуют несколько процессов.

В карстовых областях существует множество других замкнутых понижений, рвов, представляющих собой расширенные карстовым процессом трещины, а также сухих русел, логов, оврагов, «слепых» долин (не имеющих устья, замкнутых), на дне которых также могут быть развиты воронки. Чем больше мощность карстующихся пород и ниже расположен горизонт грунтовых вод, тем глубже указанные формы. Характерны исчезающие реки, вода которых уходит в карстовые полости, периодически действующие озера и др. В горах и предгорьях карстовые долины имеют форму узких и глубоких каньонов и также без поверхностного стока. Все они образуются из-за того, что поверхностный сток воды поглощается, уходит в трещины и в подземные полости. Часто возникают карстовые источники, в том числе восходящие, «бьющие» на дне озер или в прибрежной части моря. У выходов на поверхность углекислых источников в результате осаждения карбоната кальция образуются известковые туфы.

Подземные формы

СЛАЙД 8

К подземным относятся формы, расположенные ниже земной поверхности. Наиболее простыми являются небольшие полости, размером около 0,3 м. Более крупные – колодцы, шахты и пропасти – имеют трубообразную форму.

По классификации Г.А.Максимовича, колодцы и шахты имеют диаметр >1 м, при этом глубина первых – 20 м. Диаметр пропастей – >10 м, а глубина достигает $n100$ м и более. Колодцы и шахты обычно приурочены к крупным трещинам или разрывам и связаны с подземными формами – пещерами.

СЛАЙД 9

Пещеры – подземные полости внутри массива пород. Образуются в различных по составу породах: известняках, гипсах, солях в местах их повышенной трещиноватости. В образовании пещер участвуют не только коррозия, но и эрозионные (подземные реки), тектонические (трещиноватость), а на морских берегах – и абразионные процессы. Размеры и форма пещер различны, при этом они могут быть горизонтальными, вертикальными или наклонными. Многие из них состоят из сложной системы лабиринтов. Наиболее крупные пещеры достигают в длину $n10$ м, а длина всех ходов самой крупной пещеры в мире – Мамонтовой в Северной Америке – превышает 500 км. Самые глубокие пещеры-пропасти – Миральда во Французских Пиренеях и Крубер-Воронья на Кавказе в Грузии – опущены соответственно до -1733 м и -1710 м. В крупных пещерах текут подземные реки, существуют водопады, озера, заполненные водой галереи, называемые *сифонами*.

Пещеры часто образуются в зоне горизонтальной циркуляции подземных вод и в зоне полного насыщения, в которой каналы и полости заполнены подземными водами. Однако уровень подземных вод с течением времени понижается, что обусловлено поднятием территории или понижением базиса эрозии. С новым положением уровня подземных вод связана выработка нового, более низкого, этажа пещеры, а прежний, более высокий, осушается. Поэтому многие глубокие пещеры имеют этажное строение. Таким образом, с каждым этапом врезания реки или тектонического поднятия связана своя система пещерных ходов и галерей. Фактически этажи пещер привязаны к террасовым уровням (это от-

носится к пещерам, дно которых не опускается ниже базиса.) На основании этого часто определяется возраст пещер.

СЛАЙД 10

Фотообразы карстовых пещер

СЛАЙД 11

В пещерах образуются натечные формы, самыми крупными из которых являются сталактиты (свисают сверху), сталагмиты (растут снизу) и колонны. Все эти формы возникают, когда уровень подземных вод понизился, и пещера осушена. Натечные формы формируются в течение длительного времени – часто 10-100 тыс. лет. В пещерах также встречаются гравитационные (обвальные) образования, аллювий подземных рек, органические отложения, представленные гуано (пометом летучих мышей) и мумии (возможные механизмы его образования многочисленны; наиболее распространено эксскрементное).

Влияние климата на образование карстового рельефа

СЛАЙД 12

Карстовые формы развиваются практически в любых климатических условиях. Этому способствуют процессы выветривания, протекающие во всех климатических зонах.

В районах развития многолетней мерзлоты карстообразование замедлено, но не исключено. Здесь поверхностные формы связаны с надмерзлотными водами, а подземные – с глубинными межмерзлотными и подмерзлотными. В холодных областях активную роль играет пленочная вода, облегающая частицы породы и не замерзающая зимой. Эта вода находится в движении, она растворяет породы и расширяет поры и трещины, ее агрессивное действие объясняется большим количеством углекислоты, способной растворяться в холодной воде. Карст активизирует циркуляцию подземных вод, что вызывает местную деградацию мерзлоты и развитие термакарста. Областью развития карстового рельефа в условиях постоянной мерзлоты является Восточная Сибирь, где преимущественно развит покрытый карст.

В умеренном поясе воронки и котловины задерновываются, зарастают растительностью, лесом. Такой карст относится к задернованному типу. Он характерен для Кавказа, северных районов Восточно-Европейской платформы и др.

Для современного карстообразования неблагоприятны условия аридных районов, поскольку здесь мало воды, в том числе подземной, и нет растительности – источника углекислоты. Об этом свидетельствует отсутствие натечных образований в пещерах.

Имеющиеся в некоторых пустынных и полупустынных районах (плато Устюрт, пов. Мангышлак и др.) поверхностные и подземные карстовые формы образовались в более влажных условиях, существовавших в неогене и отдельные эпохи четвертичного периода. В образовании некоторых впадин, дно которых находится ниже уровня моря (Сарыкамышская, Кара-Гие и др.) участвовала и карстовая денудация. Современное развитие карстовых форм в аридных областях наблюдается преимущественно на побережьях морей, где активным фактором является химически агрессивная морская вода. Под ее действием в береговых обрывах развиты лунковые карры, ниши, котлы, гроты, пещеры.

СЛАЙД 13

Теплый и влажный климат тропических и экваториальных областей благоприятен для развития карстового рельефа. Хотя в теплых условиях углекислота удаляется из воды, ее количество возобновляется растительностью. Поэтому карст всех типов развит очень широко. Вместе с тем здесь развиты останцовые формы: башенные, столбчатые, куполообразные, конические, грибообразные, столообразные и др., между которыми расположены замкнутые котловины, поля. В большинстве случаев останцовый карст – древний, развивающийся с миоцена или плиоцена.

Климатическая зональность в развитии карстовых форм наблюдается и в горах. Так, в предгорьях Кавказа в аридных условиях карстовый рельеф развивается медленнее, и формы меньше, по сравнению с более высокими и влажными высокогорьями.

Карст и тектоника

Карстовые формы наиболее интенсивно развиты в горах – областях новейших поднятий. Причина в том, что по сравнению с платформенными областями здесь больше мощность карстующихся пород, выше их трещиноватость и раздробленность, больше амплитуды рельефа. Это способствует более глубокому проникновению поверхностной воды в породу, энергичной вертикальной циркуляции. По трещинам и разрывам развиваются воронки, колодцы, шахты. Ориентировка пещер, карстовых долин и др. часто согласна с крупными разломами. Проявления сейсмичности вызывают провалы над подземными полостями, разрывы галерей, обрушение в них сводов. При восходящем движении напорных подземных вод по тектоническим трещинам карст развивается снизу вверх. Развивающиеся при этом карстовые формы могут не проявляться на поверхности или вызывать обрушение вышележащих пород.

Развитию карста благоприятствует наклонное залегание пластов, при котором на поверхность выходят различно растворимые породы, и циркуляция подземных вод может идти не только по трещинам, но и по плоскостям напластования. От характера залегания пород зависит форма воронок. Так, на Крымских яйлах характерны асимметричные воронки, у которых пологий склон совпадает с поверхностью пласта.

На равнинах районы развития карста часто приурочены к сводам выраженных в рельефе положительных структур, для которых характерна повышенная трещиноватость пород, а мощность перекрывающих некарстующихся пород уменьшена или они отсутствуют. В некоторых аридных районах воронки, котловины развиты в синклиналиях, где скапливается вода. Почти повсеместно воронки маркируют разрывные нарушения.

Карстово-суффозионные формы рельефа (покрытый карст) и условия их образования

СЛАЙД 14

В областях покрытого карста выделяются два этажа развития полостей:

- нижний сложен карстующимися породами, в которых развиты различные карстовые формы по морфологии и размерам аналогичные тем, которые развиваются в голом карсте. Образование карстовых форм происходило в разные эпохи континентального развития территорий, когда карстующиеся породы находились на поверхности и подвергались разрушению;

- верхний представлен покровной толщей, сложенной рыхлыми, преимущественно песчаными, а также глинистыми и лессовидными отложениями четвертичного возраста разного генезиса. Их мощность варьирует от первых метров до 10 м. Граница с нижележащими карстующимися породами может находиться выше или ниже уреза рек.

В образовании поверхностных форм участвуют суффозия, развивающаяся в рыхлой толще, и коррозия, идущая в карстующихся породах.

СЛАЙД 15

Большинство поверхностных форм образуется в результате вымывания водой песчаных, суглинистых или глинистых частиц в подземные карстовые полости. Поверхностная вода, просачиваясь или фильтруясь сквозь рыхлую толщу, увлекает мелкие частицы. На поверхности образуется *блюдец* – первичная суффозионная форма в виде неглубокого (0,5-1 м) округлого понижения, диаметром в первые метры, часто заросшего растительностью. Вода движется по уклону до ближайшей трещины, поглощающей воду. Здесь увеличивается скорость движения воды, она увлекает все большее количество рыхлых частиц в карстовые полости. В нижней части песчаной толщи возникает полость, которая растет

вверх до поверхности; в результате образуется поверхностная форма – воронка просасывания или карстово-суффозионная. При этом поверхностная форма не всегда располагается над подземной. По форме и размерам воронки практически аналогичны коррозионным. На их дне также существуют поноры. Поскольку воронки образуются в рыхлых отложениях, они быстрее выполаживаются и задерновываются; на их склонах часто образуются эрозионные борозды, промоины. Со временем, если поноры закупориваются глинистыми частицами, воронки заторфовываются и превращаются в блюдца.

Свежие воронки – провалы – сначала имеют форму трубы. Их глубина достигает 10 м, затем они становятся коническими или чашевидными.

Котловины – крупные глубокие формы, изометричные или овальные, часто террасированные, что свидетельствует о нескольких этапах их углубления.

Самые крупные суффозионно-карстовые формы – впадины, замкнутые или открытые, вытянутые, достигающие 100 м в длину. В их образовании вместе с суффозионно-карстовыми процессами могут участвовать эрозия и дефляция.

СЛАЙД 16

Благоприятными условиями развития карстово-суффозионных форм рельефа являются:

- высокая степень водопроницаемости рыхлых покровных отложений;
- достаточное количество поверхностной воды;
- уровень подземных вод должен быть ниже поверхности карстующихся пород, чтобы обеспечивать нисходящую фильтрацию поверхностной воды из покровных отложений в карстовые полости;
- наличие открытых трещин, понор, полостей в карстующихся породах.

СЛАЙД 17

Такие условия существуют на поймах и террасах рек, где карстующиеся породы перекрыты гравийно-песчаным аллювием, на поверхностях долинных и равнинных задров. Часто аллювиальные и водно-ледниковые отложения переветрены ветром. Фильтрация поверхностной воды через покровную толщу зависит от проницаемости отложений и рельефа поверхности. Повышенная фильтрация происходит в различных понижениях рельефа, где вода может скапливаться и уходить вниз. Такими понижениями являются старицы и протоки на поверхностях террас и пойм, бессточные западины, развитые между эоловыми формами; поглощение воды отмечается на слабо наклонных плоскодонных днищах ложбин, лощин и балок и других суходолов, а также в их устьях, открывающихся на поверхности террас.

Благоприятные условия для фильтрации поверхностной воды существуют у основания склонов террас, где вода, стекая со склонов, теряет скорость и просачивается в грунт. Карстово-суффозионные формы образуются в местах с постоянным источником увлажнения – вокруг озер, среди болот.

ТЕМА IV. РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ

Общие черты рельефа Земли

СЛАЙД 1

Рельеф Земли складывается из форм и элементов разных масштабов (рангов). При изучении отдельных форм рельефа, разнообразных по размерам, происхождению, возрасту и соотношению друг с другом, выявляются закономерности развития рельефа всей поверхности Земли. Большая часть этих форм образовалась на новейшем этапе тектонического развития, т.е. в период последней тектонической активизации Земли, который захватывает интервал времени от олигоцена или миоцена до четвертичного периода.

Крупные формы рельефа земной поверхности имеют эндогенное происхождение и соответствуют определенным элементам тектонической структуры Земли. Формами I (планетарного) порядка являются континенты и океанские впадины со связанными с ними морскими впадинами, а также переходные между ними области. Они определяют глобальное разделение поверхности Земли на области преобладающей денудации (континенты) и преобладающей аккумуляции продуктов разрушения (океаны и моря). На этом уровне существует практически полное соответствие рельефа и тектонической структуры.

В пределах планетарных форм выделяются формы II порядка (мегаформы) – горные пояса и равнины. Они также являются отражением крупных тектонических структур – поясов активных горообразующих деформаций земной коры (или орогенов) и малоактивных и слабо дифференцированных платформ.

Мегаформы тектонического рельефа состоят из форм III, IV и других менее крупных рангов (макроформы, мезоформы и т.д.). Так, горные пояса подразделяются на отдельные горные страны и системы, часто разобщенные более или менее крупными массивами платформенного типа. Системы, в свою очередь, образованы отдельными цепями горных хребтов и впадин, также тектонического происхождения. Многие формы высоких порядков имеют экзогенное происхождение – они наложены на эндогенный рельеф.

Рельеф континентов

Континенты возвышаются над уровнем Мирового океана в среднем на 875 м при разбросе экстремальных отметок от более 8000 м над ур. моря до более 11 000 м ниже ур. моря. Основными мегаформами рельефа континентов являются платформенные равнины и пояса горных сооружений.

СЛАЙД 2

Рельеф платформенных равнин

Равнины – это обширные участки земной поверхности, отличающиеся слабо расчлененным рельефом и незначительным колебанием высот. Они характерны для всех платформ независимо от их возраста, при этом по площади развития преобладают равнины древних платформ. Многие равнины располагаются в пределах плит – участков платформ, где длительное время накапливались осадки, мощность чехла которых варьирует от сотен метров и первых километров до 10-15 км и более. Участки платформ, где осадочный чехол практически отсутствует, называются щитами.

На неотектоническом этапе древняя структура платформ была преобразована, что вызвало деформацию земной поверхности и развитие современных форм рельефа. Эти новейшие формы определяют пространственное развитие и характер рельефообразующих процессов в пределах платформ. При этом особое значение имеют события четвертичного периода, в том числе глобальные колебания климата, неоднократно вызывавшие развитие покровных оледенений и связанные с ними колебания уровня океанов.

Условные обозначения к геоморфологической карте мира

Равнинно-платформенные области: Р1 – низкие равнины; Р2 – высокие равнины (плато, плоскогорья; поднятые массивы); горные (орогенные) области: Г1 – возрожденные горы (эпиформенные); Г2 – молодые горы (эпигеосинклинальные).

Области распространения морфоскульптур суши: 1 – современных криогенных; 2 – древних ледниковых с современными криогенными; 3 – древних ледниковых, преобразованных эрозией и перигляциальными процессами; 4 – древних ледниковых, преобразованных аридными процессами; 5 – горных оледенений с современными и древними криогенными формами; 6 – горных оледенений с аридными формами; 7 – современных и древних флювиальных форм; 8 – современных и древних аридных форм.

СЛАЙД 3

Для платформенных равнин характерно резкое преобладание равнинных пространств над участками с расчлененным рельефом. При этом платформенные равнины включают районы с резко расчлененным рельефом такие как Жигулевские горы на Восточно-Европейской равнине или горы Путорана на Сибирской равнине). Амплитуды высот на равнинах достигают 100 м метров, что на порядок меньше, чем в горных странах.

Платформенные равнины в целом и отдельные крупные формы рельефа, выделяемые в их пределах, характеризуются изометричными очертаниями. При этом границы равнин и отдельных в целом изометричных форм их рельефа часто прямолинейны, что может быть обусловлено развитием крупных флексурно-разрывных зон.

С обширностью территорий равнин связана большая площадь и сильная разветвленность речных бассейнов. Обширность территории и относительно малый размах рельефа обуславливает проявленность широтной физико-географической зональности.

СЛАЙД 4

Генетические типы равнин

В зависимости внутреннего строения равнин (наличия/отсутствия и мощности четвертичного покрова) и ведущих экзогенных процессов, приведших к их образованию, равнины подразделяются на

- денудационные,
- аккумулятивные,
- денудационно-аккумулятивные.

При этом чрезвычайно важно различать ведущие экзогенные процессы, определившие генезис первичной равнины (денудационный; аккумулятивный морской, аллювиальный, вулканический и др.), и наложенные экзогенные процессы, приведшие к осложнению или изменению ее морфологии. Именно так формируется генетическое определение равнин. Например, наложение поздней эрозии на более ранние аккумулятивные поверхности формирует аккумулятивно-эрозионные равнины.

В зависимости от сложности процесса формирования равнины подразделяются на

- моногенные – в основном образованы каким-либо одним экзогенным процессом (аллювиальные, озерные, морские, ледниковые и др.),
- полигенные – образованы несколькими процессами, действовавшими одновременно (аллювиально-морские, аллювиально-пролювиальные и др.) или сменившими друг друга во времени. Так, расчленение молодой эрозией сложенных мореной поверхностей приводит к образованию ледниково-эрозионных равнин.

По устройству поверхности различают равнины практически горизонтальные и наклонные, разнообразно расчлененные и осложненные эрозионно-аккумулятивными формами (например, холмистые, волнистые и др.).

В рельефе аккумулятивных равнин определенную роль играет мощность новейших отложений. При их значительной мощности строение коренных пород, слагающих основание равнин, не отражается на деталях ее поверхности. При малых мощностях рыхлого покрова неровности погребенного рельефа могут просвечивать сквозь него.

СЛАЙД 5

Денудационные равнины

Денудационные равнины в основном являются внутриконтинентальными. Они практически лишены покрова четвертичных отложений или он маломощен и распространен фрагментарно. Обычно это возвышенные равнины, с абсолютными высотными отметками от 200-500 м над ур. моря до 1000 м и более. Они развиваются на крупных поднятиях в пределах платформ – кристаллических щитах, антеклизах и других положительных структурных формах.

Генезис таких равнин зависит от климатических условий и обусловленного этим набора преобладающих экзогенных процессов, действующих в квартере. В качестве примеров:

- экзарационные – выработанные на кристаллических породах архея и протерозоя (например, Канадский и Балтийский щиты);
- эрозионные – расчлененные речными долинами и оврагами водораздельные пространства, сложенные палеозойскими и мезозойскими осадочными породами, перекрытыми лессами (например, Среднерусская возвышенность на Воронежской антеклизе);
- абразионные и абразионно-эрозионные – например, платообразные возвышенности на правом берегу Волги в Прикаспийской впадине и плато на п-ве Мангышлак и др., сложенные морскими известняками неогенового возраста, эродированные долинами небольших рек и сухих русел.

Для рельефа денудационных равнин большое значение имеют состав пород субстрата, условия их залегания и тип деформаций. Различная устойчивость этих пород способствует образованию форм, обусловленных избирательной денудацией. Так, при горизонтальном и субгоризонтальном залегании и наличии бронирующих слоев образуются пластовые равнины или структурные плато, а при моноклинальном залегании могут образовываться куэсты или гряды.

Рельеф равнин может осложняться неровностями, связанными с развивающимися молодыми тектоническими деформациями.

СЛАЙД 6

Аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные равнины

Аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные равнины, как правило, приурочены к древним, но продолжающим развиваться в настоящее время отрицательным структурным формам платформ – синеклизам и новейшим прогибам. Это низменные равнины, среди которых выделяются такие генетические типы, как:

- ледниковые (гляциальные),
- водно-ледниковые (флювиогляциальные зандровые),
- озерно-ледниковые,
- ледниково-морские,
- аллювиальные,
- морские,
- аллювиально-морские,
- озерные равнины
- эоловые равнины.

В зависимости от генезиса рельеф равнин бывает

- ступенчатым – обусловлен развитием разновозрастных террас; у морских, озерных, аллювиальных и водно-ледниковых равнинах,
- грядово-холмистым – у ледниковых равнин,
- грядово-бугристым и ячеистым – на эоловых равнинах.

В зависимости от возраста такой рельеф в различной степени расчленен и сглажен. Собственно аккумулятивными являются только самые молодые позднеплейстоцен-голоценовые равнины, в пределах которых еще идет аккумуляция. Более древние равнины обычно эродированы или подрезаны абразией и, соответственно, относятся к эрозионно- и абразионно-аккумулятивным.

Одновозрастные равнины разного генезиса связаны между собой постепенными переходами. Так, на Восточно-Европейской платформе в направлении с северо-запада на юга-восток ледниковые равнины сменяются водно-ледниковыми, затем в долинах рек – аллювиальными, которые ближе к морским побережьям переходят в дельтовые и затем в морские.

Поверхность равнин часто осложняется формами, генезис которых зависит от современных или древних климатических обстановок, а также состава отложений, слагающих равнины.

Новейшая тектоника влияет на морфологию рельефа равнин, изменяя их гипсометрическое положение, расчлененность эрозией, мощность аккумулятивного покрова, его механический состав и другие особенности. Кроме того, среди равнин поднимаются возвышенности – новейшие поднятия в виде куполов (в том числе соляных) и валов.

Поверхности выравнивания

Для всех равнинных поверхностей, возникших в результате выравнивания первоначально расчлененного рельефа, используется общее название – *поверхность выравнивания*. Поверхности выравнивания развиваются при малых скоростях тектонических движений при их компенсации нивелирующими процессами или в обстановке тектонического покоя. Различают поверхности выравнивания денудационного происхождения, а также абразионные, абразионно-аккумулятивные и денудационно-эрозионные. Денудационные поверхности, как правило, сочленяются с аккумулятивными равнинами, которые могут считаться элементами сложных полигенетических денудационно-аккумулятивных поверхностей выравнивания.

Среди денудационных поверхностей выравнивания прежде всего выделяются пенемены, педимены и педименты.

СЛАЙД 7

Пенемены

Как мы уже говорили [см. тему «Склоны...»], пенемены – это пологоволнистые денудационные почти равнины, формирующиеся в спокойных тектонических условиях в результате снижения рельефа «сверху». По представлениям В.Дэвиса, разработавшего эту модель, каждая эпоха горообразования заканчивалась уменьшением тектонической активности вплоть до ее полного прекращения, что выражалось в направленном изменении облика рельефа. В соответствии с этим, В.Дэвис выделял циклы, в течение которых рельеф изменяется в зависимости от эндогенного режима. Каждый цикл делится на стадии. Например, в наиболее распространенном эрозионном цикле выделяется пять стадий.

- *детство* – начало расчленения общего поднятия горного сооружения, при котором реки в основном используют первичные (тектонические) впадины, а водоразделы остаются нерасчлененными.
- *юность* – быстрое развитие эрозии и значительное расчленение рельефа.
- *зрелость* – начало нисходящего развития рельефа; происходит снижение водоразделов, выполаживание склонов и расширение долин.
- *старость* – дальнейшее нисходящее развитие рельефа, расчленение линейных хребтов и превращение их в холмы, разделяющие широкие плоские долины, в которых, меандрируя, текут реки.
- *дряхласть* – полное выравнивание рельефа.

Образованию пенеplenов способствуют влажный климат и трансгрессии моря, обеспечивающие проникновение эрозии внутрь континентов. Настоящие пенеplены формируются только в конце крупных геоморфологических циклов, характеризующихся направленным развитием рельефа, которые сопоставимы с циклом тектогенеза. Последним таким отрезком времени был поздний мезозой-палеоген продолжительностью примерно в 20-30 млн лет. Одним из признаков предельной денудационной поверхности является формирование на ней зрелой коры выветривания полного профиля, возможной в данных климатических условиях. Считается, что в позднемеловое-палеогеновое время на континентах сформировался глобальный пенеplен. Средняя высота суши тогда не превышала +250 м. Этот глобальный пенеplен стал разрушаться 30-38 млн лет назад. Современное гипсометрическое положение мезозойского пенеplена является показателем амплитуды новейших тектонических движений.

Наряду с идеальным завершенным циклом встречаются незавершенные циклы, в течение которых может нарушаться описанная последовательность. Выравнивание в результате активизации тектонических движений может прерваться на любой стадии.

Образование выровненных поверхностей могло происходить не только в результате общей денудации и снижения рельефа «сверху», но и в результате денудации склонов и их последовательного отступления.

СЛАЙД 8

Педименты и педилены

Педименты – локальные поверхности незавершенного развития, обычно формирующиеся у подножий крутых склонов и на склонах гор и платформенных возвышенностей. Представляют собой наклоненные в сторону базиса денудации нижние пологие части склонов, возникающие при разрушении склонов сбоку и их параллельном отступании к водоразделам и выносе обломочного материала, в основном – временными потоками. Педименты образуются в ходе неравномерного проявления тектонических движений, а их важной особенностью является независимость развития от перемещений базисов денудации. Неоднократное проявление эрозионно-денудационных циклов ведет к формированию на склонах серии педиментов.

Педименты, особенно четвертичные, формируются не только у подножия склонов хребтов и возвышенностей, но и в долинах горных и равнинных рек, где они развиваются к поверхностям террас и потому называются долинными. Притеррасовый склон разрушается и постепенно отступает параллельно самому себе, вырабатывая денудационную поверхность, которая наращивает ранее сформированную аккумулятивную поверхность террасы в сторону склона.

Педилен – выровненная, слабонаклонная поверхность по периферии гор и платформенных возвышенностей. При оживлении эрозии он прорезается, и может образоваться серия ступенчато расположенных педиленов, которые продолжают расширяться к местным базисам денудации. При длительной стабилизации базиса денудации верхние уровни педиленов срезаются, а нижний расширяется до образования единой поверхности. Характерной особенностью педиленов являются вогнутость склонов и наличие денудационных останцов в центральной части водоразделов и междуречий. Расширение и слияние педиментов в условиях аридного и семиаридного климата и слабого проявления тектонических движений приводит к педипланации рельефа.

СЛАЙД 9

Процесс выравнивания обычно не доходит до конца и прерывается новой фазой воздымания. Поверхности выравнивания, формировавшиеся как денудационные или денудационно-аккумулятивные равнины, при оживлении восходящих тектонических процессов оказывались поднятыми и расчлененными. В результате останцы древней поверх-

ности окаймляются молодой поверхностью. В современном рельефе любого крупного района видны следы нескольких морфоциклов, что выражается в ярусности рельефа, т.е. в наличии участков, расположенных ступенчато и несущих на водораздельных пространствах следы одной или нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания.

Ярусное расположение разновозрастных денудационно-эрозионных поверхностей, развивающихся на поднимающемся и расширяющемся горном сооружении, В.Пенк назвал «предгорной лестницей». В идеальном случае следы древних поверхностей выравнивания представлены корами выветривания. При их уничтожении может сохраниться уплощенная форма водоразделов. При последующем эрозионном расчленении некогда существовавшие поверхности выравнивания восстанавливаются по одновысотности водоразделов.

Рельеф горных сооружений

СЛАЙД 10

Горы – обширные территории, приподнятые на высоту от 1000 м до 8000 м и более и характеризующиеся значительными, обычно резкими колебаниями высот на небольших расстояниях. Рельеф гор зависит от абсолютной высоты, геологического строения и географического положения. Для них характерны: высотная поясность ландшафтов и ярусность рельефа, которые наиболее четко проявлены в высокогорье.

Горы протягиваются прямолинейно (Б.Кавказ, Кордильеры и др.) либо изгибаясь в виде дуги (Альпы, Карпаты) на расстояния от сотен до тысяч км. С прилегающими равнинами обычно граничат по линии подошвы, в которой сходятся горные склоны и равнина. Иногда между равниной и горами располагается переходная зона холмистых предгорий.

СЛАЙД 11

В зависимости от размеров и строения может быть выстроена иерархия горных сооружений:

- горные хребты – линейные или дугообразные поднятия различной высоты и сравнительно небольшой ширины протяженностью в десятки-сотни км. Являются основным элементом горного рельефа. При этом основными элементами хребтов являются склоны, водоразделы и вершины при широком многообразии их морфологии;
- горные цепи – горные хребты, следующие друг за другом; отделены от смежных цепей продольными долинами;
- горные системы – совокупность хребтов или цепей, располагающихся более или менее параллельно друг другу и разделенных внутригорными впадинами и/или речными долинами. Выделяются в пределах горных стран (например, системы Большого и Малого Кавказа в пределах Кавказа) или располагаются изолированно (например, Урал);
- горная страна – сложное линейное (Тянь-Шань) или дугообразное (Памир) горное поднятие земной коры, состоящее из нескольких горных стран, образующихся за один тектонический этап, но часто имеющих различную предысторию, тектоническое строение и морфологию;
- горные пояса – крупнейшие горные сооружения, протягивающиеся на тысячи и десятки тысяч км при ширине в тысячи км.

СЛАЙД 12

По гипсометрии горный рельеф разделяются на:

- низкогорный (низкогорье) – <1000 м – включает возвышенности, холмогорья, небольшие хребты. Часто к этой категории относятся предгорья – периферические части более высоких гор. Характеризуются мягкими, округлыми формами, уплощенными водоразделами, неглубоким эрозионно-денудационным расчленением. Долины часто широкие с пологими склонами. В аридных и семиаридных зонах могут образовываться бедленды.
- среднегорный (среднегорье) – 1000-3000 м (относительные превышения – 500-1000 м) – отличается мягкостью и округлостью контуров, что обусловлено наличием

покрова склоновых отложений и коры выветривания, лишь местами выступают скалы более стойких коренных пород. Склоны гор закреплены растительностью, поэтому плоскостной смыв проявлен слабо. Речные долины обычно хорошо разработаны. Среднегорья образуются при нисходящем развитии рельефа в результате денудации высокогорного рельефа или при медленном подъеме территории, когда денудация не может удалить весь материал выветривания, и он накапливается, а также при омоложении рельефа. В последнем случае среднегорья характеризуются наличием выровненных поверхностей и крутосклонных мало разработанных долин. В межгорных впадинах развит аккумулятивный или эрозионно-аккумулятивный рельеф. В низких широтах не достигают снеговой границы. В высоких широтах обычны более резкий рельеф с современными и древними ледниковыми формами (Урал и др.). В зависимости от климатической зоны, в которой находятся, могут захватываться одной-двумя ландшафтно-климатическими зонами по вертикали.

- высокогорный (высокогорье) – >3000 м. Рельеф резко и глубоко расчленен, характерны острые вершины, скалистые гребни водоразделов с редкими седловинами-перевалами, крутые скалистые склоны долин, иногда ущелистых и каньонообразных или троговых. Относительные превышения часто достигают нескольких километров, хотя в высоко лежащих впадинах они значительно меньше. Характерна высотная поясность с развитием многих ландшафтно-климатических зон. Выше снеговой границы развиты формы современного оледенения (Альпы, Кавказ, Памир и т.д.).

СЛАЙД 13

Существует несколько разновидностей горного рельефа.

В областях низкогорий и среднегорий встречаются плато, куэсты и плоскогорья.

Плато – возвышенная равнина, сложенная горизонтально залегающими или слабо деформированными породами с ровной или слабо расчлененной поверхностью, отделенная от соседних более низких равнинных пространств отчетливыми уступами. Плато разделяются на:

- структурные – бронированы отпрепарированными стойкими пластами осадочных или магматических (чаще всего траппы) пород;
- вулканические – образовались за счет излияния на земную поверхность огромных масс лавы, заполнившей неровности ранее существовавшего рельефа;
- денудационные – сходны с возвышенными денудационными равнинами, отличаясь меньшей расчлененностью поверхности и четким отграничением от соседних территорий. Иногда эти понятия рассматриваются как синонимы.

Куэсты – возвышенности, сложенные наклонно залегающими породами с ровной или слабо расчлененной поверхностью, также отделенная от соседних более низких равнинных пространств отчетливыми уступами.

СЛАЙД 14

Плоскогорье (близко к понятию «плато») – обширные плосковершинные возвышенности, сложенные горизонтально залегающими или слабо деформированными породами. Абсолютные отметки – до 1000 м и выше. Имеют более глубокое расчленение, чем плато. Внутри плоскогорий могут встречаться значительные неровности, отграниченные от окружающих пространств четко выраженными уступами.

Плато и плоскогорья, сложенные горизонтально залегающими породами, обычно с бронирующим верхним пластом, сохраняющие равнинность водораздельной поверхности называют *столовыми странами*.

СЛАЙД 15

Нагорье – обширные участки земной поверхности, характеризующиеся сложным сочетанием горных хребтов и массивов, плато, плоскогорий и котловин, лежащих на общем, высоко поднятом массивном цоколе.

ТЕМА V. ОСНОВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Четвертичная (антропогеновая) система существенно отличается от остальных систем фанерозоя и ее изучение выделилось в отдельную научную дисциплину – четвертичную геологию. Ее обособление обусловлено своеобразием используемых методических приемов исследования и спецификой комплекса разрабатываемых проблем.

Четвертичный период – последний и относительно краткий отрезок геологической истории (по разным представлениям составляет от 0,8 до 3,5 млн лет; до недавнего времени официально принятая в России продолжительность составляла 1,806 млн лет, а с 2011 г. – 2,588 млн лет), на протяжении которого рельеф Земли, площади и очертания ее морей и суши практически не отличались от современных. Морские отложения, покрывающие дно морей и океанов, преобладают в составе четвертичной системы. Однако их изучение связано с большими трудностями. Поэтому основным объектом четвертичной геологии остаются отложения, развитые в пределах суши, где господствуют континентальные отложения.

Континентальные четвертичные отложения распространены на поверхности суши практически повсеместно, образуя сплошной сомкнутый покров или локализуясь преимущественно в депрессиях рельефа. Обычно они слагают разобщенные тела, находящиеся в сложных взаимоотношениях прислонения и латеральных переходов, чаще всего располагаясь на разновысотных уровнях. Поэтому их генезис, обстановку образования и возрастные различия невозможно понять без анализа истории развития рельефа. В связи с этим первостепенное значение приобретают геоморфологические исследования как предпосылки литогенетических и стратиграфических построений.

Большая пестрота литологического состава и сложное строение покрова четвертичных континентальных отложений сильно осложняют фациальный анализ, без применения которого трудно или невозможно решить генетические и стратиграфические задачи. Этот анализ успешно осуществляется только на базе учения о генетических типах континентальных отложений.

Основные особенности четвертичного периода и его отложений

Основные особенности квартера

СЛАЙД 1

1. Малая продолжительность.

[На самостоятельное обдумывание]

2. Колебания климата и оледенения. Важнейшая особенность антропогена – глобальные колебания климата, которые выражались в неоднократной смене холодных и теплых эпох разной продолжительности и интенсивности. В средних и высоких широтах сильным и длительным похолоданиям соответствовали *ледниковья (гляциалы)*, длительным потеплениям – *межледниковья (интергляциалы)*. В аридной зоне и субтропиках чередовались эпохи увлажнения – *плювиалы* и иссушения – *ариды*.

Существует множество гипотез, объясняющих изменение климата. Одни из них связывают его с космическими причинами, другие – свойствами самой Земли как планеты, или событиями, происходящими на ней.

СЛАЙД 2

Глобальные периодические изменения климата, прежде всего, связывают с неодинаковым поступлением на ее поверхность солнечного тепла, что может быть вызвано изменением солнечной активности. Известны различные по продолжительности циклы изменения солнечной активности, наименьший из которых имеет продолжительность в

11 лет. Поскольку положение Земли относительно Солнца периодически изменяется, это приводит к перераспределению солнечного тепла на ее поверхности во времени.

Для Земли характерны периодические изменения формы земной орбиты (эксцентриситета), наклона земной оси к плоскости ее орбиты (эклиптики) и ориентировки оси в пространстве. Длительность периодов изменения этих параметров равна, соответственно, 90, 40 и 21 тыс.лет.

При движении Земли вокруг Солнца изменение каждого из этих параметров существенно влияет на количество солнечного тепла, поступающего на различные участки земной поверхности. Их суммарное влияние было изучено сербским исследователем Милутином Миланковичем, который построил результирующую кривую изменения количества солнечного тепла, поступающего на Землю, за последние 600 тыс.лет. Эта кривая хорошо коррелируется со временем основных оледенений северного полушария.

Изменения климата Земли в целом, вызванные космическими или глобальными причинами, усиливаются процессами, происходящими на Земле. Так тектонические движения ведут к увеличению высоты материков и росту гор. Увеличение высоты суши на 100 м вызывает похолодание в среднем на $0,6^{\circ}$. Таким образом, в постоянно растущих горах температура должна была повыситься на несколько градусов. Некоторые даже связывали оледенения только с ростом гор, однако рост гор не может объяснить множественности и периодичности оледенений.

На климат влияет и расширение поверхности материков и изменение их очертаний. В северной Атлантике в квартере возник подводный порог, резко сокративший приток теплых вод Гольфстрима в на север. Северный Ледовитый океан стал изолированным, а его ледяная поверхность стала самостоятельным фактором охлаждения. Согласно концепции британского ученого К.Брукса, достаточно начального понижения среднегодовой температуры на полюсах на $1/3^{\circ}\text{C}$, чтобы вызвать цепное понижение температуры в высоких и средних высотах и появление ледников в полярной зоне.

Таким образом, климат Земли и его изменчивость подвержены влиянию многих факторов разного уровня. В последнее время (прежде всего – в период после окончания II Мировой войны) на климат Земли значительное влияние стал оказывать техногенный фактор. В силу многоплановости и сложности проблемы его влияния на климат, мы не будем на этом детально останавливаться (это – другой разговор).

СЛАЙД 3

Глобальные колебания климата вызывали крупные *эвстатические* колебания уровня океана и изменяли его температурный режим:

- эпохи оледенений – регрессии – температура воздуха понижается, растет количество осадков, выпадающих в виде снега, реки замерзают, тем самым, сокращается количество воды, поступающей в Мировой океан; значительные объемы воды консервируются в ледниковых покровах;
- эпохи межледниковий – трансгрессии – вызваны таянием ледников.

В последнее оледенение понижение уровня морей и океанов составило 80-130 м. По некоторым оценкам, средне- и раннеплейстоценовые оледенения могли вызвать понижение уровня океана на 270 м, причем есть мнения, что понижение было еще более существенным.

На повышение уровня океана влияет и текущее потепление климата. За последние 100 лет он повысился в среднем на 12 см, а к 2100 г. может подняться еще на 0,5-1 м. Если же предположить, что растает весь материковый лед Гренландии и Антарктиды, то уровень Мирового океана поднимется на 66,3 м.

СЛАЙД 4

Мы уже говорили о том, что развитие покровных оледенений вызывают нарушения изостатического равновесия земной коры, что влечет за собой вертикальные движения земной коры. Данные движения связаны с перераспределением материала в верхней мантии, что вызывает поднятие участков поверхности, прилегающих к ледниковым покровам.

С учетом упругости и пластических свойств пород, слагающих земную кору, опускание земной поверхности под ледниковым покровом должно быть равным, по расчетам М. Рудзского, примерно трети мощности льда. То есть, при мощности льда Скандинавского ледникового покрова в 3 км, покрытая им территория в квартере прогибалась примерно на 830 м (это согласуется с имеющимися данными по Антарктиде, где при мощности льда 3-4 км поверхность прогнута на 900-1000 м). Скорость изостатических поднятий, которые испытывают территории, некогда занятые льдом, неравномерны во времени: непосредственно после дегляциации она достигала 5-6 см/год, а затем уменьшилась до 1-2 см/год (современное поднятие Фенноскандии оценивается в 9 мм/год).

Нельзя забывать и о влиянии общего похолодания климата квартера по сравнению с неогеновым, и его колебаний, на изменения, которые переживали экологические системы Земли в целом и такие их важные компоненты, как флора и фауна. [Продумать самостоятельно]

СЛАЙД 5-6

3. Развитие человека и его материальной культуры.

[На самостоятельное обдумывание]

СЛАЙД 7

Особенности строения четвертичных отложений

Очевидно, что особенности квартера определили характеристические особенности четвертичных отложений.

Крайняя геологическая молодость отложений проявляется в:

а – *повсеместности распространения;*

б – *решительном преобладании рыхлых отложений;*

в – *господстве недислоцированных отложений;*

г – *сравнительно малой мощности отложений.*

[Причинно-следственные связи продумать самостоятельно]

Полное господство континентальных отложений в составе покрова четвертичных отложений суши сказалось на необходимости особых подходов к расчленению этих отложений и наделило их целым рядом специфических особенностей строения.

Важнейшие особенности четвертичных отложений обусловлены их тесной связью с рельефом и с процессами его формирования – для них характерны сильная фациальная изменчивость, литологическая пестрота в плане, залегание в виде сложных линзовидных тел. Осадконакопление происходит в многочисленных обособленных впадинах, в понижениях рельефа и на их склонах при очень большом разнообразии экзогенных процессов.

Характерна повторяемость в разрезе однообразных литогенетических комплексов, обусловленная неоднократным повторением сходных условий осадконакопления.

Постоянно проявляется сложное сочетание процессов аккумуляции и денудации. Типично разновысотное положение разновозрастных отложений и равновысотное положение разновозрастных отложений.

Обычно почти полное отсутствие остатков организмов

Принципы стратиграфии четвертичных отложений

В основе стратиграфии антропогена лежат *палеоклиматический* и *биостратиграфический* принципы.

Главнейшее значение для расчленения четвертичного периода приобретает свойственная ему *климатическая периодичность*. Это выводит на первое место *климато-стратиграфическую методику* расчленения отложений, опирающуюся на смену в разрезе ледниковых и межледниковых отложений, холодо- и теплолюбивых видов ископаемой флоры и фауны, на ход и проявление процессов рельефообразования. Многократные крупные колебания климата Земли дают достаточную дробность деления четвертичных отложений и обеспечивают, благодаря глобальности климатических эпох, возможность широкой корреляции климатостратиграфических подразделений.

Основой методики является палеоклиматическая интерпретация палеонтологических и литологических особенностей напластований, последовательно сменяющихся в разрезе. Большое значение часто имеет геоморфологический анализ.

Палеонтологический материал исследуется с палеоэкологической стороны – как показатель климатических условий обитания организмов.

В морских прибрежных отложениях существенные данные дают смены биоценозов донной фауны моллюсков, связанные с крупными смещениями зон обитания. Для глубоководных отложений отчетливо выявляются смены в разрезах тепло- и холодолюбивых фораминифер. В связи с наличием непрерывных разрезов четвертичных отложений возможно получение наиболее полных эталонов климатостратиграфической шкалы. Вспомогательным средством является определение палеотемператур с помощью изотопного метода по соотношениям изотопов кислорода ^{15}O и ^{18}O в карбонате раковин фораминифер (чем выше температура воды, тем меньше в ней, а, следовательно, и в раковинах, содержится тяжелого изотопа кислорода ^{18}O , и наоборот – с понижением температуры воды количество его в кальците раковин повышается).

Для отложений суши важнейшее значение имеет палеофлористический анализ, основанный, главным образом, на палинологическом и карпологическом методах, т.к. растительность очень чутко реагирует на изменения климата – это позволяет проследивать общий процесс потеплений и похолоданий, а также выявить климатические *оптимумы* (эпизоды особо благоприятного климата, максимального потепления или увлажнения).

Изучение растительности позволяет выявить смещения растительных (палеофитоценологических) зон в связи с изменениями климата.

Большое значение имеет выявление и анализ генетических типов отложений, при диагностике которых важнейшее значение имеют геоморфологические методы.

Положение *биостратиграфического принципа* в стратиграфии антропогена значительно сложнее.

Особенности применения палеонтологического метода связаны с господством на суше континентальных отложений. Подразделение антропогена суши строится на разрезах континентальных, а не морских отложений, как это делается для всех других систем.

Для подразделения четвертичного периода эволюция морских организмов протекала слишком медленно (исключение – фораминиферы). Для его расчленения имеет значение только ископаемая фауна наземных млекопитающих, некоторые семейства которых эволюционировали быстрее. Подразделение антропогена основано на разработанном В.И.Громовым методе выявления *руководящих фаунистических комплексов*.

В условиях суши чрезвычайно затрудняется широкое распространение эволюционирующих видов. Препятствия к расселению видов и климатические различия ведут к возникновению устойчивых различий фауны разных зоогеографических областей. Периодическое возобновление связей между континентами приводило к осложнениям в ходе расселения животных. Значительно резче проявляется изолирующее влияние климата, физико-географической обстановки. Отрицательную роль играет крайне малое количество остатков ископаемых. Все это ограничивает возможности палеонтологического метода.

Однако биостратиграфический принцип сохраняет свое значение, основанное на необратимости развития органического мира и возможности межрегиональной корреля-

ции. Развитие материальной культуры человека позволяет дополнить его использованием *археологических данных*.

Вспомогательное значение имеет *тектонический принцип*, основанный на тесной связи между образованием континентальных отложений с развитием рельефа и с колебательными движениями земной коры. Он находит выражение в геоморфологическом и ритмостратиграфическом методах расчленения отложений и применяется в основном на начальных стадиях изучения в подвижных зонах.

Все большее значение приобретают *геохронометрические методы* определения абсолютного возраста. Радиологические и другие физические датировки, а также палеомагнетизм дают подтверждения стратиграфическим построениям, полученным другими методами, и служат надежным методом межрегиональной и глобальной корреляции отложений.

В связи с большой сложностью применения основных принципов расчленения, для получения единой геохронологической шкалы антропогена необходимо параллельное изучение литологических, палеонтологических и геохронометрических данных и взаимный контроль между ними. Лишь такой комплексный подход позволит разработать достоверную стратиграфическую схему квартера.

Схема стратиграфии четвертичных отложений

В схеме стратиграфии квартера выделяются общая стратиграфическая шкала и местные или региональные схемы расчленения четвертичных отложений отдельных регионов.

СЛАЙД 8

Общие стратиграфические подразделения четвертичной системы

Общими называются стратиграфические подразделения, служащие всеобщими эталонами межрегиональной и глобальной корреляции и в совокупности составляющие общую стратиграфическую шкалу. Четвертичная система соответствует *зоне* общей стратиграфической шкалы кайнозоя, выделяемой по фауне фораминифер. Поэтому из общих подразделений биостратиграфического обоснования в ее составе выделяются только *подзоны*, которые служат для корреляции разрезов осадков океанического дна. В стратиграфии континентальных отложений используются дробные подразделения климатостратиграфического обоснования, или, наряду с ним, различающиеся и по фауне наземных млекопитающих (в провинциальном масштабе).

В Стратиграфическом Кодексе РФ выделяется пять основных единиц климатостратиграфических подразделений, подчиненных зоне общей шкалы:

1. *Раздел (этап)* – высшая по рангу единица подразделений четвертичной системы. Соответствует длительному (0,8-1 млн лет) этапу истории изменения климата, слагающемуся из многочисленных климатических ритмов похолодания-потепления.

2. *Звено (пора)* – климатостратиграфическая единица, подчиненная разделу.

Звено соответствует сложному ритму климатических изменений длительностью 200-300 тыс.лет. Оно слагается из серии ритмов более низкого порядка, которые группируются, образуя две части сложного ритма – в целом более теплую и более холодную.

3. *Ступень (климатолит, или климатема)* – климатостратиграфическая единица, подчиненная звену. Соответствует крупной фазе глобального похолодания (*криохрон*) или потепления (*термохрон*) климата, во время которой происходит коренная перестройка растительно-климатической зональности и изменение хода экзогенных процессов, по крайней мере в поясе средних широт. Палеонтологическая (главным образом палинологическая) характеристика ступеней ограничивается выявлением типичных экологических группировок организмов, используемых как показатели климатической обстановки.

Длительность отрезков времени, соответствующих ступеням неоплейстоцена, колеблется от 20 до 100 тыс.лет.

Ступени могут группироваться в *надступени* (дополнительные подразделения). Длительность соответствующих им отрезков времени – 80-150 тыс.лет.

Существует еще два более низких по рангу подразделения – *стадиал* и *уровень* (*наслой*). Хронологический объем стадиала 5-10 тыс.лет, уровня – 1-5 тыс.лет.

СЛАЙД 9

Региональные стратиграфические подразделения

Региональные стратиграфические подразделения – это комплекс отложений, образовавшихся в отдельные этапы геологической истории крупного участка земной коры, отражающие особенности осадконакопления и развития флоры и фауны на данном участке. Региональные подразделения служат для корреляции местных стратиграфических схем и способствуют их сопоставлению с общей биостратиграфической шкалой

В стратиграфии четвертичной системы используются региональные подразделения биостратиграфического и климатостратиграфического обоснования.

Биостратиграфическое обоснование имеют *палинозоны* (выделяются по составу спорово-пыльцевых спектров) и *провинциальные зоны* (*лоны*) (выделяются по фауне наземных млекопитающих). Несмотря на большое значение таких подразделений, проведение границ на основе биостратиграфии, вследствие бедности отложений ископаемыми, возможно в редких случаях.

Основой построения региональных стратиграфических схем являются региональные подразделения климатостратиграфического обоснования.

Основным региональным климатостратиграфическим подразделением является *климатостратиграфический горизонт* - комплекс отложений, образовавшийся в течение одной эпохи или фазы изменения климата, произошедшего в пределах какого-либо региона. Как правило, эти эпохи согласуются с глобальными эпохами похолодания и потепления. Однако имеются некоторые особенности, связанные с различием географического положения регионов. Это заставляет использовать в региональных схемах стратиграфии не ступени, а горизонты. Таким образом, горизонт соответствует климатостратиграфической единице – климатолиту.

Каждый горизонт объединяет осадки, образовавшиеся в эпоху похолодания (*криохрон*) или потепления (*термохрон*). В ледниковых областях это отложения времени одного оледенения или одного межледниковья. Во внеледниковых областях им соответствуют отложения холодных и теплых эпох, выделяемые по особенностям литологии, рельефа, растительных остатков или фаунистических комплексов, заключенных в отложениях и характеризующих климатические условия их образования. Ледниковые горизонты включают морены и флювиогляциальные отложения, а во внеледниковых областях – аллювий, лессы, склоновые образования, аллювиально-озерные образования, морские осадки. Межледниковые горизонты объединяют отложения, образующиеся в теплые эпохи, что подтверждается находимыми в них фауной и флорой. Это озерные, болотные, аллювиальные, делювиальные, морские отложения, а также почвы и др.

Названия горизонтам даются по названиям географических пунктов, где они были впервые выделены или наилучшим образом охарактеризованы.

Все горизонты имеют абсолютный возраст, определенный различными методами, и палинологическую характеристику. Отдельные горизонты, а чаще – несколько сопряженных горизонтов, могут быть охарактеризованы фаунистическими комплексами и археологическими данными. Такие сопряженные горизонты одного звена иногда объединяются в более крупные подразделения – *климатостратиграфические надгоризонты*, также имеющие местные названия.

Кроме горизонтов, могут употребляться такие местные подразделения как *свиты*, *толщи*, *слои* и др.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Раздел	Звено	Альпы		Русская платформа (1986)		Западная Сибирь		Каспийское море (слои)
Голоцен	Современное	Современные		Современные		Современные		Новокаспийские
Плейстоцен	Верхнее	Вюрмское оледенение W	W ₃	Валдайский надгоризонт	Осташковский <i>os</i>	Зырянский надгоризонт	Сартанский	Верхнехвалынские
			W ₂		Ленинградский (молодо-шекснинский) <i>ld</i>		Каргинский	Эльтонские регрессия
			W ₁		Подпорожский (калининский) <i>pd</i>		Ермаковский	Нижнехвалынские Ательские
		Рисс-вюрмское межледниковье R-W		Микулинское (межледниковье) <i>mk</i>		Казанцевский (=микулинскому)		Верхнехазарские
	Среднее	Рисское оледенение R	R ₃	Средне-русский надгоризонт	Московский (сожский) <i>ms</i>	Бахтинский надгоризонт	Тазовский (=московскому)	Регрессия (ветлянские)
			R ₂		Шкловский (одинцовский) <i>sk</i>		Ширтинский	Цаганаманские (Гиркан)
			R ₁		Днепровский <i>dn</i>		Самаровский (=днепровскому)	Регрессия Нижнехазарские (косожские)
	Миндель-рисское межледниковье M-R		Лихвинский (межледниковье) <i>lh</i>		Тобольский (=лихвинскому)		Нижнехазарские (сингильские)	
	Нижнее	Миндельское оледенение M	M ₃	Белорусский надгоризонт	Окский <i>ok</i>	Шайтанский (=окскому)	Талагайский	Регрессия
			M ₂		Беловежский <i>bv</i>			Урунджикские
			M ₁		Дзукский (донской) <i>dz</i>			Регрессия
		Гюнц-миндельское межледниковье G-M		Вильнюсский надгоризонт	Ильинский <i>il</i>	Покровский <i>pk</i>	Михайловский <i>mh</i>	Верхнебакинские Нижнебакинские Тюркянские (верхние) Тюркянские (нижние)
Эоплейстоцен	Верхнее	Гюнцевское оледенение G					Апшеронские	
		Дунайско-гюнцевское межледниковье D-G						
	Нижнее	Дунайское оледенение						