



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ПАНИНА
ЛЮДМИЛА ВИКТОРОВНА

ГЕОЛФАК МГУ

—
КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА VK.COM/TEACHINMSU.

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
VK.COM/TEACHINMSU.



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
СЕМАНОВУ АНАСТАСИЮ СЕРГЕЕВНУ

Содержание

Лекция 1	6
История геоморфологии. Рельефообразующие факторы	6
История становления геоморфологии	6
Отрасли геоморфологии и методы. Связь с другими науками.	8
Рельефообразующие факторы	9
Структурные формы неразвивающиеся и развивающиеся	10
Лекция 2	12
Неразвивающиеся и развивающиеся структурные формы	12
Неразвивающиеся структурные формы	12
Развивающиеся структурные формы	13
Выражение в рельефе развивающихся разрывов	14
Выражение в рельефе современных сдвигов	15
Методы определения скоростей тектонических движений	17
Условия развития структурных форм (по Н.П. Костенко, 1999)	18
Лекция 3	19
Динамические параметры	19
Стадийность, как свойство направленного развития структурных форм (по Н. П. Костенко, 1999)	19
Водоразделы. Слоны. Долины. (ВСД)	21
Лекция 4	23
Слоны	23
Факторы образования обвальных склонов	23
Морфология осыпей	23
Десерпционно – солифлюкционные склоны	24
Оползни	25
Делювиальные склоны	26
Этапы развития рельефа, как эволюция склонов и водоразделов	27
Лекция 5	29
Речные долины в горных и равнинных областях	29
Речные долины в горных и равнинных областях	29
Стадия развития речных долин и их конфигурация	30
Цикловые долины и террасы в условиях поднятия и эрозии	32
Лекция 6	35
Речные долины и террасы	35
Типы речных долин по характеру замыкания	35

Типы речных систем	36
Речные долины и тектоника	37
Геоморфологические методы	40
Лекция 7	42
Побережья	42
Рельеф побережья	42
Рельефообразующие факторы:	43
Параметры волн и волновые движения	43
Емкость потока и мощность перемещаемого материала	46
Лекция 8	49
Мегаформы рельефа Земли	49
Области горообразования суши	49
Классификация орогенов	52
Платформенные равнины	53
Классификация платформенных равнин	54
Лекция 9	56
Рельеф океанического льда и ледниковый рельеф	56
Срединно – океанические хребты	56
Абиссальные равнины	59
Ледниковый рельеф	61
Хионосфера	63
Типы ледников	64
Горный тип ледников	65
Ледниковый рельеф платформенных равнин	67
Рельеф ледниковой аккумуляции	69
Лекция 10	71
Ледниковый рельеф	71
Оледенение платформенных равнин	71
Классификация морен	72
Рельеф криолитозоны	73
Лекция 11	79
Аридные и субаридные области. Геоморфологические методы	79
Типы пустынь по местоположению	79
Типы пустынь по составу (литологии) покрова	80
Рельеф пустынь платформенных равнин	80
Пустыни горных стран	81
Геоморфологические методы	82

Структурно – геоморфологические карты.....	83
Лекция 12.....	84
Структурно – геоморфологические карты.....	84
Методика составления структурно – геоморфологических карт.....	84
Признаки выявления слабых зон	85
Легенда структурно – геоморфологических карт	88
Карты неотектоники.....	89
Использование структурно – геоморфологических карт	90
Back-stripping анализ.....	91

Лекция 1

История геоморфологии. Рельефообразующие факторы

Литература

Основная

- Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999.379с.
- Панина Л.В. Новейшие структуры и рельеф Земли. М.: Перо, 2019, 115 с. (geodisaster.ru)

Дополнительная

- Макарова Н. В., Суханова Т. В. Геоморфология. М.: ГЕОС, 2007,413 с.
- Ананьев Г. С., Симонов Ю. Г., Спиридовон А. И. Динамическая геоморфология. М.: МГУ, 1992. 448 с.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль, 1970. 366 с.

Геоморфология. Гео – «Геологическая», морфо – «форма». Таким образом, можно сказать, что геоморфология – наука о формах Земли. Термин «геоморфология» предложил в 1852 году немецкий геолог Карл Фридрих Науманн. В своём учебнике геогнозии (1850 – 1854 гг.) он употребляет термин «Морфология земной поверхности».

«Морфология земной поверхности» Альберта Пенка (1894 г.). «Геоморфология – учение о возникновении, прошлой истории и происхождении форм земной поверхности». Им предложена классификация ледниковых отложений, геохронологическая шкала.

Эфемерные формы – горы через некоторое время могут превратиться в равнину. Более точное определение предложила в 1999 году Н. П. Костенко. Геоморфология – наука о рельефе твёрдой оболочки Земли, его происхождении, развитии в пространстве и времени.

История становления геоморфологии

- Античное время. Первые наблюдения – над экзогенными процессами (деятельность речных долин, моря, ветра и т.д.).
- Эпоха возрождения: Леонардо да Винчи (1452 – 1519). Первые описания строения и развития речных долин.
- Галилео Галилей (1554 – 1642). Определение профиля равновесия реки
- Середина 17 века книга «Общая география» Бернарда Варрениуса – впервые систематическое описание форм рельефа.

Образование рельефа

- Джеймс Хаттон (Геттон) (1726 – 1797) идея «подземного жара»
- Абраам Готлоб Вернер (1749 – 1817) главная сила, формирующая рельеф – вода.
- Петер Симон Паллас (1741 – 1811) большую роль отводил вулканам
- Михаил Васильевич Ломоносов (1763) рельеф – результат «взаимодействия внутренних и внешних сил».

Развитие наук геолого-географического цикла во второй половине 19 века

Российская школа:

- Петр Петрович Семёнов – Тяньшанский
- Иван Васильевич Мушкетов («топографическая геология», «Физическая геология» (1891 г.)
- Петр Алексеевич Кропоткин (исследователь Урала и Севера России)
- Василий Васильевич Докучаев (геологическая деятельность речных долин, изучал почвоведение)
- Сергей Николаевич Никитин (исследователь Урала и Севера России)
- Алексей Петрович Павлов (генетическая классификация рельефа)
- Иван Семёнович Щукин («Общая геоморфология»)
- Владимир Афанасьевич Обручев (определен рамки новейшего этапа)
- Сергей Сергеевич Шульц (термин «новейшая тектоника»)

Генезис рельефа

Новейший этап – этап, когда заложились основные формы рельефа, которые мы сейчас наблюдаем – последние 30 миллионов лет.

- А. Пенк (1858 – 1945) – учение о речных долинах и ледниках
- Генетические аспекты геоморфологии: «Формы поверхности» (1888) Де – Ла – Ноэ и Э. Де – Маржери, «Топология» Берто (1910)
- Александр Сюррель (франц.) 1841 год – закономерности альпийских потоков
- Людвиг Рютимейер (1869), Арнольд Гейм (1848) швейцарцы «Механизм образования гор»
- Лесли (американец) в 1856 – отражение складок в рельефе
- Джон Уэсли Пауэлл (1834 – 1902) и Гров Карл Гилберт – зависимость форм рельефа от климата

Геоморфология – теоретическая наука конец 19 века

- Уильям Моррис Дэвис (1850 – 1934) – эволюционное учение о формах земной поверхности
- Джеймс Дуайт Дэна (1813 – 1895)
- Джон Уэсли Пауэлл (1834 – 1902)
- Уильям Моррис Дэвис заложил основы динамической геоморфологии

- Вальтер Пенк (1888 – 1923) «Морфологический анализ»: «рельеф является отражением глубинных процессов и через рельеф мы можем познать тектонические процессы, происходящие в Земле»

Отрасли геоморфологии и методы. Связь с другими науками.

- Морфология
- Генетическая геоморфология
- Палеогеоморфология
- Структурная геоморфология
- Динамическая геоморфология
- Морская геоморфология
- Планетарная геоморфология

Методы:

- Морфологический
- Морфометрический
- Морфоструктурный
- Структурно – геоморфологический

Метод В. П. Философова

- Карты порядков речных долин. Резкий переход балок и оврагов указывает на новейшее поднятие.
- Карты базисной поверхности или изобазит. Изобазиты – изолинии с равными абсолютными отметками русел, тальвегов оврагов, балок и др. Сгущение изобазит – показатель новейших поднятий
- Карты остаточного рельефа. Разность между современной и гипсометрической картой и картой базисной поверхности (вычитание по точкам пересечения базисной поверхности из гипсометрической карты).

Морфоструктурный анализ

- Морфоструктура – крупная форма рельефа, развивающаяся во взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов при ведущей роли эндогенных (И.П. Герасимов)
- Активные и пассивные (по С. К. Горелову)
- Развивающиеся и неразвивающиеся структуры (по Н.П. Костенко)
- Морфоструктуры – унаследованные и новообразованные

Структурно – геоморфологический метод

- Сопоставление структурных и орографических форм
- Направлен на:
- Выявление новейших дислокаций, их связи с глубинными процессами литосферы
- Степени унаследованности и новообразования структур

- Направленности или тенденции развития структур

Связь с другими науками

Науки географического цикла:

- Физическая география
- Климатология
- Океанология
- Гидрология
- Геоботаника
- География почв и другие

Науки геологического цикла:

- Геотектоника
- Структурная геология
- Историческая и региональная геология
- Морская геология
- Гидрogeология и другие

Рельефообразующие факторы

Рельефообразующие факторы – это все факторы, которые образуют рельеф

- Эндогенные – процессы внутренней динамики Земли. Архитекторы рельефа.
- Экзогенные – процессы, происходящие на поверхности Земли. Нивелируют рельеф Земли
- Климат - катализатор экзогенных процессов, с одной стороны, с другой – играет ведущую роль в формировании некоторых форм рельефа

Эндогенные:

- Мотором движений литосферных плит является процесс конвекции. Конвекция – процесс переноса с большей концентрацией к месту, где она меньше. Земля неоднородна, поэтому существуют разные конвекции. Все процессы стремятся к равновесию. Перемещения реализуются в тектонических движениях.
- Второй фактор – магматизм. Плюмовая тектоника.
- Метаморфизм
- Сейсмичность

Источники энергии эндогенных процессов:

- Космические – внешние – приливы Луны и Солнца
- Планетарные – внутренние – поля Земли – гравитационное, магнитное и тепловое, механическое вращение Земли

Экзогенные факторы:

- Выветривание

- Снос (денудация)
- Аккумуляция (накопление)

Климат

- Катализатор воздействия на рельеф поверхностных агентов: температуры и влажности, которые определяют типы климата
- Планетарная горизонтальная климатическая и ореклиматическая зональность, обусловившая образование рельефа

Все эти три фактора – эндогенные, экзогенные и климат работают одновременно.

Выражение структурных форм в рельефе Земли

- Структурные формы (СФ): складки, моноклинали, разрывные нарушения, их сочетания, т.е. дислокации, отражающие геологическое строение
- Орографические формы (ОФ): поднятия, впадины, хребты, понижения, ступени, речные долины и другие формы рельефа, которыми выражены геологические структуры на поверхности Земли

Орографические формы зависят от условий залегания пород

- Горизонтальное залегание – плато
- Наклонное залегание до 15° - квисты
- Вертикальное залегание – гряды
- Складчатое – квисты и гряды
- Антиклинали и синклинали – поднятия и впадины в зависимости от литологии

Несогласия выражены устойчивыми породами, которые образуют плато и гряды, а менее устойчивые – понижения в рельефе.

Структурные формы неразвивающиеся и развивающиеся

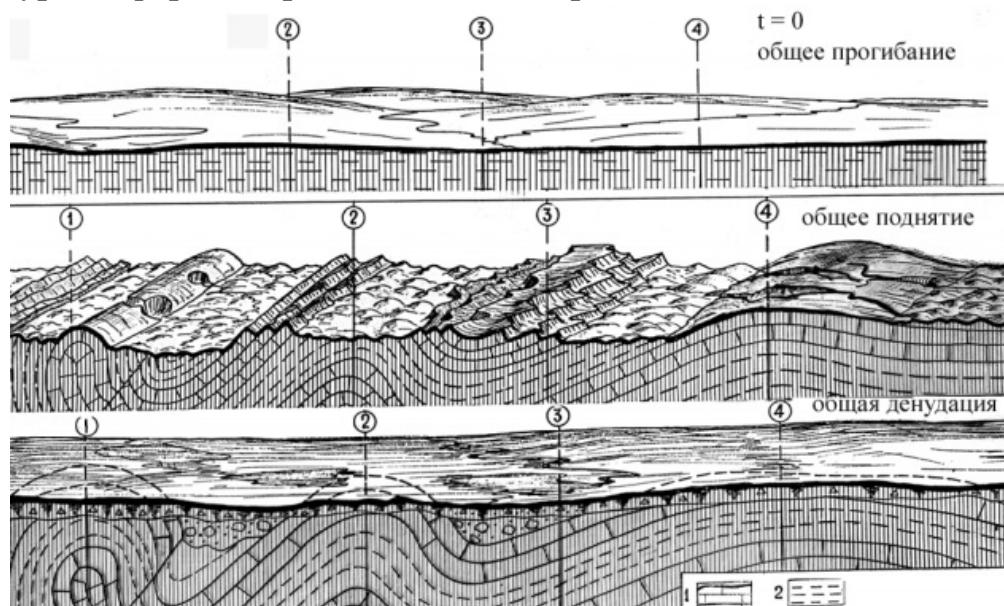


Рис. 1.1. Выражение в рельефе неразвивающихся структурных форм (рис. Костенко, 1999). Складки могут быть выражены в рельефе только в условиях общего тектонического поднятия $T>0$ и устойчивых к процессам денудации пород, слагающих эти складки: 1 – устойчивые породы (известняки), 2 – неустойчивые породы (глины). Цифрами в кружках обозначены частные структуры.

Неразвивающаяся (пассивная) – (Рис. 1.1, Рис. 1.2) структура формировалась в результате складчатости, а дальше с ними ничего не происходило.

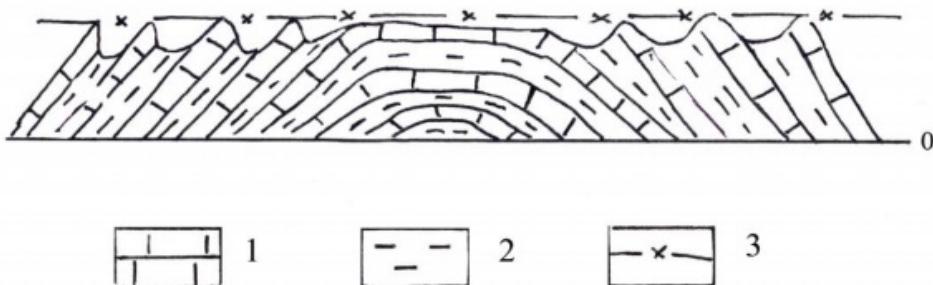


Рис. 1.2. Выражение в рельефе неразвивающейся коробчатой антиклинали, сложенной чередующимися устойчивыми (известняками) и неустойчивыми (глинами) к процессам денудации породами: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – линия, соединяющая наиболее высокие абсолютные отметки рельефа

Сложена чередующимися известняками и глинами. Наиболее выражены в рельефе известняки – породы, устойчивые к процессам денудации.

Например, Дагестанский клин.

Неразвивающиеся структурные формы и их выражение в рельефе

Условия, необходимые для выражения структурных форм в рельефе:

- 1) Общее тектоническое поднятие $T>0$
- 2) Тип деформации $t=0$
- 3) Литолого-стратиграфический фактор
- 4) Глубина денудационного среза

Все неразвивающиеся структурные формы образуют тождественные орографические и могут образовывать обращённый рельеф, то есть синклинали могут быть выражены в рельефе поднятием, а антиклинали впадинами.

Лекция 2

Неразвивающиеся и развивающиеся структурные формы

Неразвивающиеся структурные формы

Неразвивающиеся формы – формы, которые испытав складчатость, разрывообразование на новейшем этапе не испытывали деформации, т. е. так они и сохранились.

Для прочтения их в рельефе необходимы следующие условия:

- Условие общего поднятия
- Литолого-стратиграфический фактор
- Уровень денудационного среза

Эти структуры выражены в виде складок, разрывов, горизонтального и наклонного залегания слоёв. Это зависит от начального состояния и деформации.

Выражение в рельефе древних разрывов (Рис. 2.1) (сформировались до новейшего этапа развития)

- Взбросы и сбросы с контрастными устойчивыми и неустойчивыми породами в разных крыльях
- Надвиги и покровы, если висячее крыло сложено устойчивыми к денудации породами
- В однородных породах «слабые зоны» (зоны разрывов, трещиноватости, дробления пород). Разрабатываются эрозионной сетью.

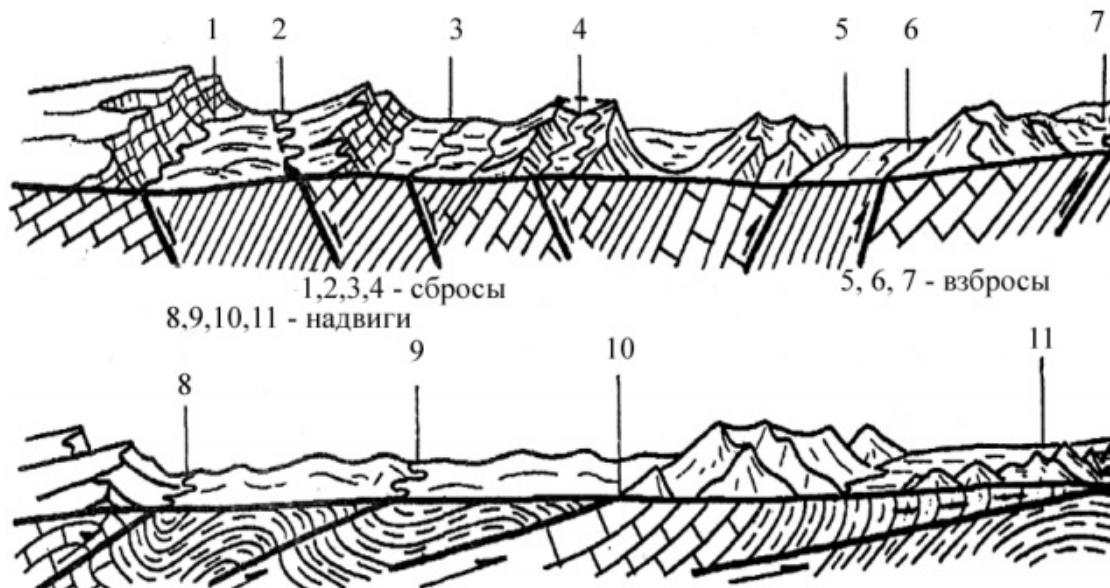


Рис. 2.1. Выражение в рельефе древних (неразвивающихся) разрывов (рис. Костенко, 1999).

Развивающиеся структурные формы

Параметры, определяющие их выражение в рельефе: статические и динамические

Развивающиеся структурные формы

- Создают подобные или новые орографические формы, которые сходны или одного типа с развивающимися структурными. Различие между геологическим строением и его выражением в рельефе обусловлено динамическими параметрами и экзогенными факторами.

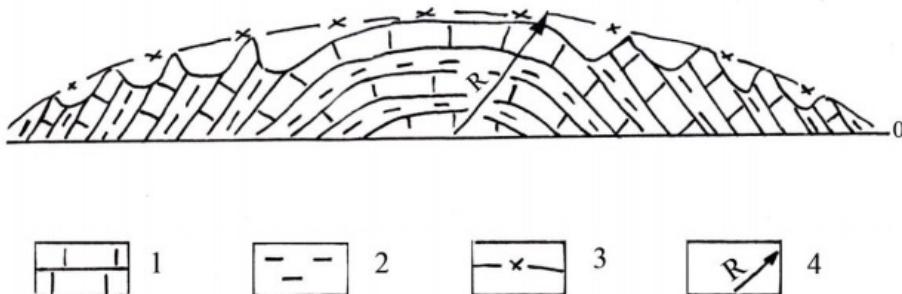


Рис. 2.2. Выражение в рельефе развивающейся коробчатой антиклинали, сложенной чередующимися устойчивыми (известняками) и неустойчивыми (глинами) к процессам денудации породами: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – линия, соединяющая наиболее высокие абсолютные отметки рельефа, 4 – радиус кривизны развивающейся структурной формы.

Развивающаяся синклиналь – тренд движения вниз – с течением времени она захоранивается или перекрывается, оказывается ниже нулевой поверхности – это аккумулятивные равнины. Как правило развивающиеся поднятия соседствуют с погружающимися формами.

Развивающиеся формы образуют подобные структуры. Синклиналь – погружение, впадина. Антиклиналь – поднятие.

Развивающаяся антиклиналь (Рис. 2.2), признаки роста складки:

- Многочисленные глубокие эрозионные врезы – локальное врезание
- Огибание растущего поднятия рекой

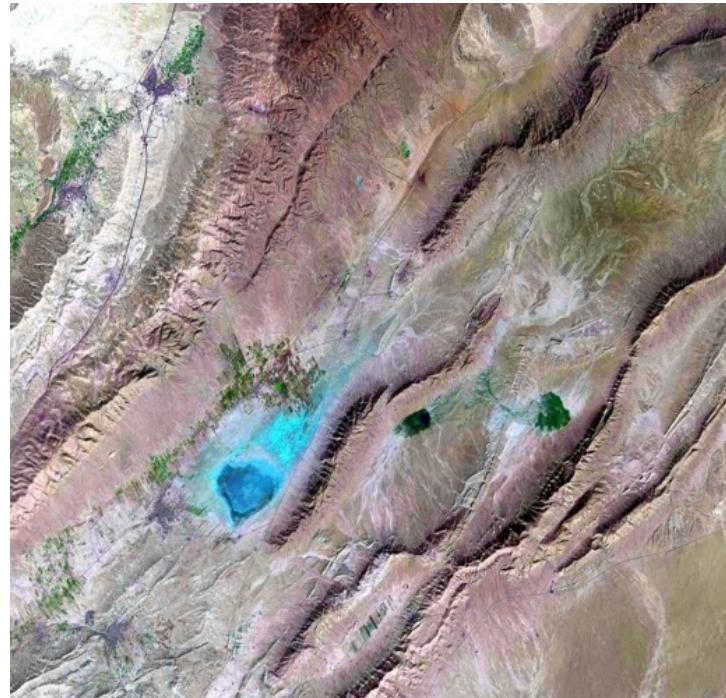


Рис. 2.3. Космический снимок района Ближнего Востока. Испытывающие рост хребты разделены впадинами, выполненные продуктами размыва хребтов (снимок из книги *Geomorphology from space*, 1986).

Выражение в рельефе развивающихся разрывов

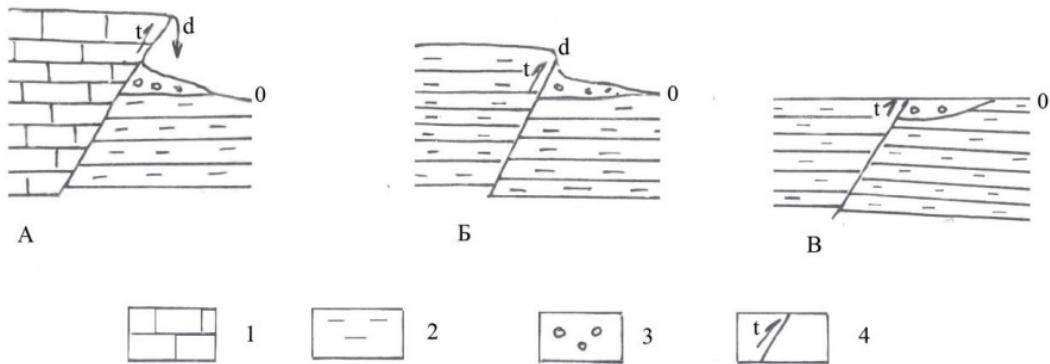


Рис. 2.4. Новейший взброс в разных литологических условиях и разной скорости поднятия висячего крыла: А – висячее крыло сложено устойчивыми к денудации породами (известняками); Б – взброс в неустойчивых породах (глинах) и скорость поднятия висячего крыла велика; В – взброс в неустойчивых породах (глинах) и скорость поднятия висячего крыла мала и стремится к нулю. 1 – известняки, 2 – глины, 3 – молодые отложения – продукты размыва поднимающегося висячего крыла, 4 – поднятие и вектор висячего крыла. Буквами обозначены: т – поднятие висячего крыла, д – денудация

- Шлейф молодых отложений является результатом размыва поднятого растущего крыла. Наличие уступа зависит и от литологического состава, не только от роста

скорости. Если скорость довольно велика, то будет образовываться уступ, даже если породы не контрастны по литологическому составу.

- При малой скорости в глинистых отложениях уступа не наблюдается, структура не выражена.

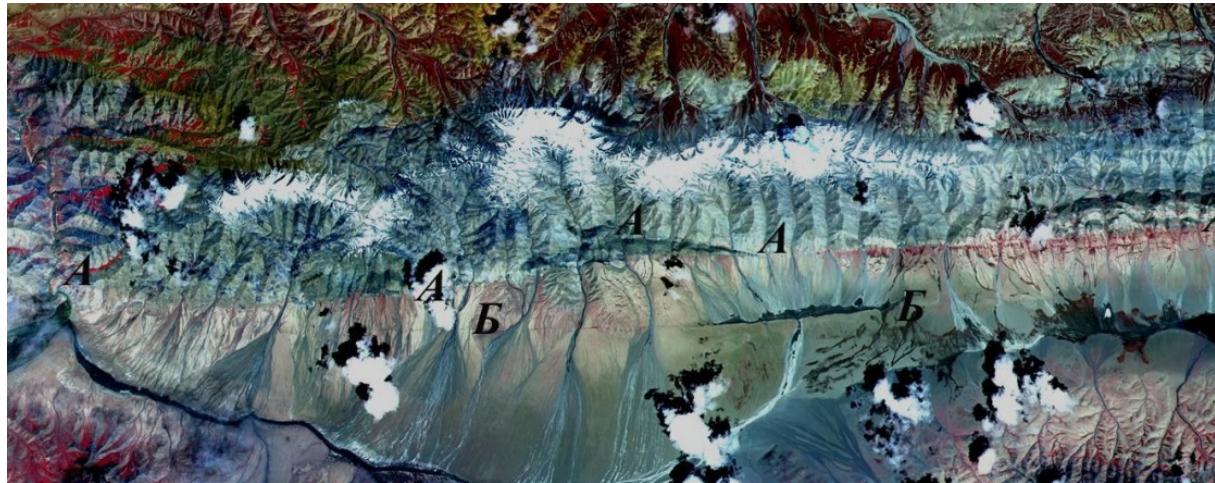


Рис. 2.5. Новейшие разрывы в четвертичных отложениях Тибета (снимок из книги «Geomorphology from space», 1986)

А – древние породы - древний разрыв, выражается линией, Б - молодые породы, которые образуются в результате разрушения древних пород – молодой разрыв

Выражение в рельефе современных сдвигов

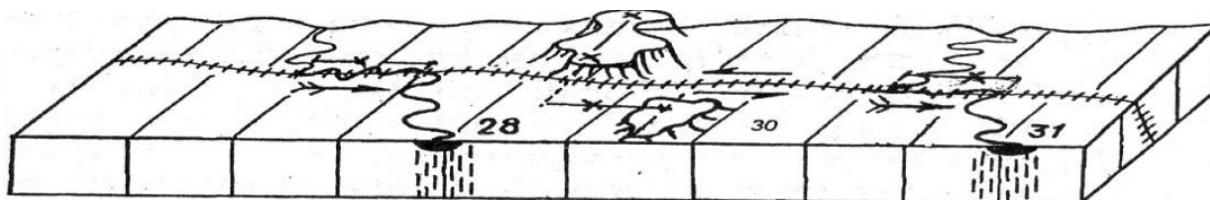


Рис. 2.6. Выражение в рельефе молодого левостороннего сдвига (из книги Н.П.Костенко, 1999)

Признаки: смещение эрозионной сети – коленообразные изгибы речной сети, смещающиеся водораздельные поверхности

Блоки, втянутые в поднятие:

- Большая степень изрезанности массива пород эрозионной сетью. Ограничение блоков разрывами.
- Смещение русел вдоль разрыва и измерение глубины врезов

Развивающаяся структура

- Большая степень изрезанности
- Границит с впадиной, выполненной пролювиальными отложениями

- Древние (изрезанные) конусы выноса указывают на погребенное растущее поднятие

Система новейших разрывов

- Линейность
- Различная степень врезания эрозионной сети молодых отложений

Мозаичные структуры

Сочетание развивающихся и неразвивающихся структурных форм. Неразвивающаяся антиклиналь, нарушенная новейшими разрывами (Рис. 2.7).



Рис. 2.7. Неразвивающаяся антиклиналь, нарушенная новейшими разрывами. Район Дагестана

Смещение по разрывам эрозионной сети – новейшие разрывы, сама антиклиналь не развивается.

Параметры, определяющие выражение развивающихся структурных форм в рельефе: статические и динамические.

Статические параметры:

- Тип дислокации
- Литолого-стратиграфическое строение
- Уровень денудационного среза

Динамические параметры, определяющие выражение структурных форм в рельефе

- Скорость: скаляр и вектор. Критическая скорость
- Сложность
- Неравномерность
- Стадийность
- Направленность
- Зональность
- Унаследованность и новообразование

Скорость скаляр

- Соотношение скоростей тектонических движений, денудации и аккумуляции.
- Соотношение Т:Д от 10:1 до 1,8:1 – 6,4:1
- Для Кавказа 5:1, т.е. денудация меньше в 5 – 10 раз. Денудация возрастает в тропиках.

Методы определения скоростей тектонических движений

Существуют карты неотектоники, на которых амплитуды тектонических движений показаны в виде изобаз в километрах, а производные карты – скорости. Допускаем, что поднятие равномерное берём амплитуду, делим на миллионы лет, в течение которых это поднятие возникло, получаем скорость. Впадины читают по скважинам, определяют глубину залегания слоёв и по мощности определяют амплитуду прогибания. Тектоническая составляющая только примерно 30% от других факторов.

Метод анализа back – stripping. Позволяет из общей величины (вес вышележащих пород, уровень мирового океана, коэффициент пористости, глубину осадконакопления, мощность) определить чистую амплитуду тектонического прогибания.

Метод интерферометрии – радарные космические изображения – в основе – мониторинг изменения объектов. В итоге – карты современных скоростей движения.

Скорости современных горизонтальных движений смещения Кавказского горного сооружения в разных сегментах относительно Русской плиты примерно составляют 17,3 мм в год; 9,3 – 6,5 мм в год; 3,3 мм год. Уменьшение скоростей с востока на запад.

Критическая скорость

Критическая скорость роста структурной формы – это скорость, при которой скорость денудации (плоскостной и глубинной эрозии) максимальна.

Скорость вздымания прямо пропорциональна скорости врезания рек в условиях докритических скоростей. Амплитуда поднятия выше, чем денудация. Денудация отстает.

Рельеф верхнего яруса развивается в условиях послекритических скоростей, в отрыве от базиса эрозии (Тянь-Шань).

Вальтер Пенк (1888 – 1923)

3 случая взаимоотношения тектонических и экзогенных факторов формирования рельефа:

- $\pm T > D, A$
- $\pm T < D, A$
- $\pm T = D, A$

$+T$ – общее поднятие

$-T$ – общее прогибание

D – денудация

A – аккумуляция

Сложность – развитие структур в условиях тектонических движений разного ранга и знака ($\pm T$ (общее поднятие и погружение) и $\pm t$ (частное поднятие и погружение))

Условия развития структурных форм (по Н.П. Костенко, 1999)

Общее прогибание (-T)

- Кондепрессионное ($-T > A$) (в океанах, морях, аккумуляция отстает)
- Конаккумулятивное ($-T = A$) (сколько прогнулось, столько и заполнилось отложениями – предгорные и межгорные впадины)
- Конседиментационное ($-T = A, t > 0$) (рост частного поднятия, в океанах)

Общее поднятие (T)

- Конденудационное ($T = D$) (сколько поднялось – столько и срезалось – равнины)
- Конэрзационное ($T > D$) (растут горы или поднятие)

Лекция 3

Динамические параметры

Частное поднятие ($+t$) в условиях общего погружения ($-T = A$)

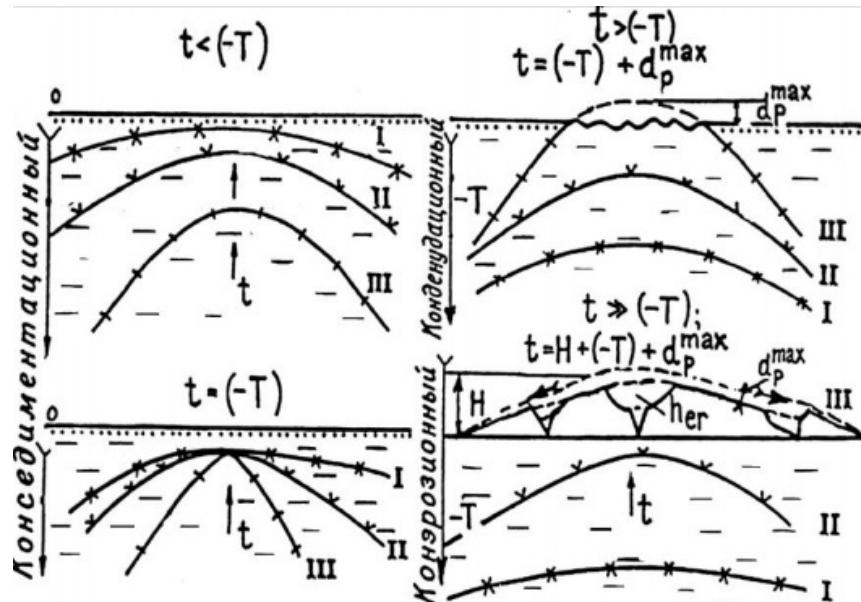


Рис. 3.1. Развитие частного поднятия (t) в условиях общего погружения ($-T$)
(Костенко, 1999).

Неравномерность

Ступенчатость склонов – «лестница» на склонах – результат изменения скоростей поднятий, связанных с циклами развития речных долин. В областях погружения формируются соответствующие разновозрастные комплексы четвертичных отложений.

Выделяют циклы (голоцен), соответствующие одному импульсу, мегацикли (плейстоцен), этажи (млн. лет), ярусы рельефа (неск. млн. лет).

Палеогеоморфологические карты или карты циклов развития рельефа.

Стадийность, как свойство направленного развития структурных форм (по Н. П. Костенко, 1999)

1. Стадия зарождения орографической формы (А)
2. Стадия морфологического становления (Б)
3. Стадия отмирания и выравнивания (В, Г)



Рис. 3.2. Стадийность направленного развития структурных форм

Цикл может быть неполным

Стадийность развития Большого Кавказа

- Первая стадия – раннеорогенная соответствует олигоцену – раннему миоцену. Зарождение будущего горного сооружения. Конседиментационное и кондендационное развитие. Тонкие молассы в пред- и межгорных прогибах.
- Вторая стадия – позднеорогенная соответствует позднему миоцену. Конэрэзионное развитие. Усиление роста горного сооружения, денудации и эрозии. Разделение пред – и межгорного единых прогибов поднятиями.
- Третья, современная стадия. Конец позднего миоцена – голоцен. Конэрэзионное развитие. Образование и втягивание в поднятие структур в прилегающих к горному сооружению предгорных и межгорных впадин. Усложнение структурного плана: появление разрывов, рост новых поднятий по периферии горного сооружения. Активизация тектонических процессов, доминирующее разрастание положительных структурных форм за счёт отрицательных, усиление проявления сейсмичности, вулканизма. В рельефе – это оформление сводово-блокового поднятия в центрально гидрографической сети, образование перекосов речных долин.

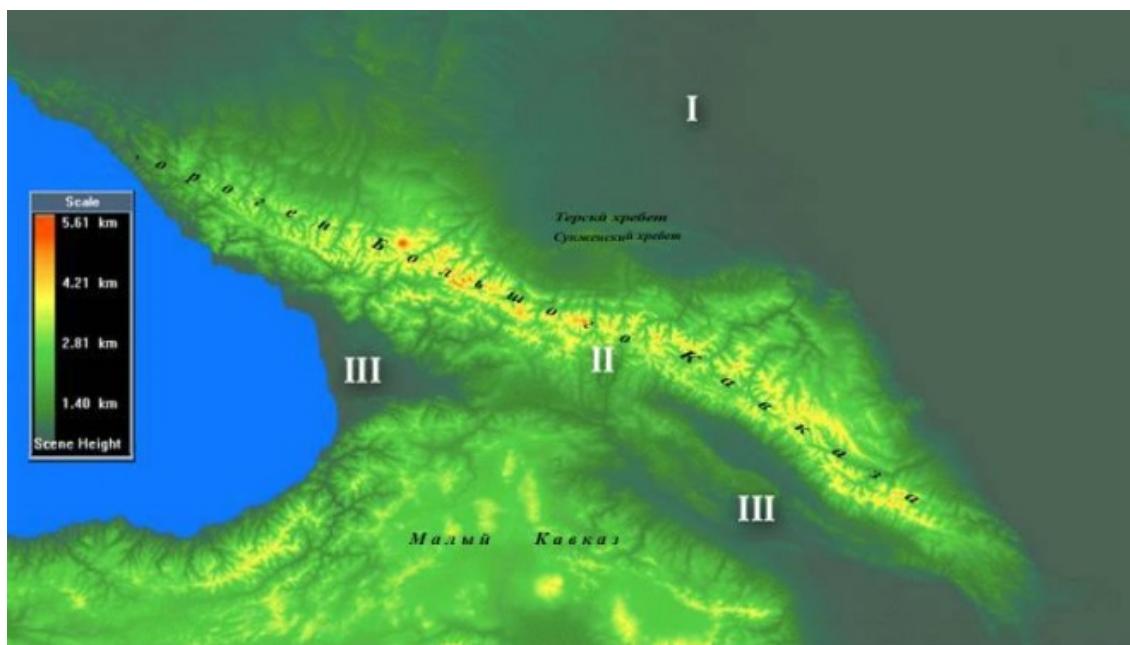


Рис. 3.3. Рельеф Кавказского орогена. Цифрами обозначены: I – Терско-Каспийская предгорная впадина, II – ороген Большого Кавказа, III – Рионская и Куринская межгорные впадины. Ороген Большого Кавказа относится к простому типу, Малого – к сложному

Направленность развития. Наращивание континентальной земной коры в горных сооружениях и платформенных равнинах континентов.

Унаследованность и новообразование

Наследуются, но не копируются ОФ: крупные складки, простирации разрывов, а также их элементы.

Слабые зоны – линеаменты. Корреляция слабых зон с разломами фундамента и авлакогенами. Ярким примером отражения глубинных дислокаций Пачелмского авлакогена может служить Московско-Рязанская линеаментная зона

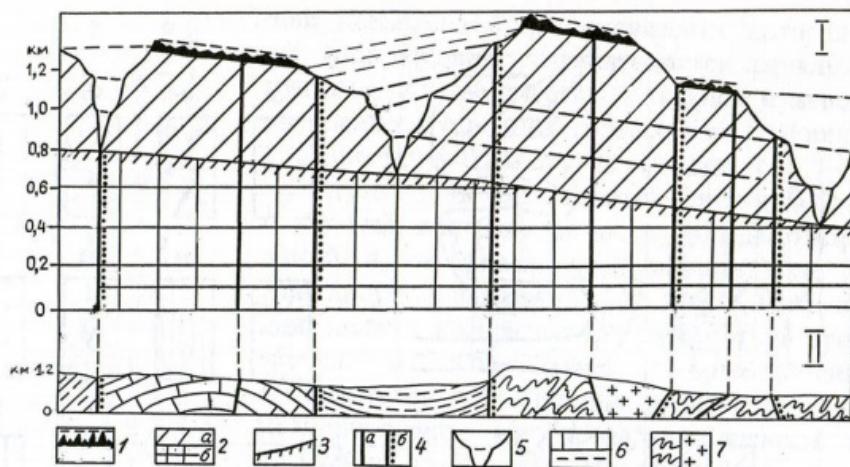
Водоразделы. Склоны. Долины. (ВСД)

Бывают платформенные и орогенные.

Водоразделы – наиболее высокие слабонаклонные поверхности. Созданы эндогенными и экзогенными процессами.

Генетические типы:

- Эндогенные (тождественные и подобные)
- Экзогенные (не соответствуют тектоническим деформациям), но зависимые
- Полигенные
- Разные типы выветривания на водоразделах в зависимости от климата. Элювий. Кора выветривания.



Деформации зоны плоскостной денудации в процессе морфологического становления структуры.

1 – зона плоскостной денудации; 2 – горный массив (а – подвергшийся эрозионному расчленению, б – не затронутый денудацией); 3 – сопоставительная линия глубины врезания крупных рек; 4 – разрывные нарушения (а – неразвивающиеся, б – развивающиеся на новейшем этапе); 5 – одновозрастные цикловые долины и их сопоставительные линии; 6–7 – разновозрастные горные породы (условные).

Рис. 3.4. Зона водораздельной денудации, как показатель новейших деформаций (Костенко, 1999)

При анализе водораздельных поверхностей можно сделать выводы о том, как они деформированы и выявить новейшие дислокации рельефа (Рис. 3.4).

Склоны

Склоны – транзит обломочного материала под действием силы тяжести.

Параметры: высота над базисом эрозии и протяженность

2 типа склонов:

- А) склоны платформенных равнин – пологие, протяжённые, незначительной высоты на фоне широких водоразделов
- Б) горных сооружений – крутые склоны на фоне узких водоразделов.
Протяжённость зависит от структуры и часто склоны протяжённые

Генетические типы склонов:

- Эндогенные (тождественные или подобные)
 - Экзогенные (не соответствуют тектоническим деформациям), но зависимые
 - Полигенные
- Соотношение эндогенных (Т) и экзогенных (Д) процессов

Ступенчатость может быть связана с поднятиями.

Строим серию профилей по водоразделам и увязываем все склоны друг с другом. Чем выше отметка рельефа, тем он древнее.

Лекция 4

Склоны

Типы склонов по генезису, морфологии и внутреннему строению (по Е.В. Шанцеру (1905 – 1987)

- Обвально-осыпные
- Десерпионно-солифлюкционные присущи перигляциональным областям, склоны до 15°
- Делювиальные
- Оползневые
- Полигенные

Факторы образования обвальных склонов

- Крутизна склонов (10 - 35° и более)
- Литология
- Увлажнение
- Тектоника
- Сейсмичность

Обвалы – внезапное обрушение горных пород на крутом склоне. Внеледниковая зона.

Коллювий – несортированный материал: глыбы, щебень, грубозернистый песок

Пример: крупный обвал пород перегородивши реку и вызвавший образование подпруженного озера (Кавказ). Следы этого озера сохранились в виде широкой террасы.

Морфология осыпей



Рис. 4.1. Морфология осыпей

Пологие склоны. Образуются осыпи – покровы (1,2)

Осыпи – потоки. Питание с субстрата и с обнажённой поверхности крутого склона (3)

Более крутые склоны. Осыпи становятся линейными, образуя конус с экзарационным желобом (4,5) (Рис. 4.1).

Строение осыпей



Несвязное скатывание

Плотные

Двучленное строение

Рис. 4.2. Строение осыпей

- Несвязное скатывание – если есть пустоты между обломками
- Связное (пустоты заполнены мелкозёмом)
- Двучленное строение (несвязный тип в верхней части, связный – в нижней)

Состав (размер обломков)

- Глыбовые
- Глыбово-щебнистые
- Щебнисто-песчаные
- Песчано-глинистые

Десерпционно – солифлюкционные склоны

Перигляциальная зона, вечная мерзлота

Десерпций – вязкопластичное перемещение щебнисто – глыбового материала (склоны троговых долин)

Каменные глетчеры – потоки на склонах, в основном, грубообломочного несортированного материала, включающие лёд.

Сели – грязекаменные потоки, движущиеся со скоростью до 120 м/с

Курумы – каменные поля, реки, потоки (склоны до 40°). Щебнисто – глыбовый материал. Скорость – см в год.

Солифлюкция – медленное перемещение щебнисто – глинистого материала со скоростью 100 мм в год. Мерзлотная солифлюкция.

Солифлюкционные потоки, дели, языки, валы, террасы.

Факторы:

- Низкие температуры
- Морозное выветривание

- Нивация – подтаивание ледников
- Увлажнение за счёт таяния льда и фирна
- Литология
- Тектоника
- Сейсмичность

Каменные глетчеры. Перигляциальная зона. Движущиеся по склонам потоки, в основном, грубообломочного несортированного материала, включающие лёд.

Строение каменного глетчера. Обломочный материал лавин и осыпей, подготовленный морозным выветриванием, подпитывается талыми водами. Продукты разрушения ледников.

Сели – грязекаменные потоки, движущиеся со значительной скоростью (до 120 м/сек). Сель в долине р. Баксан, пос. Эльбрус (июль 2000 г.) Источник материала – морены в горах, причина – таяние ледников. На отложениях древних селевых потоков стоит пос. Терскол.

1937-1977 г. – 5 катастрофических селей нанесли ущерб городу Тырныауз. Объем материала в 1977 г. Составил 3 млн. куб. м.

Типичное моренное озеро – потенциальный очаг селя, который возникает при прорыве вод озера в русло.

Материал снежно – каменных лавин – потенциальный источник селей.

Курумы – каменные поля. В перигляциальной зоне. Грубый щебнисто – глыбовый материал.

Солифлюкция – медленное перемещение щебнисто – глинистого материала. Скорость 100 мм в год. Более тонкий, глинистый материал.

Солифлюкционные террасы. Крутизна склонов 10-25 градусов. Относительная высота 5 – 30 м до 100м. Ширина – 5-10 до 500м. Длина до 1-2 км. Оттаивание деятельного слоя.

Оползни

Оползни – гравитационное смещение материала вниз по склону (Рис. 4.3).

Виды оползней:

- Оползни – обвалы
- Оползни отседания
- Оползни – потоки или глетчерные
- Оползни блоковые:
 - Детрузивные
 - Деляпсивные
- Осовые. Глубина скольжения 5 м.
- Спльвы. Глубина скольжения не более 1 м.

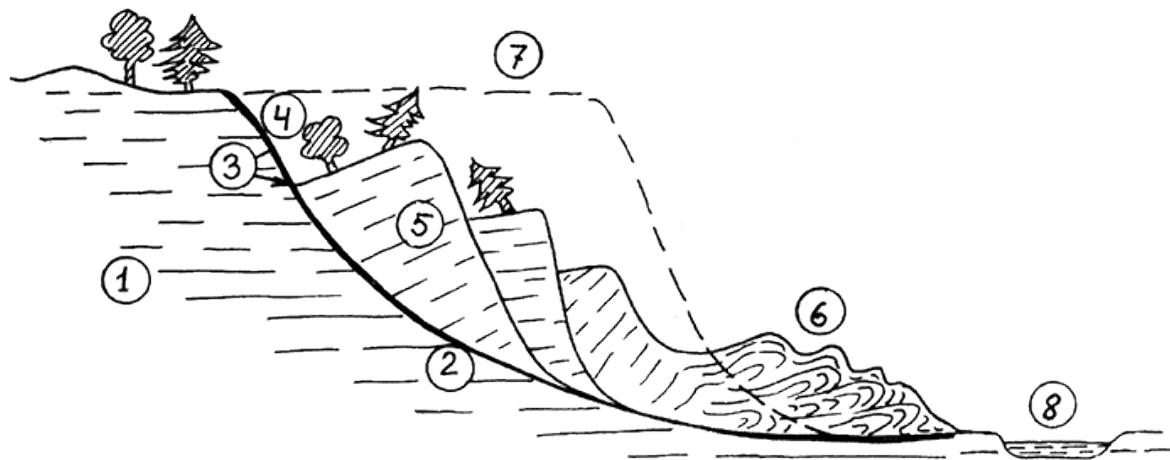


Рис. 4.3. Схема строения оползня. 1 — коренные породы ненарушенного склона; 2 — поверхность скольжения; 3 — тыловой шов; 4 — надоползневая уступ; 5 — оползневые тела; 6 — бугор пучения; 7 — первоначальное положение склона; 8 — река

Важно положение уровня поверхности скольжения относительно базиса эрозии.

Факторы образования оползней: экзогенные и эндогенные

- Подземные и поверхностные воды
- Литология
- Суффозия
- Крутизна склона
- Абрация
- Подмыв склона рекой
- Геологическое строение
- Сейсмичность
- Антропогенная деятельность

Генетические типы оползней по преобладанию фактора

- Консистентные (пластичный)
- Суффозионные
- Суффозионно-консистентные
- Структурные
- Консистентно-структурные
- Суффозионно-структурные
- Консистентно-суффозионно-структурные

Делювиальные склоны

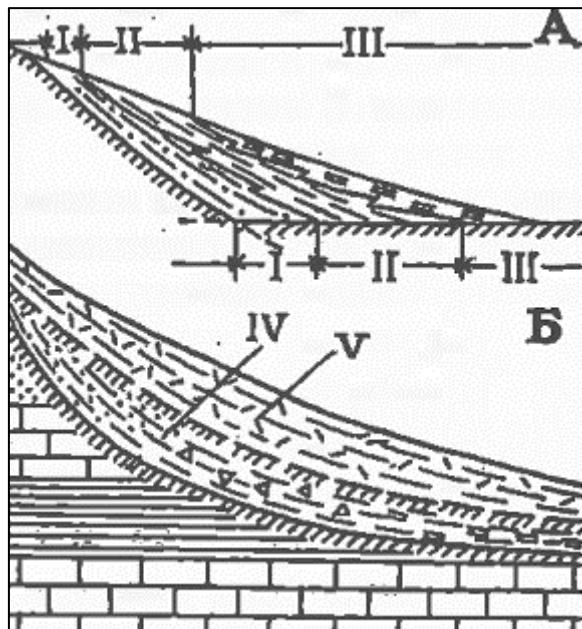


Рис. 4.4. Склоновые отложения платформенных равнин (по Е.В. Шанцеру, 1966).
А – схема строения делювиального шлейфа. Зоны осадконакопления и
соответствующие фации делювия. I – привершинная зона осадконакопления, II –
зона переменного режима осадконакопления, III – зона устойчивого
субламинарного осадконакопления
Б – слоистое строение делювиального шлейфа по Н. И. Николаеву, 1954. IV –
нижний слой с обломками подстилающих пород, V – верхний слой однородный,
представленный суглинками и глинами.

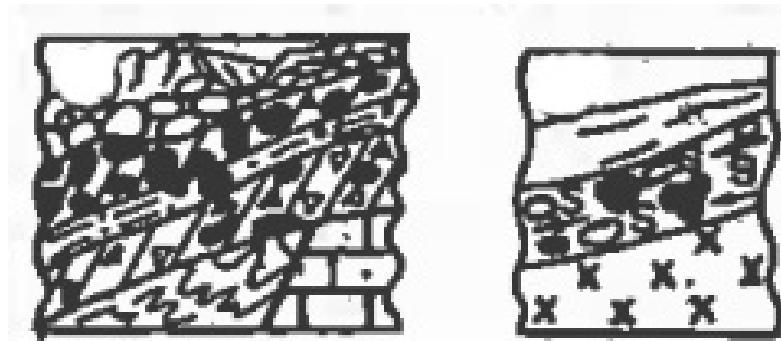


Рис. 4.5. Склоновые отложения десерпционно – осыпные и полигенные
Десерпционно – осыпные (верхняя часть скользит по морене)
Солифлюкционно – осыпные, т.е. полигенные (вечная мерзлота)

Этапы развития рельефа, как эволюция склонов и водоразделов

1. Пауэлл – «Геология гор Ушита» (1876 г)
2. «Горы – эфемерные формы рельефа»
3. Доттон (1883г.) «Все области стремятся к базису эрозии, наконец достигая его»

4. Дэвис – 5 стадий развития. Основывался на «циклах выравнивания, выделенных вслед за Лоусоном и Хейсом.
5. Лоусон (1893г.) «геоморфологический цикл» - период времени, в течение которого процессы субаэральной эрозии преобразуют участок суши и образуется низкая равнина
6. *Пенеплен* – предельная холмистая равнина, выработанная на складчатом основании (В.М. Дэвис)
7. Региональная поверхность раздела, маркирующая переход от мобильного орогенного режима к стабильному платформенному с формированием кор выветривания (Н.С. Шатский, А. Д. Наумов)
8. *Педимент* (К. Доттно, 1882г.) – предгорная скалистая равнина. Вырабатывается к базису денудации.
9. *Педиплен* – обширная слабонаклонная равнина, образовавшаяся в течение длительного отступания склонов и за счёт слияния педиментов (В. Пенк и Лестер Кинг)

Условия: постоянное положение базиса денудации и этап длительного покоя.

Нисходящее развитие.

Лекция 5

Речные долины в горных и равнинных областях

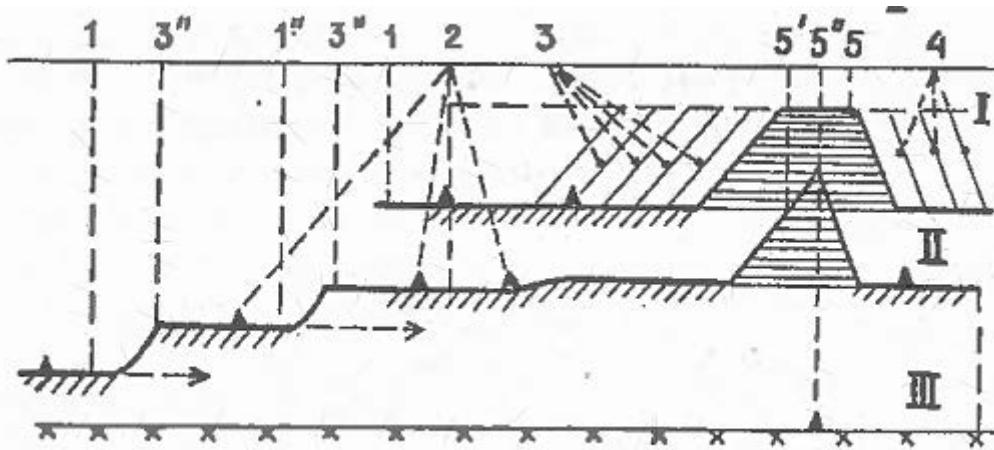


Рис. 5.1. Педипленизация по Л. Кингу (1967)

Поверхности выравнивания

1. Статические ($T=0$). Среди них педиплены (Рис. 5.1). Денудационные и аккумулятивные. Платформенный режим – неоднократное формирование их. Педименты – промежуточные локальные формы их.
2. Динамические ($T>0$ и $T>D$). Участки активизации. Горные сооружения и платформы. Ступени на склонах – результат неравномерного поднятия.

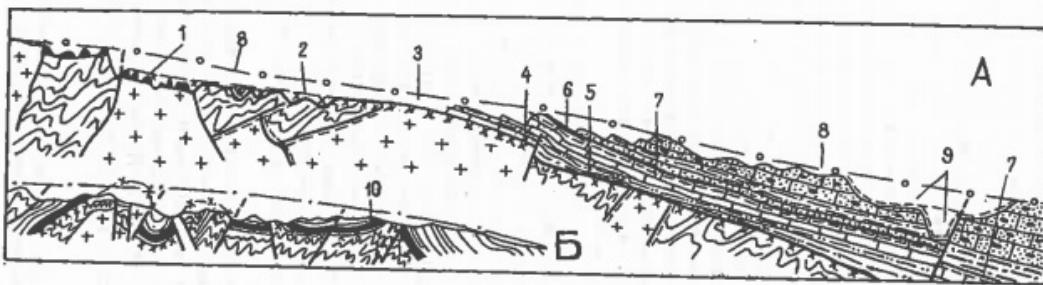


Рис. 5.2. Поверхности выравнивания для Юго-Западного Тянь-Шаня. А – геоморфологическая позиция пенеплена, предорогенной и орогенной поверхностей. Б – линия с точкой- орогенная поверхность, обобщающая линия сводообразного поднятия

Речные долины в горных и равнинных областях

Речные долины – результат эрозионной деятельности

Генетический ряд – борозда – рывтина – промоина – овраг – балка – речная долина

Энергия реки

$$\text{Энергия реки} = MV^2/2$$

M – масса воды в потоке, V – скорость течения

$$V = C\sqrt{Ri} \text{ (закон Шези)}$$

и зависит от: i -уклона реки, R – гидравлического радиуса русла, C – коэффициента шероховатости русла

расходуется на:

1. Преодоление сопротивлений движению воды (трение, турбулентность, вихри)
2. Перенос взвешенных частиц
3. Корразию
4. Ускорение течения
5. Переход в потенциальную энергию (увеличение толщины слоя воды (по И. С. Щукину)

Расход воды – масса воды на единицу площади в единицу времени

Скорость (V) растёт, когда увеличивается расход

Эрозия дна – сальтация частиц эродированного слоя. Гидравлическое выпахивание – ударное воздействие воды, проникающей в трещины.

Соотношение скорости течения, расхода воды (объем воды в единицу времени) и количество обломочного материала в потоке.

Стадийность развития

Стадия донной эрозии – эрозия преобладает. Осадка мала.

Стадия боковой эрозии – скорость потока меньше и уравновешивается количеством осадка в потоке. Долина увеличивается вширь, река меандрирует.

Стадия аккумуляции – аккумуляция преобладает за счёт увеличения осадка.

Расщепление русел, фуркация.

Стадия развития речных долин и их конфигурация.

Высокая скорость и мало осадков

1. Низкая скорость, мало осадков
2. Образование меандров
3. Скорость возрастает, эрозия подмываемого берега
4. Аккумуляция на другом, намываемом берегу
5. По мере эрозии и аккумуляции меандры сближаются
6. Во время паводков скорость и количество воды возрастают, и река вырабатывает новое русло
7. Старое русло отшнуровывается и образуется озеро

Высокая скорость течения и много осадков

Климатический фактор также влияет на формирование долины.

Меандрирование приводит к формированию стариц и образованию зрелой долины.

Зрелая долина – русло реки, пойма, прирусловая отмель, старицы и высокая пойма. Если изменится базис речной долины пойма превратится в террасу.

Смещение меандров – они смещаются вниз по течению.

Типы меандров

1. Врезанные – условия растущих поднятий
 2. Блуждающие – в условиях прогибания

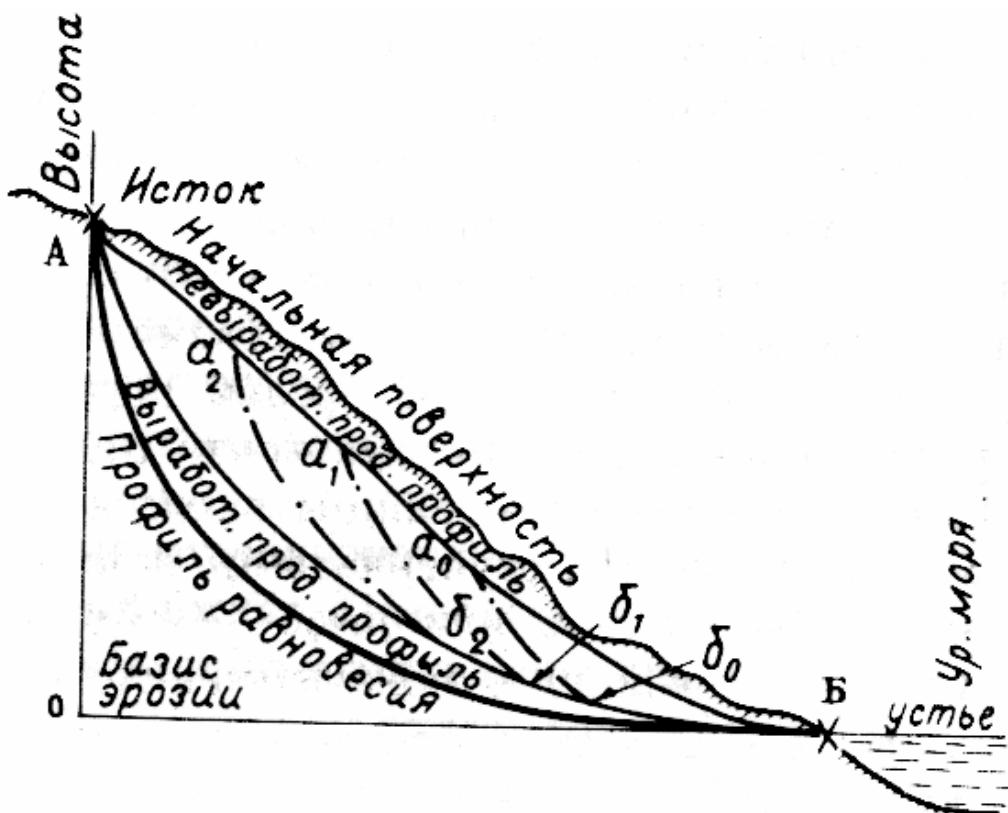


Рис. 5.3. Профиль равновесия реки

Профиль равновесия (Рис. 5.3) – кривая, которая показывает соотношение силы реки и сопротивлением этой силы. Идеального профиля равновесия река достигает на поздней стадии – вся энергия реки тратится на перенос.

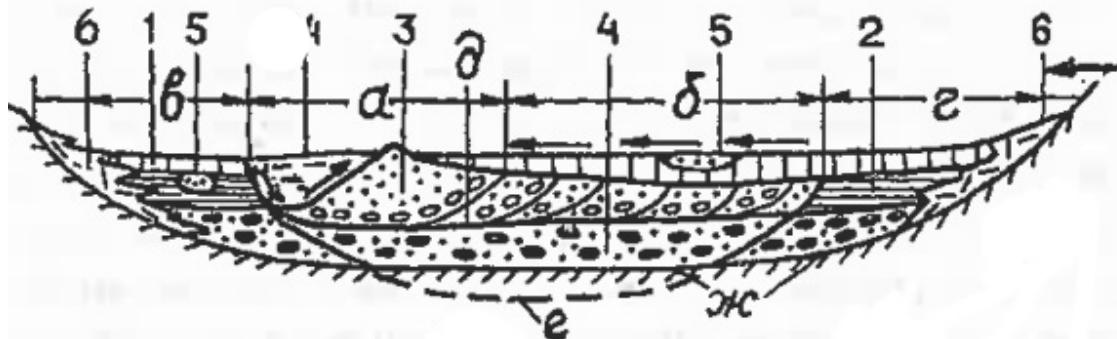


Рис. 5.4. Строение речной долины в поперечном сечении и фации аллювия (Н.П. Костенко)

1,2 – пойменный аллювий, русловой аллювий; 3 – молодой, 4 – древни, 5 - старичный аллювий, 6 – коллювиальные отложения, перекрывающие склон террасы. Элементы рельефа: 3 – прирусловой вал.

А – современное положение меандра, б – участок с уничтоженным древним аллювием, в, г – участки с сохранившимся древним аллювием, ж, д, е – глубина переработки руслового аллювия (Рис. 5.4).

Виды фаций:

Русловая фация – грубые отложения – галька, пеки.

Пойменная фация – образуется в результате паводков – более тонкие фации – суглинки, глины с органическими осадками. Перекрывает русловую фацию

Старичная фация – сначала озерные остатки – глинистые тонкие отложения, затем болотная фация- торфяники – процесс разложения органики.

Типы аллювия и стадии развития речной долины

1. Стадия глубинной эрозии. Инстративный тип. Грубый галечник, плохо сортированный и плохо окатанный.
2. Стадия боковой эрозии. Сустративный тип. Грубый галечно-валунный материал.
3. Стадия меандрирования реки. Констративный (настилаемый) тип. Преобладает аккумуляция. Хорошая степень окатанности. Фуркация русла.
4. Стадия динамического равновесия. Перстративный тип: песчано-галечниковые отложения с ритмичной слоистостью. Нет врезания.

Цикловые долины и террасы в условиях поднятия и эрозии

Террасы

Терраса включает площадку – выровненный участок, тыловой шов – сочленение площадки со склоном, бровка – там, где эта площадка заканчивается и уступ.

Речные террасы характеризуются типом и высотой. Высота террасы измеряется. Террасы нумеруются от более молодой террасы к более древней. Самая древняя – самая

высокая. Высота измеряется над урезом воды. Высота от площадки до уреза воды. Если известна абсолютная отметка уреза воды и абсолютная отметка высоты террасы, то можно определить высоту террасы.

Цикловые долины

Долина развивается слева направо. Было дно долины – новый импульс движения, связанный с изменением базисом эрозии. Цикл развития включает стадии развития речной долины. Долина сначала вырабатывает свой профиль равновесия к одному базису эрозии, и так далее. Постепенно идёт углубление речной долины.

Цикловая долина включает в себя выше расположенный склон и площадку, а терраса площадку и нижерасположенный склон. Цикловая долина включает в себя одновозрастные элементы рельефа.

Эрозионные террасы и цикловые долины формируются без аллювия (Рис. 5.5). Преобладают террасы, лишённые аллювия, так как процесс не доходит до стадии боковой эрозии. Поэтому эти террасы преимущественно развиты в горных условиях. Очень часто площадки там не сохраняются. Так как там идёт процесс поднятия и врезания. Стадии боковой эрозии там нет.

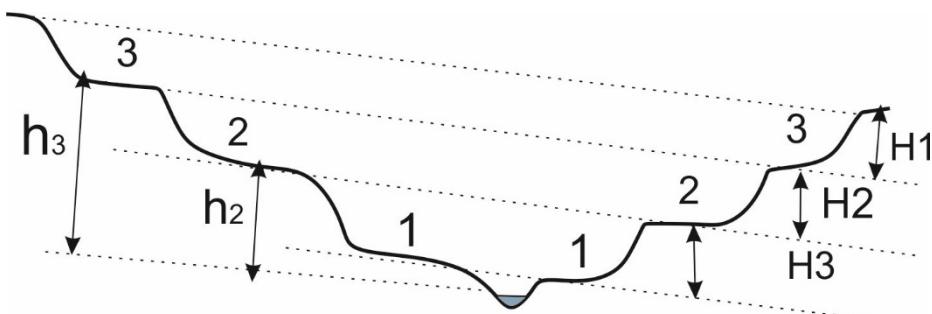


Рис. 5.5. Эрозионные террасы и H_1 , H_2 , H_3 - цикловые долины

2 тип – также можно встретить в горных условиях – **эрэзионно-аккумулятивные долины**. Цоколь – древние породы. Бывают с открытым цоколем и закрытым, когда есть аллювий.

Цикловые долины и террасы в условиях прогибания и аккумуляции

Здесь преобладает **аккумулятивный тип** террасы.

На равнинах – прислонённый и наложенный тип террас. Аллювия здесь образуется больше. И площадка, и склон сложены аллювием – **прислонённый тип** (р. Дон, р. Волга) (Рис. 5.6).

Весь аллювий предшествующего типа практически полностью прорезается последующим циклом.

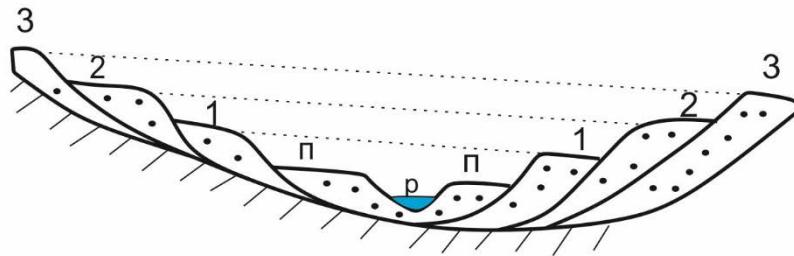


Рис. 5.6. Прислонённый подтип террас

Вложенный тип – последующий тип полностью прорезает аллювий предшествующего, сохраняется некая мощность (Рис. 5.7). Следующий тип как бы вложен в предыдущий. Мощность аллювия десятки и реже первые сотни метров за неоплейстоцен.

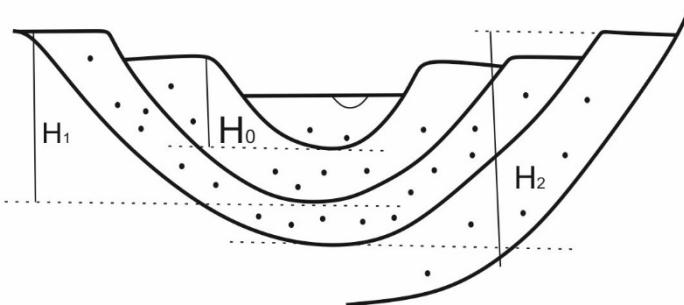


Рис. 5.7. Вложенный подтип террас

Наложенный подтип – характерны для областей предгорных впадин, когда идёт процесс прогибания идёт интенсивно, что элементы террас не видно. Поверхность ровная. Аллювий находится в погребённом состоянии. Мощность аллювия достигает сотен метров.

Лекция 6

Речные долины и террасы

Покровная толща – полигенные отложения пролювиально-делювиального-десерпционно-солифлюкционного и др. генезиса. Они могут быть моложе коренного аллювия.

Типы речных долин по характеру замыкания

Долина имеет исток и устье-базис эрозии. Такие реки – **полуоткрытый тип** (Рис. 6.1). Типичны для равнинных условий (например, река Волга)

2 тип – **открытый тип** (эпигенетическая сквозная долина). Есть 2 реки с разным базисом эрозии. Река Б более энергичная, так как энергия реки прямо пропорциональна уклону. Эти реки вырабатывают свой профиль равновесия, и река B_3 поглощает реку A , подчиняет её себе как приток. Долина B_3 – сквозная долина. Это новая эпигенетическая сквозная долина. Река с большей энергией подчинила себе реку с меньшей энергией.

3 тип – **закрытый тип замыкания**. Реки карстовых областей.

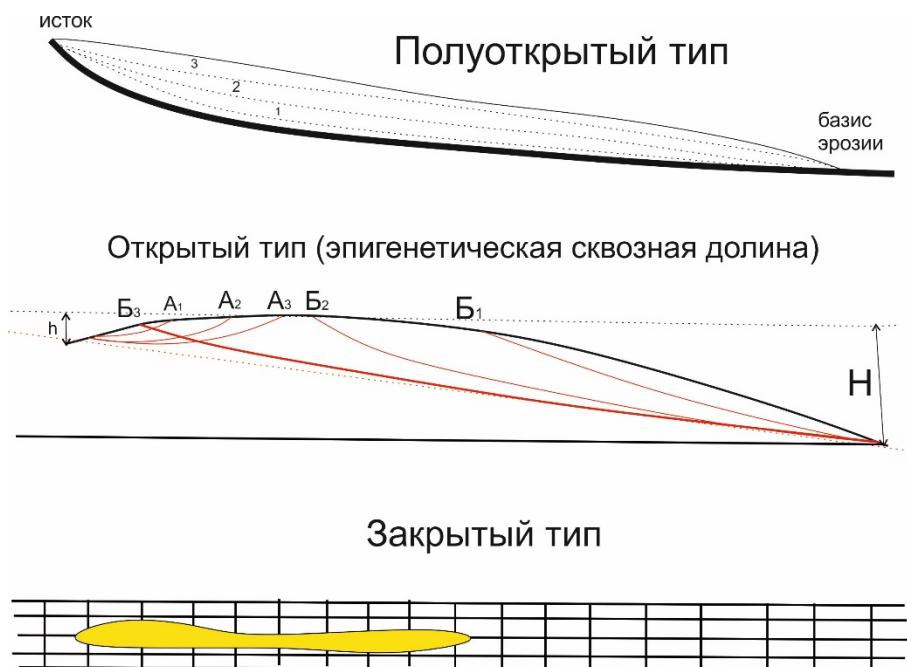


Рис. 6.1. Типы речных долин по характеру замыкания

Речные долины в поперечном сечении

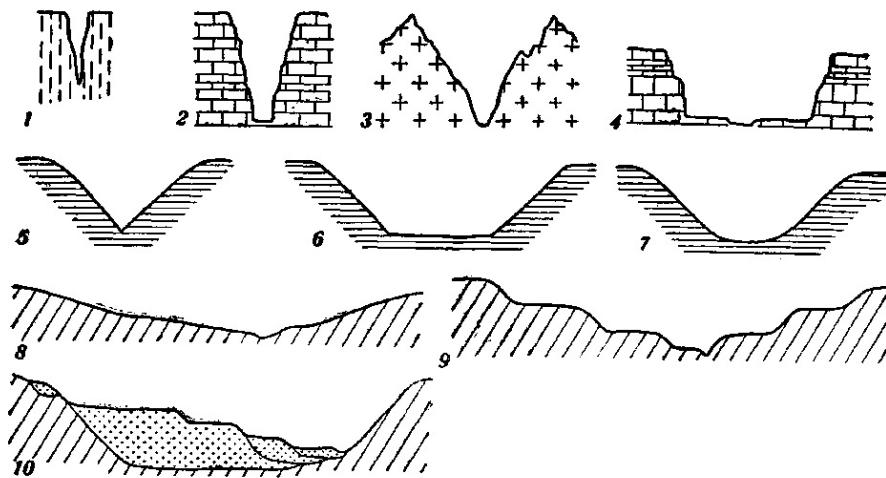


Рис. 6.2. Речные долины в поперечном сечении. 1- теснины, 2 – каньоны, 3- ущелья, 4 – ящикообразные, 5 – V-образные, 6 – трапециевидные, 7 – корытообразные, 8 – разложистые, 9 – террасированные,10 - асимметричные

Существуют реки равнинных и горных областей. Также долина зависит от литологии. Теснини преобладают в горных областях. Террасы в них не видны, преобладает процесс донной эрозии и последующий врез уничтожает предыдущую площадку.

Каньоны, в условиях невыработанного профиля равновесия, крепких пород. Условия горных областей.

Ущелья – горные области, в литологических устойчивых породах.

Ящикообразный тип – здесь включается боковая эрозия, русло реки расширяется, переходный тип, чаще в горных областях.

V-образный – в горных областях в склонах хребтов, поднятий, там, где процесс идёт в условиях докритических скоростей.

Трапециевидный тип – присутствует боковая эрозия, могут образовываться в предгорьях.

Корытообразные – долины высоких ярусов рельефа – троговые долины – разрабатывается долина вширь из-за действия на неё ледника.

Разложистый, террасированный, асимметричный тип – в равнинных областях (Рис. 6.2).

Типы речных систем

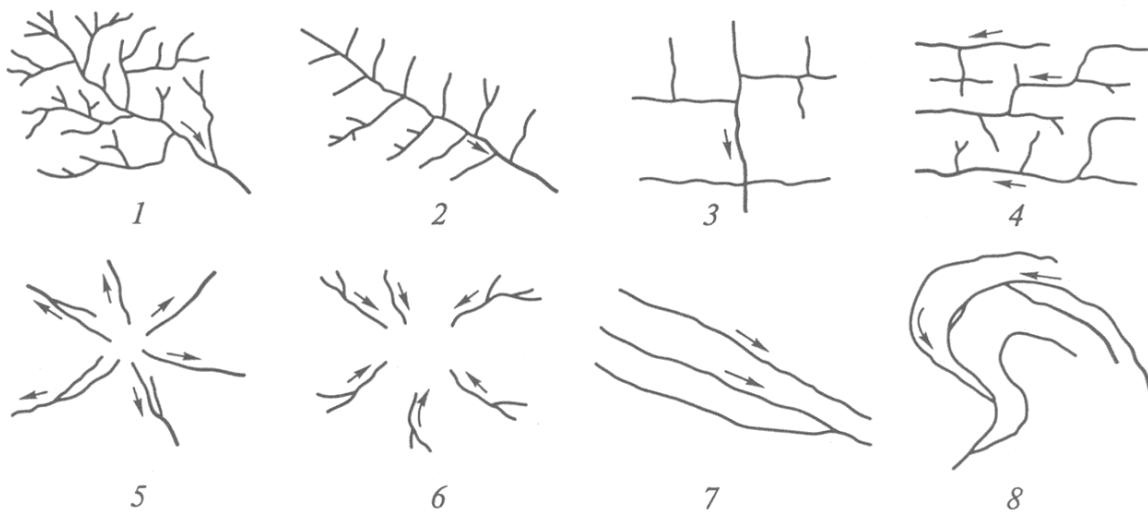


Рис. 6.3. Типы рисунков речной сети: 1- древовидный, 2 – перистый, 3 – ортогональный, 4 – решетчатый, 5- радиальный центробежный, 6-радиальный центростремительный, 7 параллельный, 8 - кольцевидный

Речные системы включают серию речных долин.

Древовидный тип – платформенные равнины.

Перистый – притоки подходят под прямым углом. Это может быть связано с литологией или системой трещин.

Ортогональный – речные долины горных областей (Кавказ) – составные реки.

Решетчатый – имеются несколько направлений, может быть связано с литологией, по системам трещин могут протекать эти реки.

Радиальный центробежный - характерен для вулканических построек, растущих поднятий.

Радиально центростремительный – характерен для впадин.

Параллельный – также связан с системой трещин

Окаймляющий – характерны для растущих новейших поднятий (Рис. 6.3).

Речные системы – один из признаков, с помощью которых можно определять структуры.

Речные долины и тектоника

Речные долины откликаются на тектонические движения разного ранга, как малоамплитудных – 1, 2 м, также и в горных районах.

Речные долины и геологическое строение

Складчатое строение:

- 1) Согласные (центральные). Речные долины по отношению к складкам могут быть согласными с осями синклинальных и антиклинальных складок.
- 2) Секущие (открытые и полуоткрытые). Антецедентные – идут вкрест простирации складок и развиваются на фоне роста поднятия.
- 3) Составные – согласные + секущие – коленообразной формы

Межгрядовые – чередование пород устойчивых и неустойчивых – в моноклиналях.

Долины по падению – *консеквентная*

Долина по простиранию – *субсеквентная*

Ресеквентная – развивается по восстанию.

Обсеквентная – по падению, но является долиной-притоком.

Также бывает диагональная долина.

Много долин приурочено к разрывам – *приразрывная*. Не все прямолинейные долины связаны с разрывом.

Блоковое строение:

- Развивающиеся грабен – синклинали. Центральная часть опущена, и к этой центральной части приурочена долина.

Молодые вулканы:

- Радиальные долины

Зоны разрывов (раздвинги и сбросы) и трещинноватости. Слабая зона, присутствует тектоническая составляющая.

Изменение строения долин при переходе из области поднятия в область погружения (Ножницы)

Область поднятия и область впадины. Продольный профиль речной долины. На поднятии 3 террасы. Когда терраса попадает из области поднятия эрозионного типа в область погружения, она становится аккумулятивной наложенного типа. Самый древний аллювий – самый нижний – нормальный разрез. А на поднятии наоборот (Рис. 6.4).

Ножницы могут пересечься в одной точке – в области разлома.

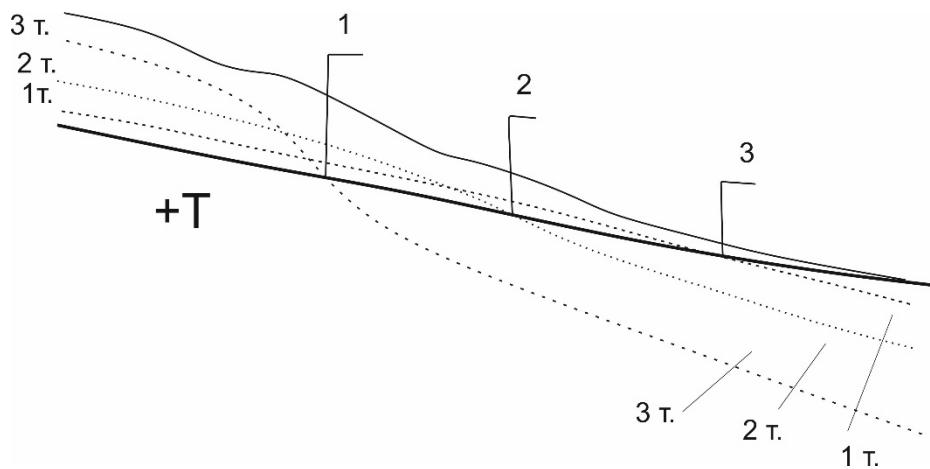


Рис. 6.4. Изменение строения долин при переходе из области поднятия в область погружения

Важной особенностью речных долин является её перестройка в процессе роста поднятия.

Поднятие нарушено серией речных долин (Рис. 6.5). Продольные долины существовали на начальной стадии формирования поднятия. Далее в процессе роста начинается рост поперечных долин. Первичные долины становятся притоками новых долин. Продольные долины могут изменять своё направление течения. На водоразделе сквозная эпигенетическая долина остановилась. Есть участки с сохранившимися продольными долинами.

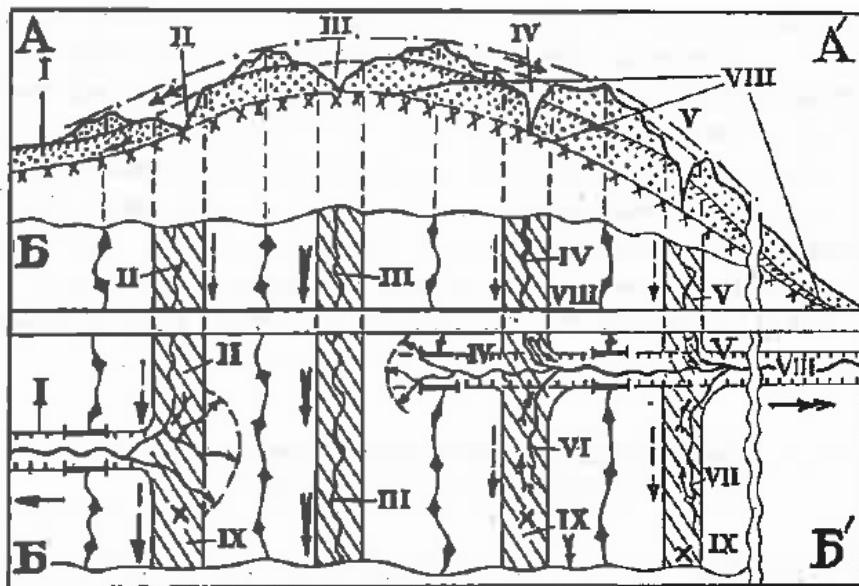


Рис. 6.5. Перестройка речной долины в процессе роста поднятия

Как ведёт себя речная долина, встречая растущее поднятие.

Общее поднятие

Растёт частное поднятие в условиях общего поднятия, которое граничит с впадиной. При переходе меняется тип террас. Появляются дополнительные уровни террас, явление расщепления, на склоне синклинали и антиклинали появляется аллювий

Зарождающееся поднятие в условиях погружения

Разница проявляется не так сильно, так как поднятие только зарождается. Небольшая разница в ширине, она тем меньше, чем меньше скорость поднятия. Появляется покровная толща, аллювий. В области, которая примыкает к поднятию, образуется фация подпруживания.

Речная долина может огибать поднятие, либо пересекать поднятие. Это зависит от скорости роста поднятия и скорости вреза реки, которая зависит от энергии реки. Если скорость роста велика, река огибает поднятие. Если скорость роста мала, а река имеет большую энергию, она пересекает поднятие.

Эрозионная сеть – индикатор новейших дислокаций.

Приуроченность речных долин и их участков к зонам разрывов, трещиноватости, дробления пород. *Понятие слабая зона.*

Линейные участки гидросети, преломление речных долин указывают на проявление новейшей дислокации - при пересечении зон разрыва (новейшие разрывы). Также русла могут смещаться по сдвигам.

Геоморфологические методы

Изучение склоновых (коллювиальных) и аллювиальных отложений.

Аллювиальные россыпи связаны с деятельностью рек. Активный слой – подвижная часть аллювия, перемещаемая рекой. От его величины и положения зависит консервация россыпей. Россыпи бывают русловыми, долинными, террасовыми, погребёнными (Рис. 6.6).

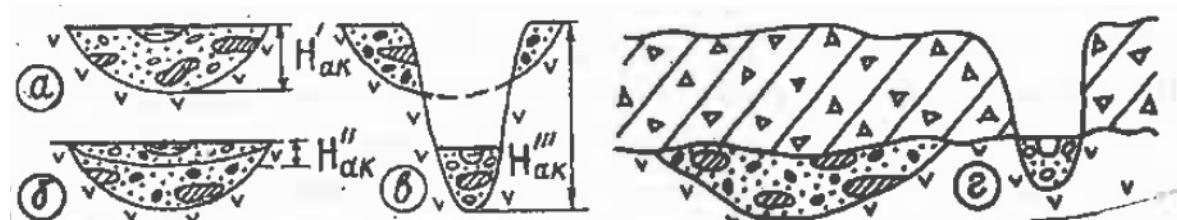


Рис. 6.6. Типы аллювиальных россыпей: а) русловые, б) долинные, в) террасовые, г) погребённые.

Ловушки, способствующие концентрации металла в аллювии: экзогенные (сужения реки образуют: конусы выноса, осыпи, морены) и эндогенные (потоки лав, выходы устойчивых к денудации пород, растущие поднятие и впадины, блоки)

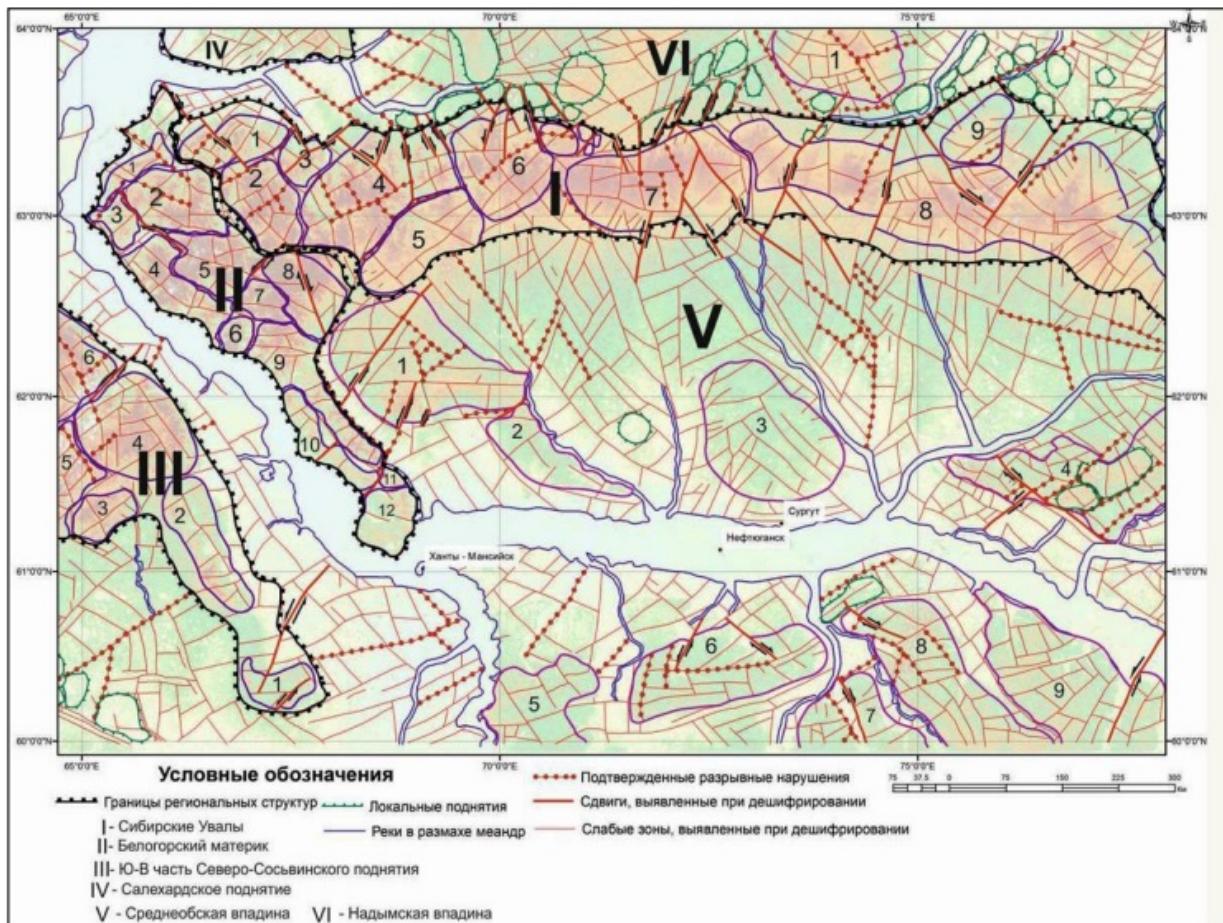


Рис. 6.7. Структурно-геоморфологическая карта центральной части Западно-Сибирской равнины (Панина, Мануилова, 2017).

Например, центральная часть Западно-Сибирской платформенной равнины осложняется субширотным сводово-блочным поднятием Сибирских Увалов с абсолютными отметками 140-170 м. В рельефе – это сочетание частных поднятий и впадин, нарушенных разрывами, в том числе новейшими сдвигами и линеаментами, которые разрабатываются речными долинами (Рис. 6.7). Это помогает в поиске нефти и газа.

Лекция 7

Побережья

Влияние развивающихся понятий на характер аллювиальных отложений и их металлоносность. Пересечение рекой поднимающегося блока.

Перед растущим блоком – фация подпруживания. В дальнейшем долина, преодолевая этот блок, становится антецедентной и выходит из этого поднятия – фация разгрузки.

Фации подпруживания и фации разгрузки – обе перспективны для поисков россыпей.

Также реконструируют древние долины с целью поисков коренных источников металла по металлоносности аллювия рек (в зонах разрыва, консервация россыпи). Необходимо учитывать перестройку речных долин и новейшие тектонические процессы.

Металлоносность коллювия. Ареал рассеивания металлосодержащих пород всегда смещён вниз по склону и может быть перекрыт более молодым коллювием. Чем положе склон, тем обширнее и беднее ареал рассеивания. Важно расположение рудного тела.

Металлоносность аллювия и коллювия.

- Перенос рекой металлоносного коллювия. Со склонов металлоносный коллювий поступает в реку и обогащают аллювиальные отложения.
- Погребение металлоносного аллювия коллювием. Металлоносный аллювий становится консервированным.
- Изоляция древнего металлоносного аллювия современным коллювием.
- Разрушение древней террасовой россыпи и обогащение коллювия и современного аллювия.

Поиски месторождений нефти и газа

Признаки выявления новейших поднятий на равнинах

- Конфигурация термокарстовых озёр
- Изменение абсолютных отметок рельефа
- Выявление участков подпруживания (заболачивания перед растущими поднятиями)
- Оконтуривание речными долинами развивающихся поднятий
- Радиально расходящийся рисунок гидросети

Рельеф побережья

Рельеф побережья – взаимодействие субаквальных и субаэральных процессов

Элементы рельефа побережья

Существует внешняя зона и внутренняя зона. Внешняя зона – находится постоянно под уровнем воды – субаквальная. Внутренняя зона – ближе к сушке, может периодически заливаться водой, субаэральная часть. Есть берег, склон берега. В области суши – пляж, абразионная площадка, где преобладает процесс абразии и подводная аккумулятивная терраса – это уже субаквальный тип (Рис. 7.1). Все эти элементы подвижны.

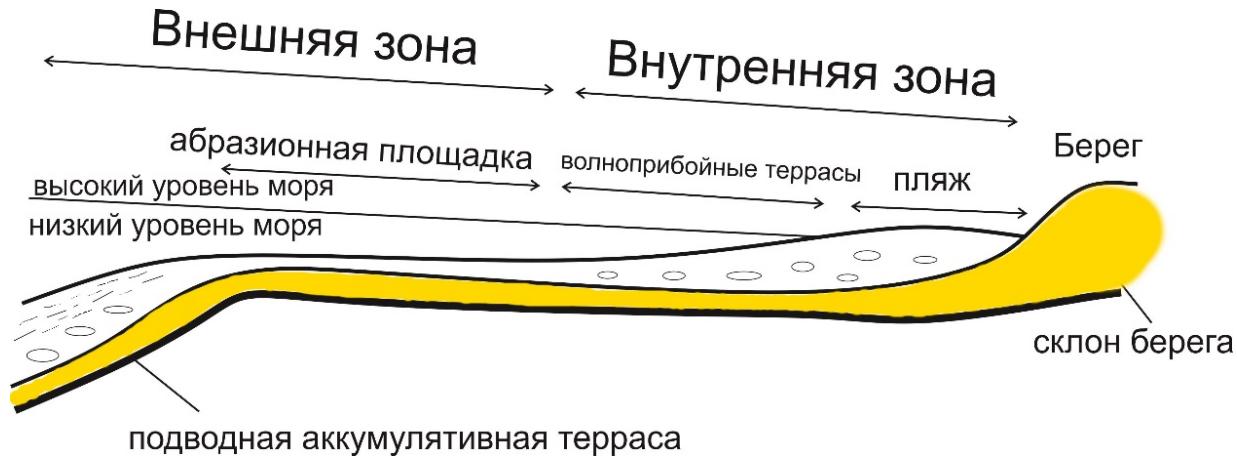


Рис. 7.1. Элементы рельефа побережья

Рельефообразующие факторы:

- Работа моря: волнения, вызванные ветром
 - Морские течения
 - Приливно-отливные явления
- Климат
- Биогенный фактор
- Геологическое строение
- Литология
- Физико-геологические процессы (оползни, карст и др.)
- Новейшие движения

Параметры волн и волновые движения

Главный спусковой механизм – *ветер*.

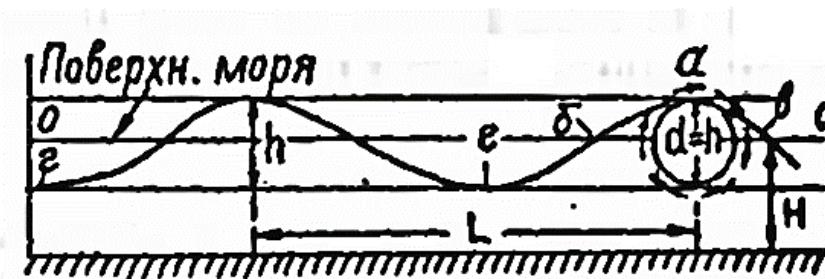


Рис. 7.2. Параметры волн и волновые движения

- h -высота
- L -длина
- a -гребень

- d -диаметр орбиты движения частиц воды
- T -период волны – время, в течение которого частица воды описывает полностью орбиту

Волнения. Изменение орбит волн в зависимости от соотношения глубины и длины (Рис. 7.3)

Высоты волн: от 2-6 до 12м (Симеиз) до 40м (г. Тилламук, шт. Орегон)

Длины: 300-400м

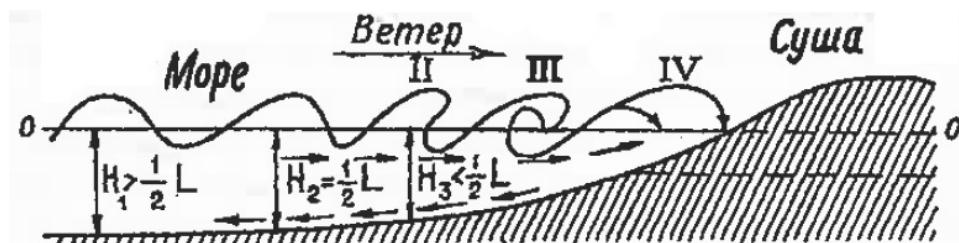


Рис. 7.3. Изменение орбит волн в зависимости от соотношения глубины и длины

По мере приближения к берегу высота волны уменьшается, волна становится асимметричной, волна запрокидывается, забурунивается и накат волны на сушу. Ответственный за это ветер.

Морские течения

1. Вдольбереговые (до 3 км час)
2. Разрывные, направлены перпендикулярны
 - В результате образуются цунами и штормовые нагоны. Скорости до 900 км в час.
 - Аляскинское землетрясение в 1964 г. за 108 мин. Волны пересекли весь океан.
 - Штормовой нагон. Уровень моря поднимается на 2,5м.
 - Тропические ураганы

Приливы и отливы – горизонтальное перемещение масс

- Скорость 5 км в час на участке глубиной 7 м у берегов Восточной Азии
- В Бискайском заливе на глубине более 150 м – скорость 1 км в час
- Интервал – 12 ч.25 мин.

От чего зависит тип побережья:

Профиль равновесия – равновесие между волновой энергией и количеством и качеством переносимого материала.

- $F > n+t$ перемещение частицы вверх по склону
- $F = n+t$ равновесие
- $F < n+t$ скатывание частицы вниз по склону (Рис. 7.4)

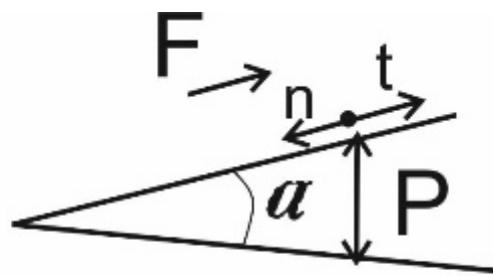


Рис. 7.4. Перемещение частицы в зависимости от сил

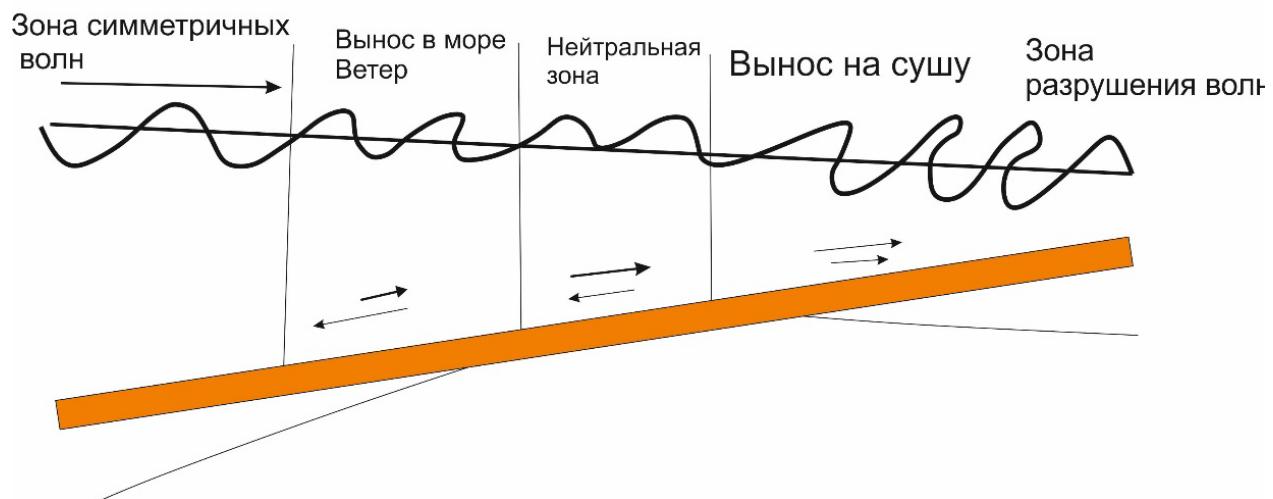


Рис. 7.5. Идеальная схема перемещения наносов в условиях равных уклонов дна, сложенного однородным материалом (по В. П. Зенкевичу)

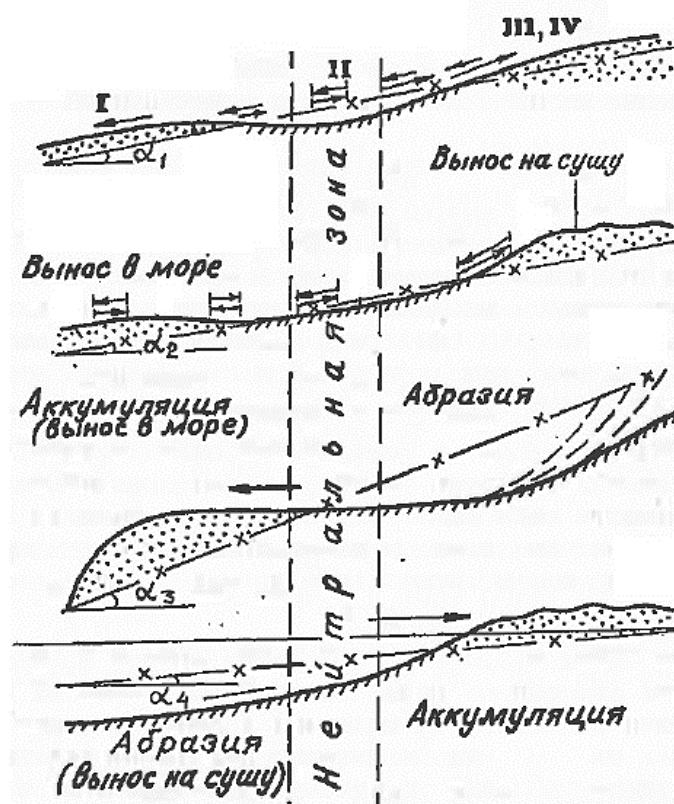


Рис. 7.6. Выработка профиля равновесия при различных уклонах дна

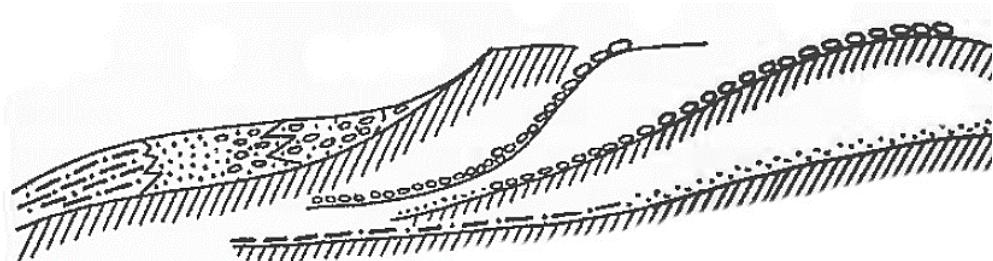


Рис. 7.7. Размерность осадков в зависимости от уклона дна

От размерности осадков дна зависит профиль равновесия. Осадки крупнее ближе к суще, к морю осадки становятся всё меньше и меньше. На крутых берегах осадки более грубые, когда берег пологий – пески и глинистые осадки (Рис. 7.7).

Емкость потока и мощность перемещаемого материала

- *Емкость (E)* – максимальное количество материала, которое поток может перенести
- *Мощность наносов (M)* – фактическое количество материала, переносимого потоком
- *Насыщенность* – соотношение этих величин. При $E=M$ – аккумулятивный тип побережья, при $M < E$ – абразивный тип
- Абразия и аккумуляция зависят от соотношения емкости потока и интенсивности поступления материала (Рис. 7.6).

- Расположение участков абразии и аккумуляции обусловлено особенностями волнового режима, геологического строения, рельефа побережья и др.

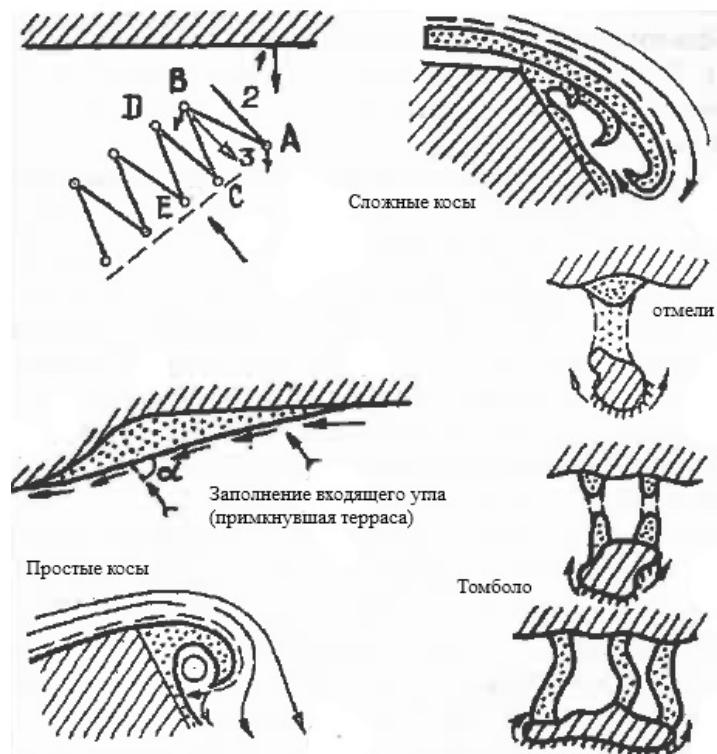


Рис. 7.8. Аккумулятивные формы, созданные продольным перемещением наносов

Наиболее выгодная энергетически форма – примкнувшая терраса. Откладывание в тени берега – простые косы. Сложные косы – когда большое количество материала. Волны встречают на своём пути остров, огибают его и образуют наносы. Томболо – при большом количестве материала (Южный берег Бразилии) (Рис. 7.8).

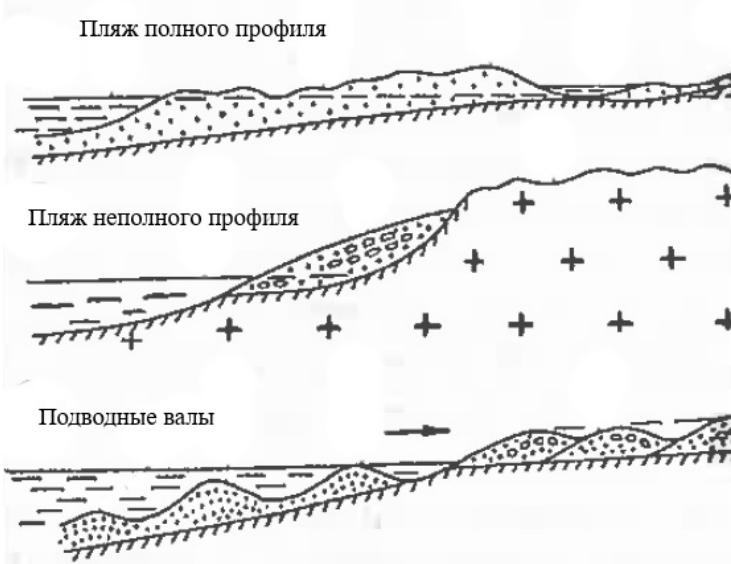


Рис. 7.9. Аккумулятивные формы, созданные поперечным перемещением наносы

Пляжи полного профиля – пологий склон, большие широкие пляжи

Пляж неполного профиля – крутой склон, пляж незначительный.

Подводные валы образуются в области забурунивания. До 30-40 м высотой (Рис. 7.9).

Береговые бары – могут выступать на высоту 4-5 м над уровнем моря. Образуют лагуны, болота. Бары – результат абразии дна и выноса наносов к берегу в условиях повышения уровня моря. Периферия растущих поднятий в море.

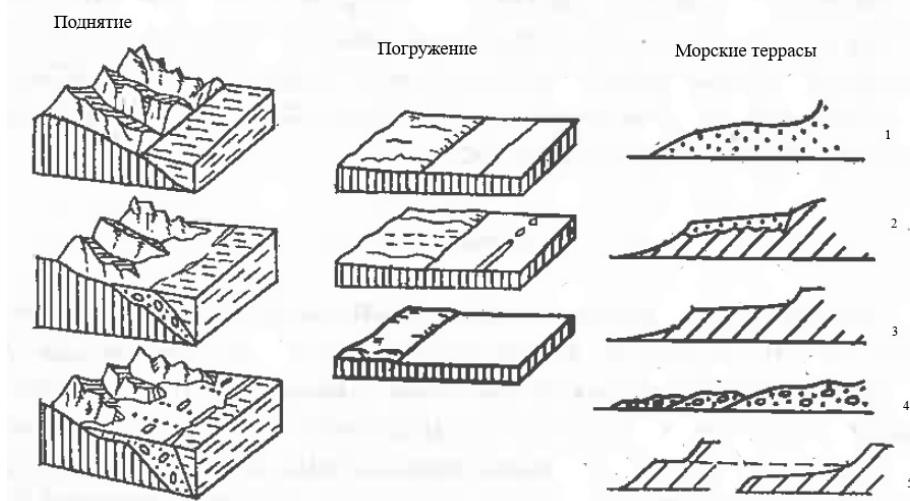


Рис. 7.10. Влияние новейших движений на рельеф побережий. Типы морских террас: 1-аккумулятивная, 2 – абразивно-аккумулятивная, 3-абразивная, 4-серия аккумулятивных террас, 5-различная степень размыва абразивной террасы

Если на огромном районе сохраняются высоты террас, скорее всего поднятие связано с эвстатическим поднятием моря, если происходит деформирование – то поднятие вызвано тектоникой. Бенчи, пляжи образуются в условиях поднятия. Лагуны в условиях погружения. Корреляция морских и речных террас (Рис. 7.10).

Лекция 8

Мегаформы рельефа Земли

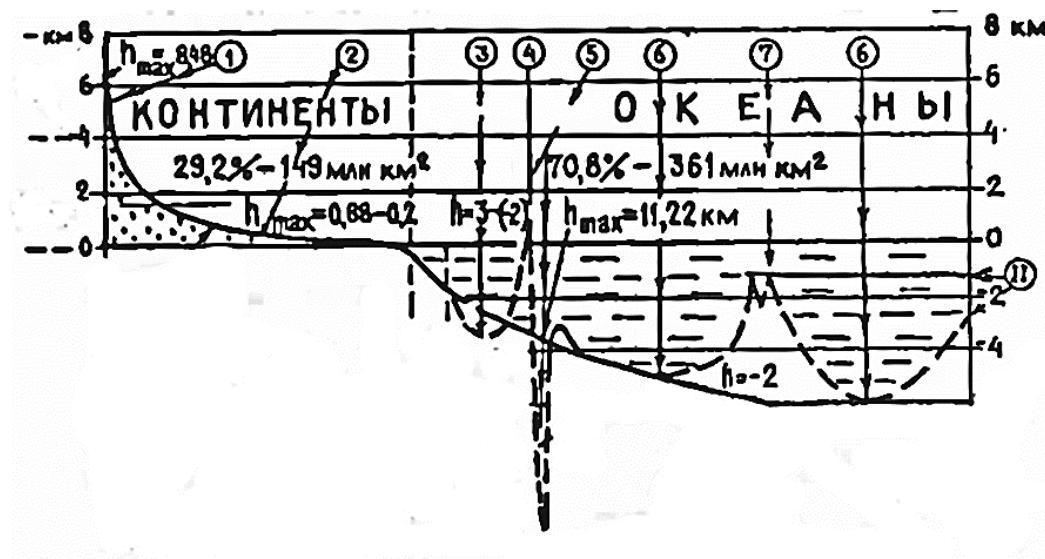


Рис. 8.1. Порядки мегаформ рельефа

Мегаформы рельефа I порядка:

- Континентальные поднятия
- Океанические впадины
- Области перехода (сопряжённые «континент – океан»)

Мегаформы рельефа II порядка:

A. Континентов

- Орогенные пояса (области горообразования)
- Платформенные равнины

B. Океанов

- Абиссальные равнины
- Срединно-океанические хребты

C. Области сопряжения континент – океан

- Окрайинные моря
- Островодужные сооружения

Области горообразования суши

Орогенные пояса: Альпийско-Гималайский, Западно-Тихоокеанский, Андийско-Кордильерский

Характеристика:

- Мощная (55-75 км) континентальная кора
- Расчленённый рельеф (5-8 км высотой)
- Современный вулканизм, приуроченный, как правило к разломам
- Сейсмичность
- Активные новейшие движения

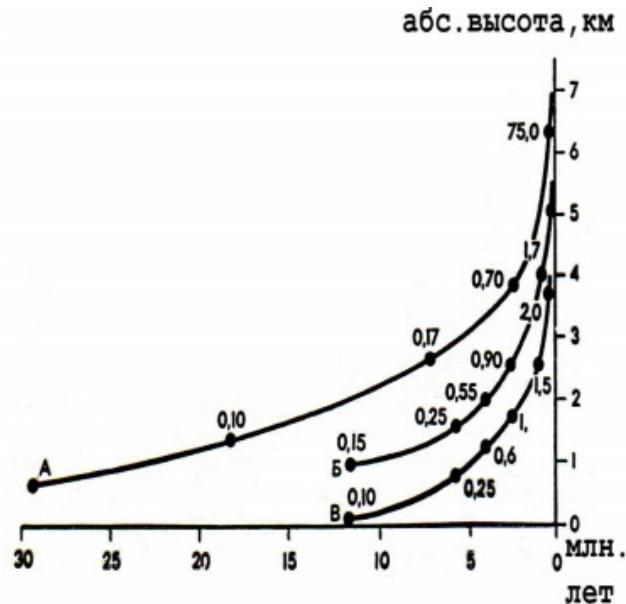


Рис. 8.2. Темпы подъема орогенов за олигоцен–четвертичное время. А – Памир (О.К.Чедия (1972), А.А.Никонов, М.М. Пахомов (1976); Б – Большой Кавказ и В – Малый Кавказ (Е.Е.Милановский (1968), Е.М. Щербакова (1973)).

Мегаформы III порядка

- Горное сооружение
- Предгорная впадина
- Межгорная впадина

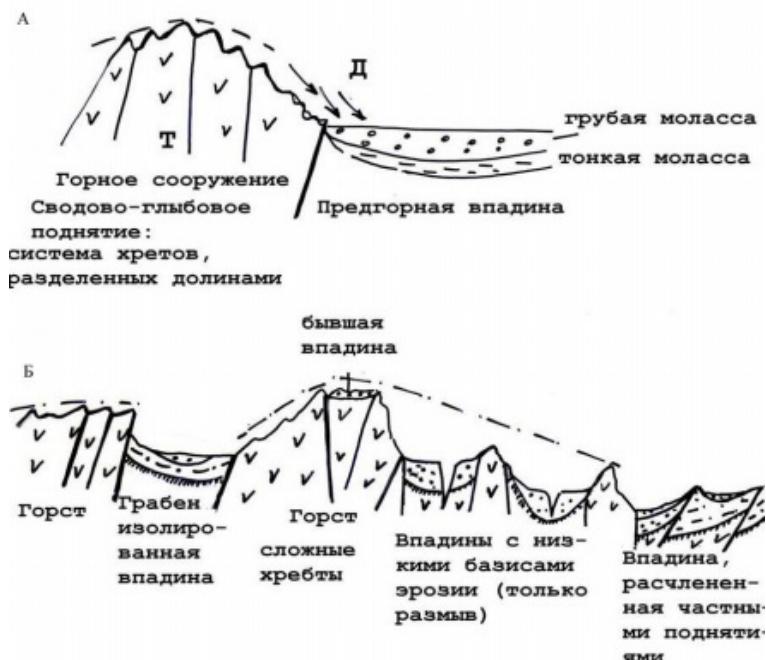


Рис. 8.3. Строение орогенов: А – простое, Б – сложное, Т – тектоническое поднятие, Д – денудация.

Простое строение включает горное сооружение – серию хребтов, разделённых долинами. Впадина выполнена молассами – снос материала с горных сооружений. Тонкая моласса – медленный темп роста. Грубая моласса – горное сооружение уже в рельефе (Рис. 8.3).

В сложно типе горное сооружение распадается на части, а между ними обширные молассовые впадины.

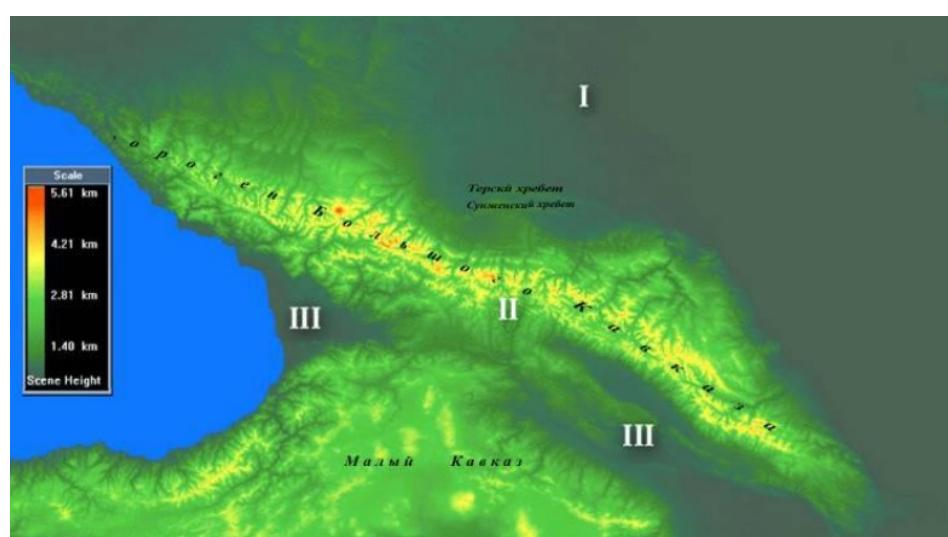


Рис. 8.4. Рельеф Кавказского орогена. Цифрами обозначены: I – Терско-Каспийская предгорная впадина, II – ороген Большого Кавказа, III – Рионская и Куринская межгорные впадины. Ороген Большого Кавказа относится к простому типу, Малого – к сложному

Классификация орогенов

1. По местоположения: внутренконтинентальные и окраинно-континентальные
2. Истории развития
3. Обстановками формирования
4. Типам деформации орогенной поверхности:
 - Сводово-блоковое (Кавказ)
 - Сводово-складчатые (Копет-Даг, Тянь-Шань)
 - Глыбовые (рифтогенные, Байкал)
 - Сводово-глыбовые (Пutorан)

Историко-геологический критерий

Первичный: 3 стадии развития (по В.Е. Хайну): ранне- (формирование тонкой молассы) и позднеорогенная (формирование континентальной молассы), тафрогенная, унаследованность орогенными поднятиями и впадинами главных особенностей предшествующих структурных планов и направленности тектонических движений; смещение орогенных частных поднятий и впадин относительно доорогенных; плиоцен-антропогеновый вулканизм и сейсмичность.

Эпиплатформенные: частичная унаследованность орогенными разрывными дислокациями древних; орогенный структурный план часто наследует предшествующий; вулканизм и сейсмичность

Палеорогены или квазиорогенные горные страны: изометричность очертаний, отсутствие вулканизма и сейсмичности.

Типы орогенов по геодинамическим обстановкам

1. Коллизионные
2. Субдукционные:
 - а) Островодужные
 - б) Окраинно-континентальные
3. Рифтогенные

В результате коллизии возникают орогены. Пиренеи – коллизионный ороген. Новейшие дислокации Пиренеев.

Абсолютные отметки рельефа Осевой зоны Центрального и Восточного сегмента Пиренеев колеблются от 500-3500 метров, однако, преобладающая высота 2000-3000 метров. Наивысшая точка 3404 метров – город Анета. Для Южно-Пиренейской зоны характерны более низкие высоты рельефа – 0 - 1500 м. Наблюдается ступенчатое повышение амплитуд поднятий при приближении к Осевой зоне.

Альпы – пример коллизионного орогена.

Тянь-Шань – внутренконтинентальный эпиплатформенный, коллизионный ороген, возникший 24-18 млн. лет назад.

Система субпараллельных хребтов (до 3-7 км), разделенных впадинами, выполненных молассами.

Анды – окраинно-континентальное горное сооружение субдукционного типа. Система хребтов, разделенных речными долинами как правило, приразломными. Ширина горного сооружения 200 км. Боливийские Анды – складчато-надвиговые структуры. Вулканы с многочисленными кратерами. Анды граничат с аллювиальной равниной, осложненной педиментами и перекрытой конусами выноса.

Аппалачи – результат надвигания окраинно – материковых отложений на континент. Линейные хребты и долины, образуют горный пояс шириной 25-100 км. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 300 до 1000 м.

Байкальский рифтогенный ороген – серия сводово-горстовых поднятий 2-3 км высотой (хребты Кодарский, Удоканский), разделенные впадинами с кайнозойскими молассами мощностью 300-2000 м).

Тектогенная теория горообразования по Р.Гаррелсу и Ф.Макензи (1974)

Геосинклиналь, затем складчатый пояс, потом образовался на месте складчатый комплекс.

Механизмы горообразования согласно теории тектоники литосферных плит

- А) континентальная коллизия (Гималайский тип)
- Б) субдукция под континент (Андийский тип)
- В) обдукация (Кипрский тип)
- Г) надвиг окраинно-материковых осадков на континент с образованием складчатого форланда во фронтальной и надвиговой структуре в тыловых зонах (Аппалачский тип)
- Д) поддвигание осадков под континент с выгибанием окраины материка
- Е) утолщение коры в результате столкновения плит с развитием гравитационного скольжения тектонических покровов вблизи поверхности

Платформенные равнины

Платформенные равнины имеют большее распространение на земном шаре. Они образовались на платформе. Низкие и высокие платформенные равнины – 64% на Земле.

Особенности строения платформенных равнин:

- Мощность континентальной коры 30-40 км
- Относительная стабильность тектонического режима

- Вулканизм может быть
- Неотектонические движения Малые скорости и часто изменение знака движений

Классификация платформенных равнин

А. по возрасту:

- Древние (Восточно-Европейская, Африканская, Австралийская, щиты – Балтийский, Канадский)
- Молодые (Западно-Европейская, Скифская, Западно-Сибирская)

Б. по положению:

- окраинно-континентальные (шельфовые)
- внутренеконтинентальные

В. По мощности четвертичного покрова

- аккумулятивные
- денудационные
- денудационно-аккумулятивные (цокольные)

С. По типу четвертичного покрова:

1. Моногенные:

- Ледниковые
- Флювиогляциальные
- Морские
- Аллювиальные и др.

2. Полигенные

Д. по устройству поверхности:

- Горизонтальные
- Наклонные

Древние платформенные равнины

- Эпабайкальский (цоколь-довендинский).
- Щиты – денудационные равнины. Однородный облик рельефа. Испытывают активизацию на новейшем этапе, например: Восточно-Африканская рифтовая система
- Восточно-Европейская платформа, где происходит разрастание поднятий на фоне сокращения впадин
- Унаследованные морфоструктуры в краевых периферических частях, во внутренних – несогласные морфоструктуры, но бывают и унаследованные.

- Нарушенность системами линеаментов, которые подчёркиваются сейсмичностью, аномальными проявлениями эманаций газов, диапиризмом, повышенными значениями теплового потока.

Молодые платформенные равнины

- Эпипалеозойские. Мозаичность геоморфологического строения Западно-Европейская: присутствие высокогорных массивов (Французский массив (более 1100 м), Кембрийские горы (более 1085 м) и низменности (Парижский бассейн, Среднеевропейская низменность)
- Большая дифференцированность тектонических движений. Прямые морфоструктуры и отражение структур фундамента в рельефе. На периферии – могут быть обращённые.

Внутренне строение платформенных равнин

- Денудационные равнины на щитах и антеклизах
- Аккумулятивные – на синеклизах, в меньшей степени на антеклизах
- Денудационно-аккумулятивные на синеклизах, неглубоких впадинах щитов

Новейшая тектоника

- Скорость новейших движений – миллиметры в год
- Унаследованность и новообразование. Мозаичность
- Регматическая сеть
- Влияние гляциоизостатии вплоть до среднего голоцена в областях развития мощного ледникового покрова
- Большая часть платформенных равнин на новейшем этапе испытывает тенденцию к общему поднятию.

Лекция 9

Рельеф океанического льда и ледниковый рельеф

Срединно – океанические хребты

Срединно-оceanические хребты – образуются в условиях растяжения.

Одним из крупных трансформных разломов в центральной Атлантике является Романш (одноименная впадина имеет глубину до 7730 км), который представляет собой левостороннюю сдвиговую зону, вдоль которой Срединно-Атлантический хребет смещается на значительное расстояние (Рис. 9.1).

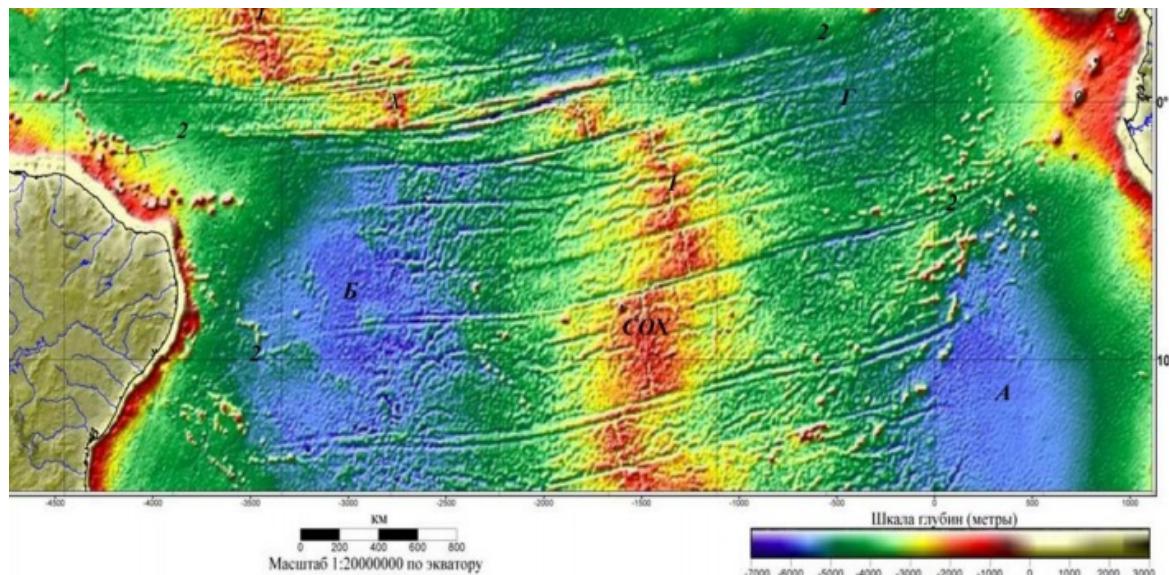


Рис. 9.1. Рельеф центральной части Атлантического океана по данным спутниковой альтиметрии (Соколов С.Ю., 1998. Фрагмент карты, созданной в лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН): СОХ – Срединно-Атлантический хребет: 1 – рифтовая долина, 2 – трансформные разломы; котловины: Б – Бразильская, А – Ангольская, Г – Гвианская. На карте хорошо видно смещение центральной части Срединно-Атлантического хребта с рифтовой долиной (1) вдоль трансформных разломов (2).

Для СОХ характерна сейсмичность.

В Восточно-Тихоокеанском хребте рифтовой долины нет.

Рельеф Индийского океана. Помимо СОХ существуют линейные поднятия – хребты - Нинети, также есть поднятие в виде плато.

Поднятия Крозе, Кергелен (высота 2-3 км, сейсмичны; мощность океанской коры 30 км). Внедрение интрузий. Также существуют микроконтиненты – сложены континентальной корой – плато Рокал, Агуньяс (Южная Африка). Глубина – 2570 м. Плоский рельеф, континентальный рифтовый магматизм (Рис. 9.2).

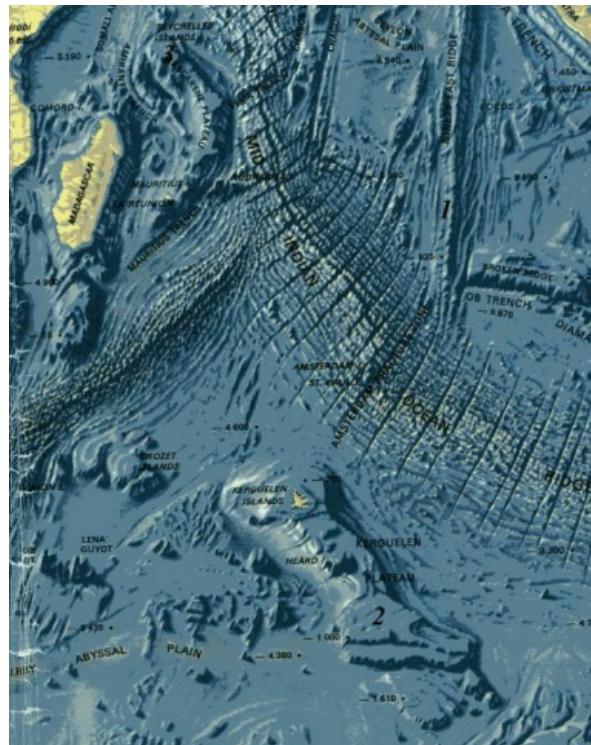


Рис. 9.2. Рельеф дна Индийского океана (М. Тарп, Б. Хизен, 1967). Цифры на карте:
1 – хребет Нинети, 2 – плато Кергелен, 3 – Маскаренское плато

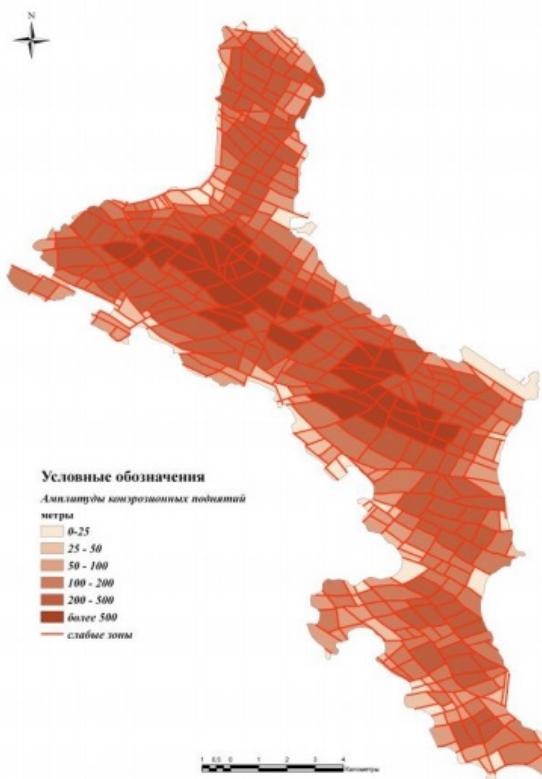


Рис. 9.3. Структурно-геоморфологическая карта острова Маэ (Панина, Зайцев, 2016)

К микроконтинентам также можно отнести и Сейшельские острова. Сейшельские острова представляют собой поднятые над морским дном участки Маскаренского подводного плато, являющегося частью Сомалийской плиты. В геологическом отношении остров Маэ (один из островов архипелага) является частью микроконтинента, образовавшегося в результате отделения от суперконтинента Гондваны, который испытал растяжение в неопротерозое. Фундамент острова сложен гранитным комплексом (Рис. 9.3).

Интерпретация геоморфологических профилей

С целью выявления новейших разрывных нарушений и оценки вертикальной амплитуды смещения вдоль них было построено 14 геоморфологических профилей, заложенных вдоль водоразделов.

Интерпретация построенных профилей позволила выделить 12 уровней поверхностей, создающих блоковый облик морфоструктуры и показала, что некоторые слабые зоны можно перевести в ранг новейших разрывных нарушений с амплитудами смещений по вертикали до 50 м.

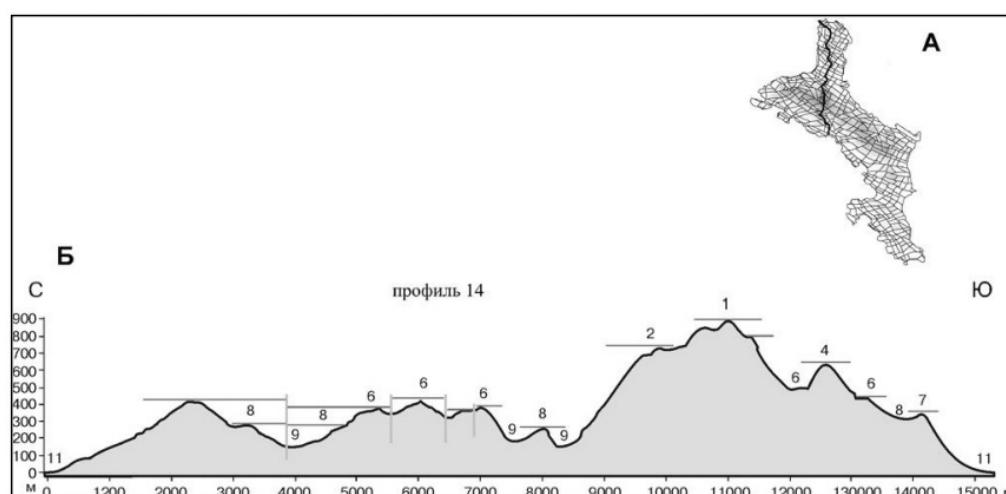


Рис. 9.4. Интерпретация геоморфологического профиля: А – положение профиля на карте; Б – интерпретация профиля. Хорошо видны вертикальные смещения по новейшим разрывам поверхностей 6-го и 8-го уровня с амплитудой 40–50 м (Панина, Зайцев, 2016)

Существуют поднятия более меньшего ранга:

- Гайоты – потухшие вулканы со срезанной эрозией вершиной (Валери)
- Императорско-Гавайский хребет, Горячая точка
- Краевые валы – широкие поднятия (200-400м) вдоль глубоководных желобов

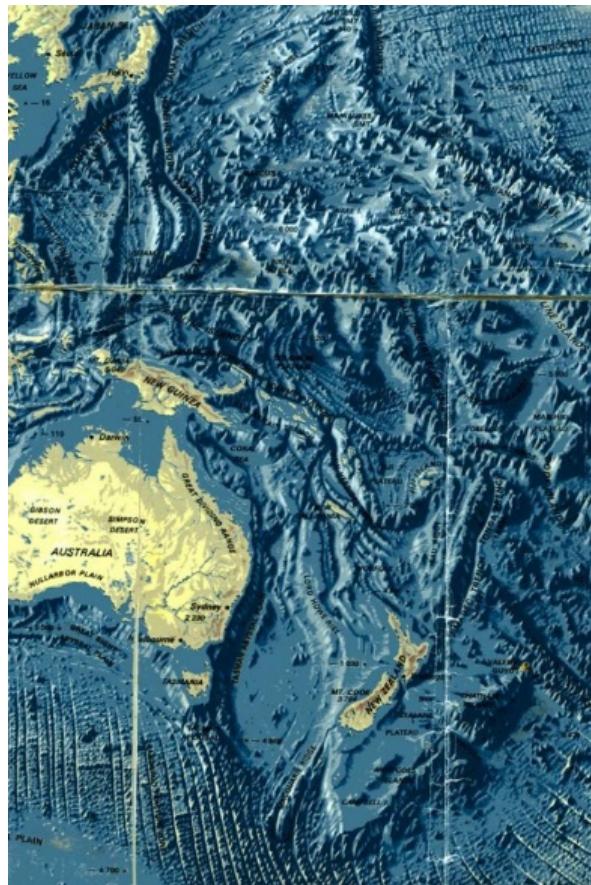


Рис. 9.5. Рельеф дна Тихого океана (М. Тарп, Б. Хизен, 1967)

Абиссальные равнины

К областям опускания океанического дна относятся абиссальные равнины и котловины. По положению относительно срединно-океанических хребтов выделяют окаймляющие и периокеанские равнины. Окаймляющие абиссальные равнины (Рис. 9.6) расположены симметрично относительно срединно-океанического хребта в Атлантике.

В пределах абиссальных равнин выделяются котловины. Котловины, как правило, имеют изометричную форму и по периферии отделены наиболее поднятыми структурами.

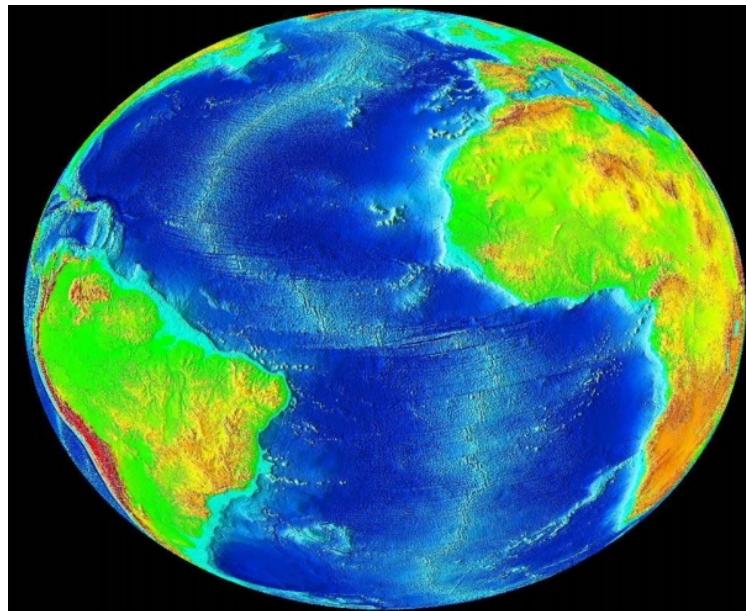


Рис. 9.6. Окаймляющие Срединно-Атлантический хребет абиссальные равнины Атлантического океана (Интернет-ресурсы). Более насыщенный синий цвет соответствует наиболее глубоким котловинам, которые отделяются друг от друга поднятиями

Периокеанские холмистые равнины развиты в восточном секторе Тихого океана, северной части Индийского и Атлантического океанов и к северу от Антарктиды (Рис. 9.7)

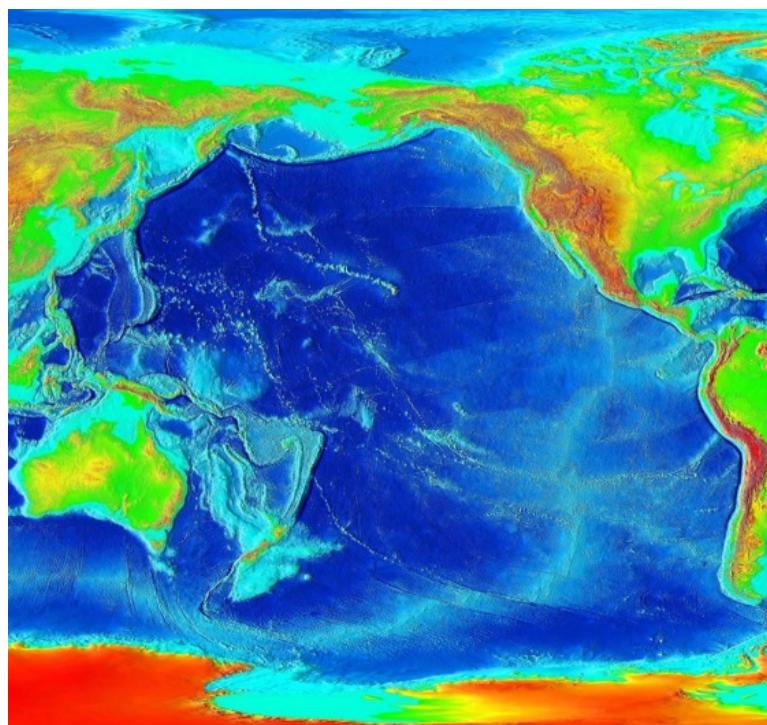


Рис. 9.7. Периокеанские абиссальные равнины Тихого океана (интернет ресурсы). Тихоокеанское поднятие (хребет) смещено к востоку. Темно-синим цветом показаны котловины.

Для Тихоокеанских абиссальных равнин характерен холмистый рельеф.

Климатические обусловленные формы рельефа

Ледниковый рельеф

Ледниковая теория

- 1829 г. Игнац Венец сформулировал основные положения ледниковой теории
- Жак Шарпантье широко её пропагандировал
- 1837 г. Луи Агасис сделал доклад об «Эрратических валунах»

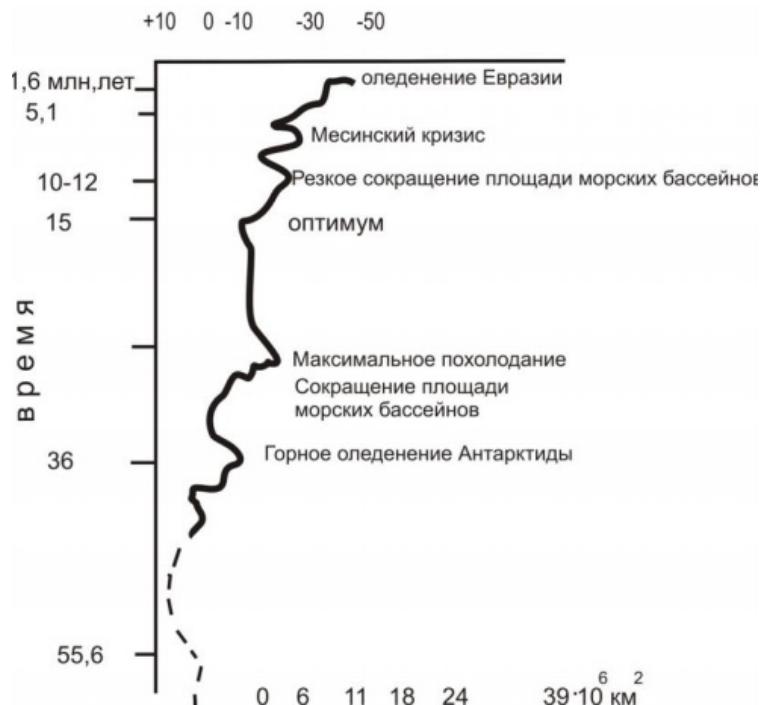


Рис. 9.8. Температурная кривая и оледенения

Оптимум – время потепления – средний миоцен. В конце позднего миоцена – максимальная площадь сокращения морского бассейна. Олигоцен считается эпохой похолодания. Поздний неоплейстоцен считается самым холодным временем (Рис. 9.8).

Во время оледенений количество воды в океанах сокращалось и уровень мирового океана падал, т. е. происходила регрессия. Наоборот, в условиях теплого климата, когда наступали межледниковые, талые воды пополняли запасы морской воды, что приводило к повышению уровня мирового океана, и наступала трансгрессия. Но говорить о собственных эвстатических колебаниях уровня мирового океана, обусловленных климатическими изменениями, целесообразно в областях пассивного тектонического режима.

Оледенения, охватившие большие площади континентов Евразии, Америки в целом коррелируются с регрессиями мирового океана.

На территории Восточно-Европейской равнины выделено несколько ледниковых эпох (Рис. 9.9), чередующихся с межледниками, которые соответствуют в стратиграфической шкале горизонтам (Рис. 9.10).

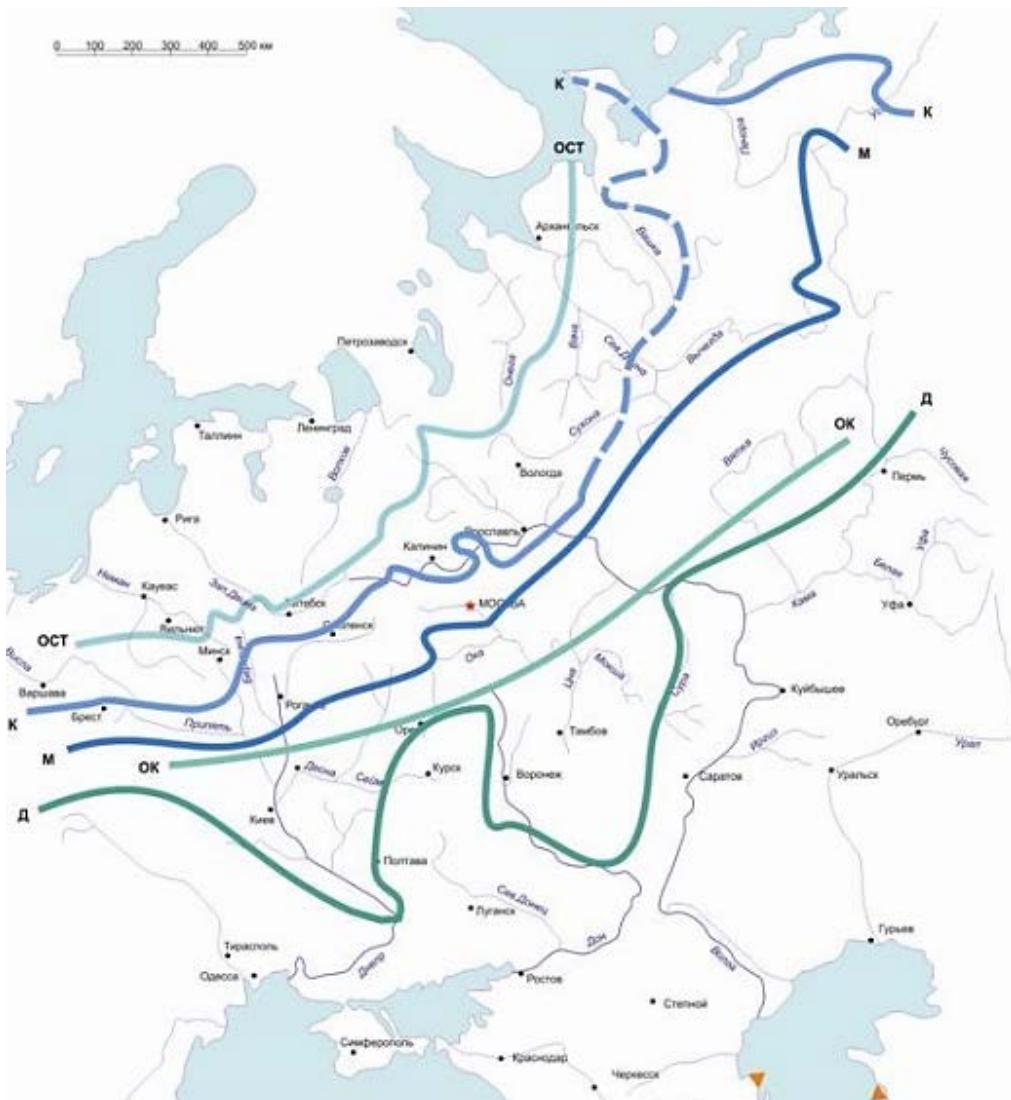


Рис. 9.9. Границы неоплейстоценовых покровных оледенений Европейской части СССР (по А.И.Москвитину, 1959): оледенения: ОК – окское, Д – днепровское, М – московское, К – калининское, ОСТ – оstashковское

По данным американских исследователей, на 16 сентября 2007 года площадь арктического ледяного панциря достигла исторического минимума, составив 4,13 млн. кв. км. Средняя температуры в Арктике за последние годы повысилась с -16,7 до -13,6 градусов Цельсия.

Общая стратиграфическая шкала (МСК, 2007)				Кислородно-изотопная шкала (Bassinot et al., 1994)		Межрегиональные корреляционные горизонты квартера европейской части России
система	надраздел	раздел	звено	стадия	возраст транзит изотопных стадий (тыс. лет)	
Четвертичная	голоцен			1	11	шуваловский (IVsh)
		четвертая		2	24	осташковский (III os)
		третья		3	57	ленинградский (III ln)
		вторая		4	71	калининский (III kl)
		первая		5	127	микулинский (III mk)
		шестая		6	186	московский (II ms)
		пятая		7	242	горкинский (II gr)
		четвертая		8	301	днепровский (II d)
		третья		9	334	чекалинский (II ch)
		вторая		10	364	калужский (II kl)
		первая		11	427	лихвинский (II lh)
		восьмая		12	474	окский (I ok)
		седьмая		13	528	мучкапский (I mč)
		шестая		14	568	донской (I ds)
		пятая		15	621	окатовский (I o)
		четвертая		16	659	сетуньский (I st)
		третья		17	712	красиковский (I kr)
		вторая		18	760	покровский (I pk)
		первая		19	787	акуловский (I ak)
				20-35		криницкий
				36-64	1240	толучеевский
					1800	

Рис. 9.10. Схема сопоставления общей стратиграфической шкалы (МСК, 2007), кислородно-изотопной шкалы (1994) и межрегиональных корреляционных горизонтов квартера центра и юга Европейской части России по материалам К. В. Никифоровой и И.И. Краснова. Ледниковые горизонты показаны голубым цветом и межледниковые – розовым.

Хионосфера

Хионосфера – область существования ледников (соотношение количества выпавших твёрдых осадков и оттаявших) (Рис. 9.11).

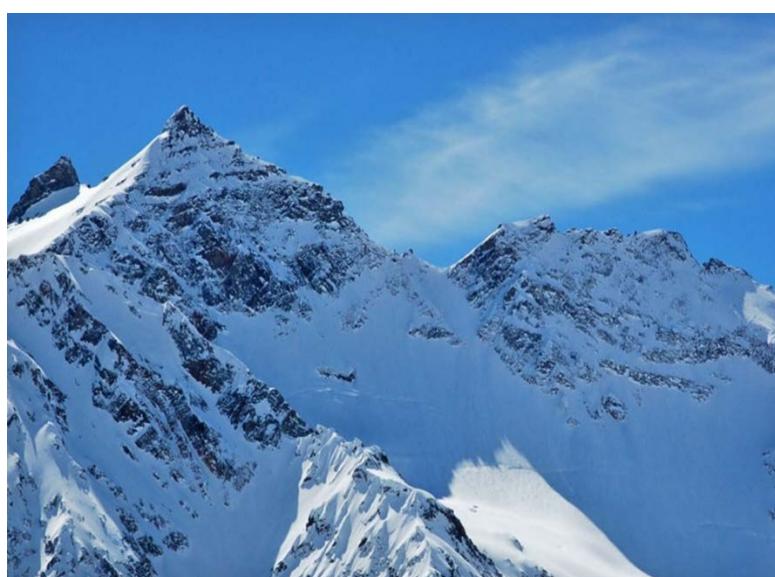


Рис. 9.11. Хионосфера

- Площадь ледниковых покровов – 16 млн. км² 11% суши
- Нижняя и верхняя снеговые границы. Нижняя снеговая граница – ниже уровня моря в высоких широтах, а в низких до 6400 м
- Положение её зависит от:
 - Климата
 - Площади питания (плато – граница ниже) и островершинные поверхности – граница выше
 - Роста горных сооружений – повышение границы

Ореклиматическая зональность

1. Ледниковая (гляциальная зона). Связана с областью питания
2. Перигляциальная. Оторванная от области питания – сезонные ледники

Типы ледников

1. Покровный (материковый). Ледниковые щиты или плато. Антарктида, Гренландия, Исландия (Рис. 9.12), Канада, Шпицберген, Новая Земля и др. 98, 5% площади современного оледенения.
2. Полупокровный (сетчатый)
3. Предгорный
4. Горный

По условиям питания и стока:

- Долинные: простые (долинно-каровые) и сложные (древовидные)
- Переметные
- Каравые
- Висячие

Покровное оледенение. Мощность льда по сейсмическим данным до 3400 м, средняя мощность 1500 м.

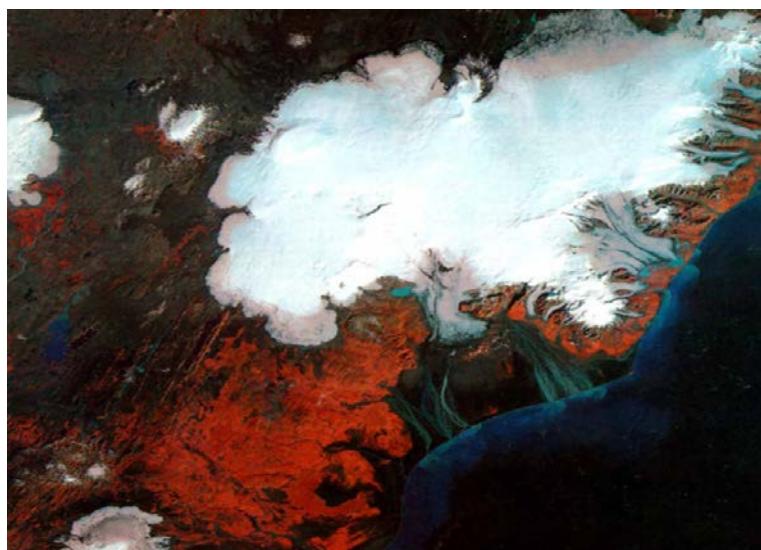


Рис. 9.12. Ледниковый купол Исландии

Выводные ледники образуют айсберги.

- Самый крупный айсберг у Ньюфаундленда
- Длина 565 км
- Высота 87 м надводная часть и 500 м подводная

Полупокровный – мощность льда ниже, через ледовый покров просвечивается рельеф. Среди льда видны вершины- **нунатаки** (Рис. 9.13).



Рис. 9.13. Нунатаки

Предгорный тип – Ледник Малаяспина. Площадь 3800 кв.км. Мощность 610 м.

Горный тип ледников

По условиям питания и стока (Рис. 9.14):

- Долинные (Рис. 9.16): простые (долинно-каровые) и сложные (древовидные)-несколько областей питания, которые сливаются в одну
- Переметные-области питания по разные стороны от вершины
- Каравые (Рис. 9.15) -область питания и область разгрузки совпадает, в понижении
- Висячие, ледники, питающиеся за счёт лавин

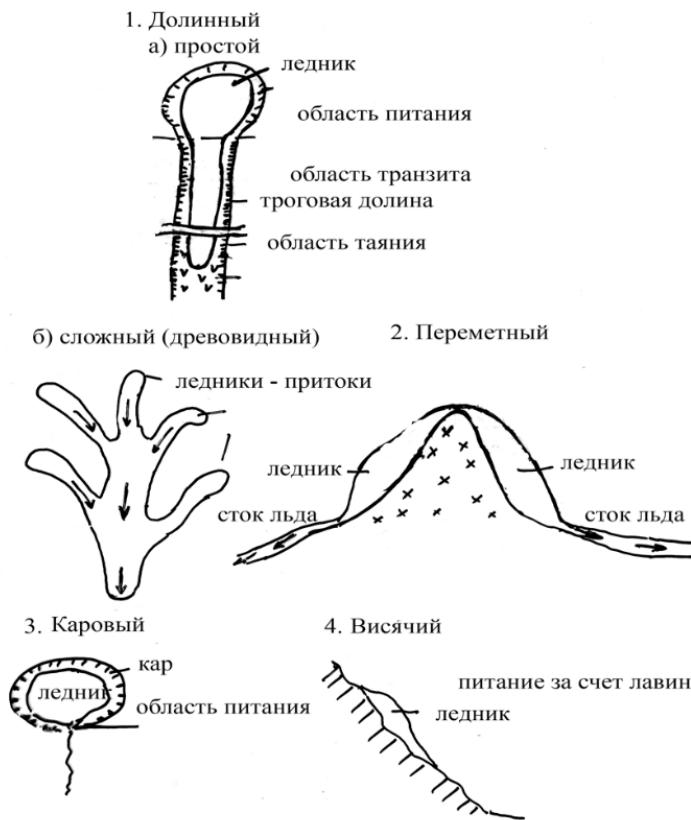


Рис. 9.14. Горный тип ледников по условиям питания и стока

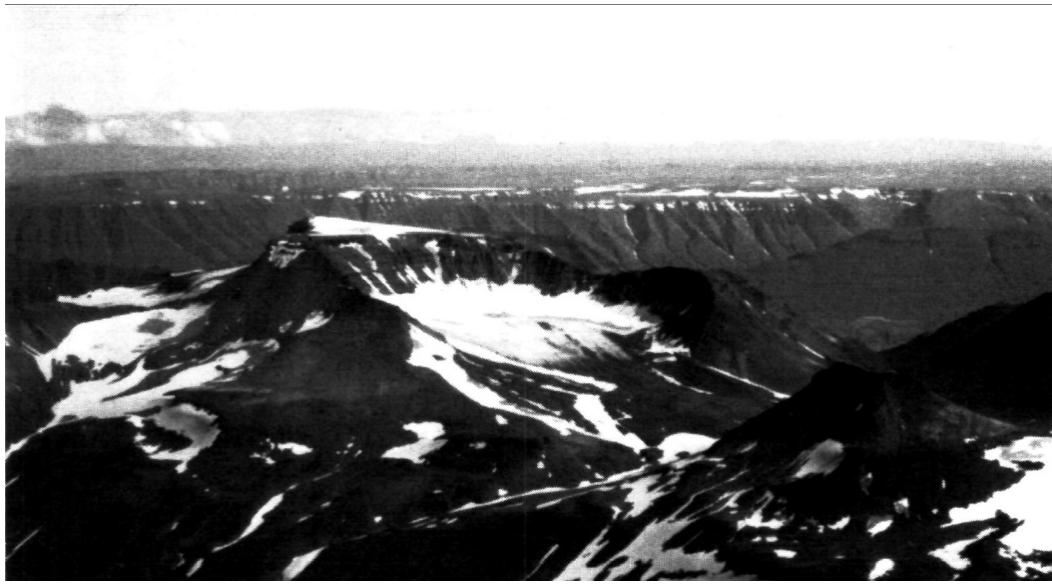


Рис. 9.15. Каровый тип горных ледников



Рис. 9.16. Долинный тип

Ледники – важнейший ландшафтообразующий фактор Центрального Кавказа. Эльбруссское оледенение (Рис. 9.17) относится к типу ледников конических вершин. Оледенение Эльбруса представляет совокупность 25 ледников общей площадью 134 км². Область питания начинается от Западной (5642 м) и Восточной (5621 м) вершин.



Рис. 9.17. Оледенение Эльбруса

Ледниковый рельеф платформенных равнин

1. Экзарационный
2. Аккумулятивный

Экзарация – разрушительная работа ледника (Рис. 9.18).



Рис. 9.18. Разрушительная работа ледника

Первичные долины рек моделируются ледниками, расширяются.

Бараньи лбы – отшлифованные поверхности массивов горных пород, нарушенные трещинами.

Ледниковые озёра – результат экзарации. В них формируются озёрно-ледниковые отложения – чередование тёмных и светлых ленточных глин.

Морена – результат аккумулятивной деятельности ледников (Рис. 9.19).

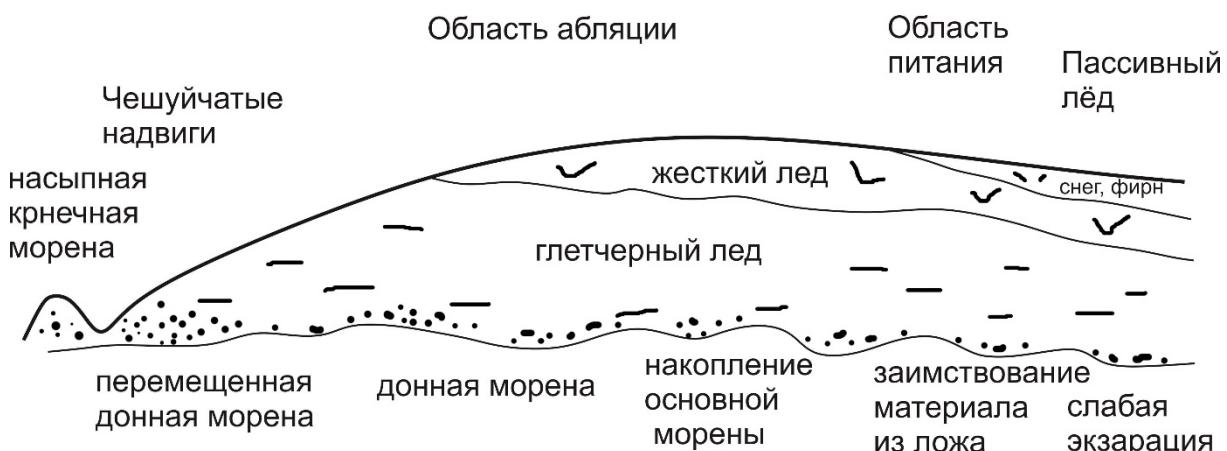


Рис. 9.19. Схема динамики накопления донной (основной) морены в ледниковом щите по Ю.А. Лаврушину

Рельеф ледниковой аккумуляции

Формы рельефа сложены ледниковыми отложениями. **Друмлины** ассиметричны в разрезе, вытянутые формы. Длина 1-2 км, высота 15 – 50 м, ширина – 100-200 м до 500 м. Соединяясь вместе, образуют друмлинные поля.

Ледник встречает на своём пути препятствие и сгружает всё на этом месте.

Моренные гряды. Холмистые формы рельефа.

Камы – формы рельефа водно-ледниковой аккумуляции. Высота до 20 м, углы склона до 45 градусов, изометричной формы, холмы, плоские в центральной части. Сложены флювиогляциальными отложения – пески, щебни, разных размеров, плохо сортированы, часто косая слоистость (Рис. 9.20).



Рис. 9.20. Камы

Эскеры (озы). Длина от менее 1 км до 160 км. Высота 3-30 м. Вытянутые отложения, сложены песками и щебнем различным размеров, косая слоистость. Линейная форма – русловая, отложения были в реках, которые сопутствовали леднику, когда ледник уходил, отложения образовывали положительную форму. Извилистые формы – дельтовые – по мере того, как ледник отступал, реки выносили осадки и образовывали дельты. Озы – совокупность дельт (Рис. 9.21).



Рис. 9.21. Озы

Лекция 10

Ледниковый рельеф

Ложбины стока талых вод. Они связаны либо с эпохами наступления ледника, либо отступления. Всё сопровождалось процессами таяния, талыми водами, которые формировали ложбины стока талых вод. Внутри ложбин сохранились речные долины. В конце Московского оледенения, в них начали врезаться речные долины.

Оледенение платформенных равнин

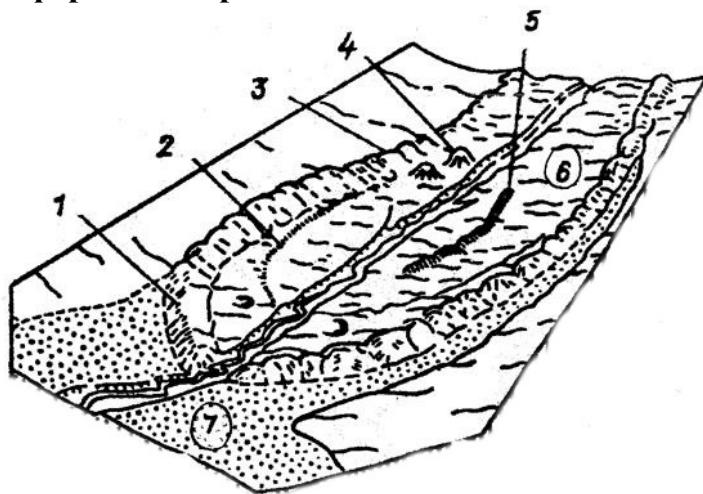


Рис. 10.1. Локальная зональность равнинного оледенения. 1 - конечная морена, 2 - камовая терраса, 3 - береговая морена, 4 - камы, 5 - оз, 6 - основная морена, 7 - долинный зандр

1. Внутренняя зона (моренные равнины)
2. Краевая зона (гляциальные и флювиогляциальные отложения: морены напора, холмисто-грядовый рельеф, озера, камы, ложбины стока)
3. Внешняя зона (зандровые равнины, озерно-ледниковые формы) (Рис. 10.1)

Региональная зональность ледникового рельефа Восточно-Европейской равнины

1. Зона экзарации (до широты Санкт – Петербурга) озёра, фиорды, барабаны льбы, озёра, напорные моренные гряды
2. Зона аккумуляции (до границы последнего оледенения Валдайского) моренные равнины, друмлины, камы
3. Зона зандровых равнин (до границы максимального оледенения) ложбины стока, долинные занадры

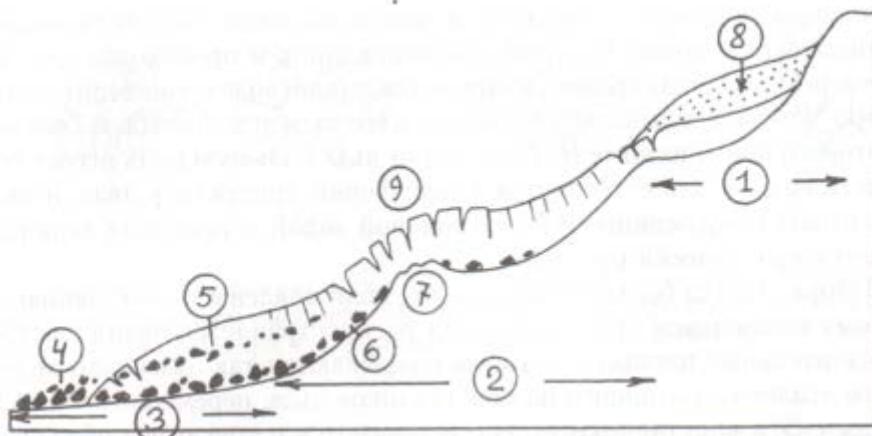


Рис. 10.2. Схема строения горного ледника 1-область аккумуляции, 2-область транзита, 3-область разгрузки морены, 4-конечная, 5-срединная, 6-донная, 7-ригель, 8-снег, 9-кривассы (трещины)

Ледник, по мере движения, претерпевает различные препятствия на своём пути. Скорость ледника меняется в зависимости от того, какие препятствия он претерпевает. Реакция на изменение скорости – образование ледниковых трещин. Трещины могут быть продольными и поперечными (Рис. 10.3).



Рис. 10.3. Ледниковые трещины

Троговые долины р. Баксан – результат регрессии оледенения.

Морена – результат ледниковой аккумуляции

Классификация морен

По положению в теле ледника:

1. Донная
2. Внутренняя
3. Поверхностная: боковая и срединная

Морена – результат ледниковой аккумуляции

По происхождению

1. Абляционная
2. Донная

По развитию в процессе регрессии ледника:

1. Конечная (временное стояние ледника)
2. Стадиальная

По возрасту:

1. Древние
2. Молодые

Лавины – скопление на склонах снежных масс, потерявших равновесие и пришедших в движение.

Лотковые лавины – линейное движение снега и льда с формированием конусов выноса снежных масс и обломочного материала. Приурочены к зонам разрывов и трещиноватости.

На переднем плане хорошо видна основная морена.

Морена и коллювий – источники гляциоселей.

Гляциосели – совокупность обломочного материала разного диаметра, которые скементированы льдом. Источники – морена и коллювий.

Особенности оледенений Евразийского горного пояса

Сложное взаимоотношение морен главной долины и её притоков, что ведёт к неправильному истолкованию границ максимального оледенения и сопоставлению морен и аллювиальных отложений.

Асимметрия оледенений цирков вследствие различной экспозиции склонов. На северных склонах, менее прогреваемых, происходит гипертрофированное развитие ледниковых цирков. С этим связана перестройка стоков, перехват ледников южного склона. Смещение водоразделов. Отступание древних водоразделов за счёт экзарации северных склонов и формирование новых ледоразделов.

Рельеф криолитозоны

- Криолитозона – область распространения многолетнемерзлых льдистых пород с прослойями и линзами льда
- 26,6% суши и 64% России
- Возраст – плейстоцен
- Строение: многолетнемёрзлые породы и сезонно-талый слой
- Происхождение: оледенения
- Процессы:
 1. Локальное таяние. Сквозные, несквозные межмерзлотные талики

2. Морозное трещинообразование
3. Пучение. Избирательное накопление льда

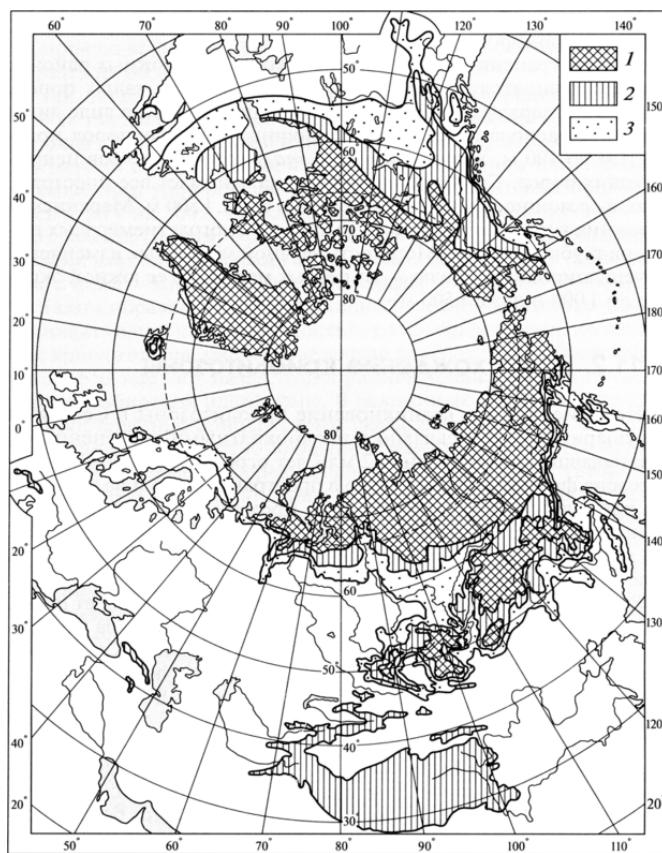


Рис. 10.4. Геокриологическая карта Северного полушария. 1-сплошная (мощность ММП от 100 до 1500 м), 2- прерывистая (70-80% ММП), 3-островная (ММП 40-60%)

Подземные воды – один из факторов, влияющих на формирование рельефа криолитозоны

С водами связано локальное таяние, приводящее к образованию бугров пучения.

Криогенный рельеф равнинных областей

Тетрагонально – ячеистый рисунок рельефа. Морозные трещины. Причиной полигонального рельефа являются образование трещин, вымораживания и пучения пород. Размеры полигонов от 40-80 м до 0,2-1,5 м. Чаще 6-8 до 20-30 м.

Повторно – жильные льды (Рис. 10.5).

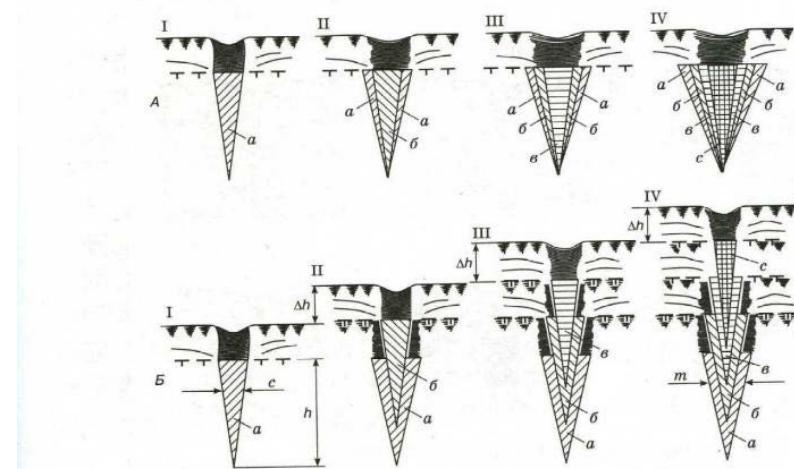


Рис. 10.5. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов

Эпигенетический тип роста повторно-жильных льдов – результат годовых циклов растрескивания и заполнения льдом.

Сингенетический тип. Каждая последующая ледяная жила не доходит до конца на величину, равную по мощности осадка за год. Криотурбация – псевдоморфоза повторно-жильного льда.

Полигональные формы

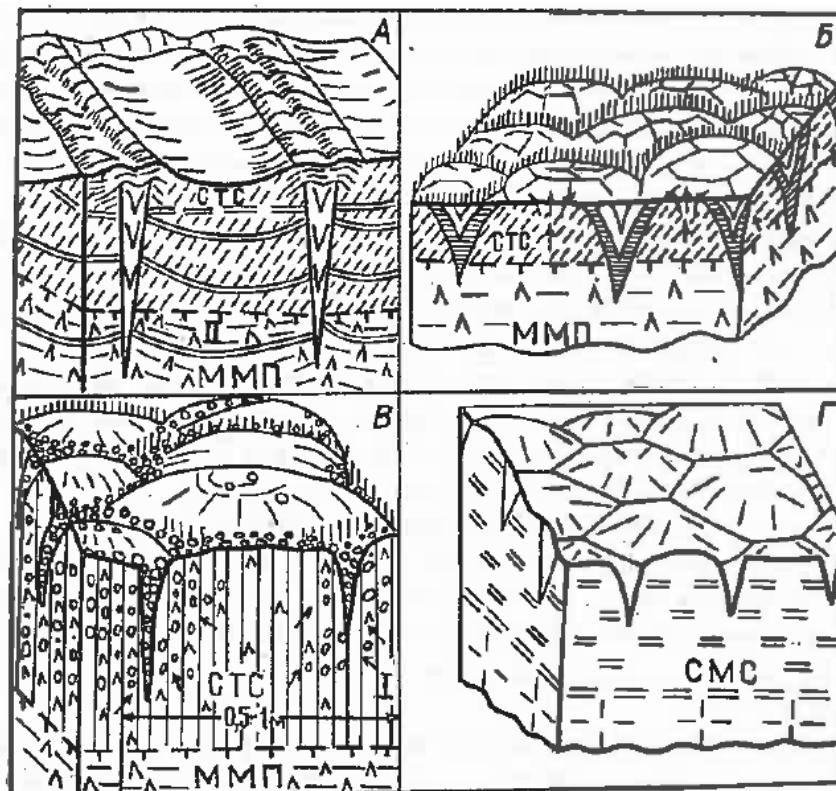


Рис. 10.6. Полигональные формы рельефа (Костенко, 1999)

А- морозобойные полигоны. Образование валиков над ледяными клиньями и понижений между ними. Рельеф валико-вогнутых полигонов.

Б, В, Г – мелкополигональные формы

Б – ниже СТС. Пятна-медальоны

В – в пределах СТС. Каменные кольца и венки – выталкивание обломков в области трещин.

Г – в пределах СМС, вне областей подземного оледенения. Выпуклые отдельные многоугольники в результате выжимания пластиичного материала (Рис. 10.6).

Причина-температурные колебания.

Байджерахи – результат вытаивания льдов (Рис. 10.7).

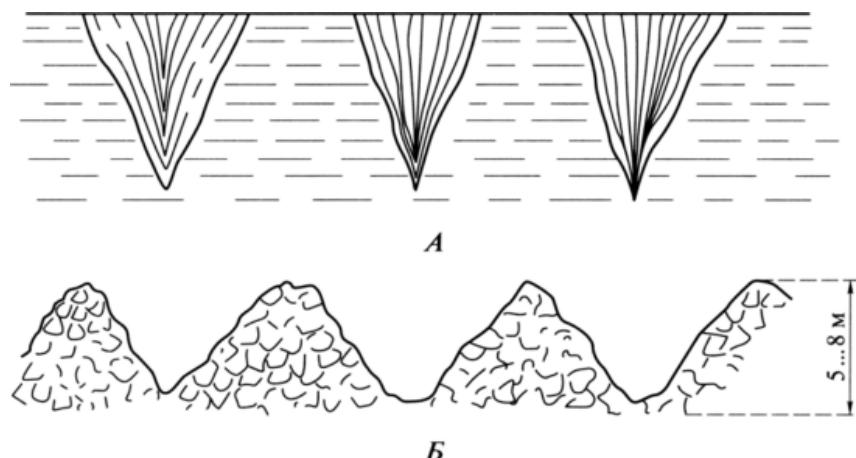


Рис. 10.7. Образование байджерахов. 1- повторно-жильные льды, 2-вытаивание льда и образование байджерахов

Формы рельефа пучения и таяния

- *Миграционные бугры пучения* - торфяники и мхи – наиболее уязвимые участки промерзают. Высота – 2-8 м, ширина 150-200м.
- *Булгунняхи* – промерзание талика напор грунтовых вод. Высота – 30-60 м, ширина 100-200 м.
- *Гидролакколиты* – инъекция подземных вод (Рис. 10.8).

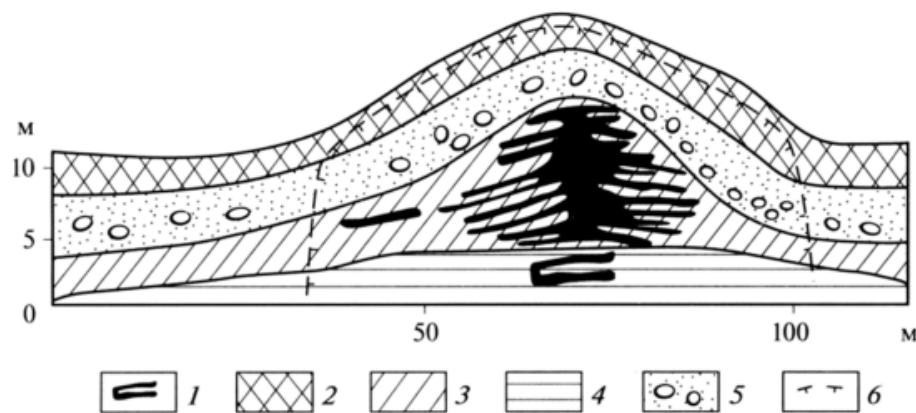


Рис. 10.8. Разрез бугра пучения. 1 - шлиры льда, 2 - торф, 3 - суглинок, 4 - глина, 5 - песок, 6 - верхняя поверхность вечной мерзлоты.

Ледяное ядро увеличивается в объёме и деформирует вышележащие толщи.

Миграционные бугры пучения, т.е. они могут мигрировать.

Булгунняхи. Промерзание подозерного талика и напор грунтовых вод. В ослабленном участке слой ИИП начинает изгибаться.

Речные наледи – в летнее время сокращаются. Бывают русловые и долинные.

Тарыны – большие наледи, которые существуют длительное время, площадь до 100 км. кв.

Термокарстовые озера. Вытаивание подземного льда и проседание. Суффозия. Глубокие озера (до 20 м) связаны с протаиванием сингенетических повторно-жильных льдов.

Аласы – реликтовые озера. Глубина от 2-3 до 10 м – вытаивание жильных льдов. Западинно-буристый рельеф – сочетание алас и байджерахов.

Рельеф криолитозоны горных областей

Гольцовый рельеф. Процессы морозного выветривания и склонов денудации. Солифлюкция (менее 15 градусов крутизна склона)

Натечные формы: дели, языки, валы, солифлюкционные террасы

Курумы – каменные поля, реки, потоки

Каменные глетчеры

Нагорные террасы – результат морозного выветривания

Морозные педименты – результат эрозионно-денудационных процессов

Солифлюкция – течение оттаявшего грунта по неоттаявшему. Они образуют террасы. Первично субстрат был неравномерный и отложения как бы облекают его. 2 гипотеза происхождения – процесс неравномерного таяния. Террасы возникли в результате солифлюкции и морозного выветривания (Рис. 10.9).

Крутизна склонов 10-25 градусов. Относительная высота 5-30 м до 100 м. Ширина – 2-10 м до 500 м. Длина до 1-2 км.

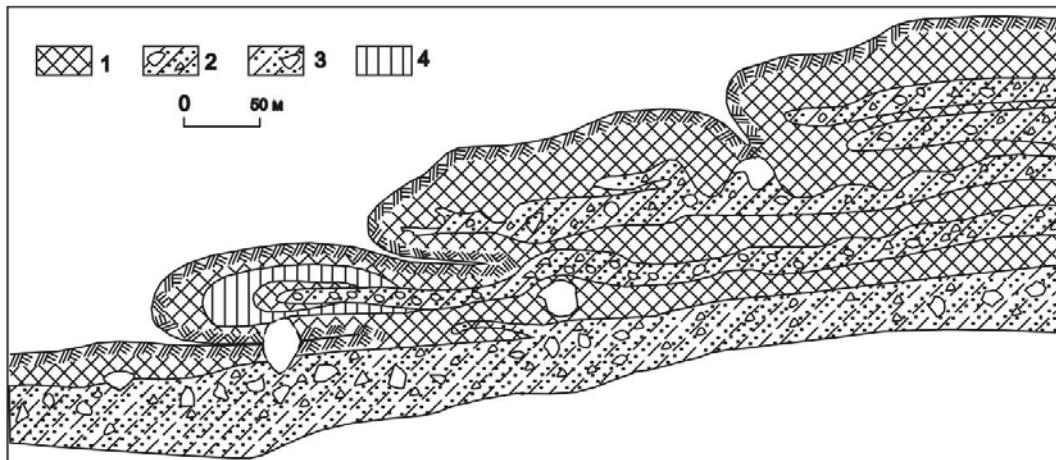


Рис. 10.9. Солифлюкционные террасы. 1 – торфяно-дерновый слой и погребенные гумусовые горизонты; 2 – суглинок с дресвой и щебнем; 3 – суглинок со щебнем, песчанистый; 4- грубо песчаный грунт

Лекция 11

Аридные и семиаридные области. Геоморфологические методы

Треть суши – пустыни. Малое количество осадков (100-150 мм в год). Высокая испаряемость (10-30 раз больше осадков). 2 фактор – ветер, который создает те или иные формы рельефа.

Распространение пустынь обусловлено глобальными атмосферными циркуляциями (Рис. 11.1).

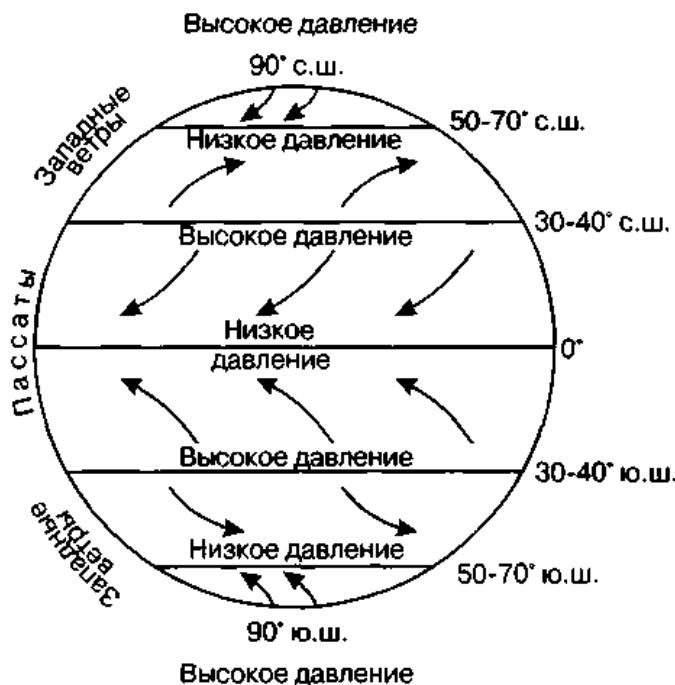


Рис. 11.1. Схема глобальных циркуляций (Джордж Харди, 1735)

На данной схеме показаны основные области низкого и высокого давления. Постепенно количество осадков уменьшается. Пустыни концентрируются в области повышенного давления. Стрелки – направления циркуляции, отклонения, обусловленные силами Кориолиса.

Типы пустынь по местоположению

1. Зональные Сахара, Калахари, Австралийская (30 градусов северной и южной широт, пассатные)
2. Береговые – Намиб, Атакама (23,5 градусов – зона повышенного давления; влияние океана)
3. Пустыни средних широт – Лут, Саноран (30-50 градусов; внутри дренажных бассейнов)
4. Пустыни низких широт (зоны муссонов) Вост. Африка, Индия, Пакистан
5. Внутриконтинентальные (горные) – Гоби, Таримская, Большой Бассейн
6. Полярные пустыни (температура ниже 10 градусов)

Скорость ветра от нескольких метров до 25-60 м/сек

Роль ветра в сухой области

1. Разрушение первичных неровностей рельефа

Формы эоловой денудации: котлы выдувания, бессточные котловины, ниши выдувания, каменные решетки и др.

2. Перенос материала: песка, глинистых частиц, вулканического пепла, лессов и др.

Чем больше скорость ветра, тем на более длинные расстояния может переноситься материал. Пепел вулканов Кракатау (1883), Сент-Хеленс (1980). Осадки из Сахары найдены на востоке США, в Китае найдена пыль из Северной Европы.

Обратно пропорциональные соотношения диаметра переносимых осадков и скорости ветра:

Скорости ветра	Диаметр частиц
4,5-6,7 м/сек	0,25 мм
11,4 – 13,0 м/сек	1,5 мм
6,0-9,0 м/сек	Менее 0,1-0,05 мм
10-12 м/сек	Менее 0,05 мм

3. Накопление масс рыхлого материала и создание новых неровностей рельефа

Типы пустынь по составу (литологии) покрова

1. Песчаные (Кара-Кум, Такла-Макан, Сахара, Аравийская, Австралийская)

Наложение климатической зональности на рельеф. Формы рельефа могут быть моложе, чем возраст песков, испытавших перевевание.

2. Глинистые (Северо-восточные Кызыл-Кумы)

3. Солончаковые (Лопнор, Себхи в Северной Африке)

4. Солончаково-глинистые (побережья Северного и Восточного Каспия)

5. Каменистые – гамады (высокие равнины Северной Африки; плато Устюрт)

➤ Щебнисто-галечниковые – сериры

➤ Галечниковые-реги

Рельеф пустынь платформенных равнин.

Песчаные пустыни – аккумулятивные формы. Существуют покровные формы, дюны, барханы.

Образование эмбриональной дюны: ветер и препятствие. Высота 1-1,5 м. Дюны образуются не только в пустынях. Для образования эмбриональной дюны должно быть препятствие – массив, блок, кусты, которые препятствуют движению ветра, песок как бы обтекает препятствие. В области наветренного склона создается поднятие и далее накопление идет и на внутренней стороне. Образует конусовидную форму, асимметричную, наветренный слой – крутой. Они образуют кучевые формы рельефа.

Барханы – результат эволюции дюн. Когда начинает вытягиваться рог и образуется полумесяц. Кустовые (песчаные бугры). Наветренный склон пологий. Для барханов необходимо постоянство ветров. Рога – по направлению ветра. Существуют параболические дюны, до 12 км длиной (Колумбия). Наветренная сторона крутая, а подветренный более пологий. Поперечные дюны располагаются поперек ветра. Линейные дюны – один рог барханов выпрямляется и образуется линейная форма, высотой до 100 м и протяженность несколько километров.

Барханы: наветренный ($5-15^\circ$) и подветренный (до 35°) склоны. Высота 3-4 м в Средней Азии, до 3-4 м в Ливийской пустыне, 8-10 м в Сахаре.

Существуют продольные (в тени выступов – препятствий) и копьевидные (изменяющееся направление ветра).

Барханы, объединяясь, образуют *барханные цепи* – ассиметричные гряды высотой до 100 м.

Береговые пустыни. Дюны образуются в условиях высоких скоростей ветра.

Линейные дюны – господство ветра одного направления. Результат эволюции барханов.

Движущиеся пески

Чешуевидные барханные и линейно-грядовые движущиеся эоловые пески Кызыл-Кумов. Направление песчаных бурь – вихрей с юго-запада на северо-восток. Ветер сдувает с гребней песок и изолированные дюны перемещаются на 20 м в день.

Глинистые пустыни. Аллювиальные равнины и элювиальный генезис. Такыры. Полигональная система трещин усыхания на месте временных озер или понижений, куда сбрасывается вода.

Солончаковые пустыни. Сахара (Тунис). Высохшее соленое озеро. Солончаковые пустыни в Африке – Себхи.

Лопнор – восточная часть Таримского массива. Соляная корка мощностью 30-100 см. Испарение подземных вод, близких к поверхности.

Пустыни горных стран

1. Пустыни предгорных и межгорных впадин
 - Щебнисто-галечниковые
 - Глинистые и солончаково-глинистые
 - Песчаные (редко)
2. Пустыни горных сооружений

Каменистые пустыни (гамады): щебнисто-галечниковые (сериды) и галечниковые (реги). Щит из обломков пород. Каменистые пустыни.

Галечниковая пустыня Саноран (внутри дренажных бассейнов). Пыль, собранная ветром, оседает между галечниками на поверхности. Дождь, проникая вглубь, образует

пузырьки воздуха, которые и выталкивают крупные обломки – галечники к поверхности. В течение тысячелетий эти галечники формируют щит на поверхности.

Такла – Макан (Таримская предгорная впадина). Зональность: от грубых аллювиально-пролювиальных конусов выноса до песчаных дюн (куполообразные, линейные, барханы).

Гамады – высокие равнины Африки, Устюрта. Останцы – турткули, а обрывистые – чинки. Созданы эрозионной и эоловой деятельностью.

Горные пустыни. Аридная денудация.

- Тенденция к уплощению рельефа (В. Дэвис)
- Останцовый рельеф
- Эрозионные формы рельефа предгорьев – бедленд.
- Деятельность рек и эоловая деятельность

Островные горы – результат планации в условиях пустынного климата.

Останцовый рельеф – создан селективной аридной денудацией, из-за неоднородности Плато Эннеди. Рельеф аридной денудации. Глыбы, колонны, арки, высотой до 180 м. Котлы выдувания диаметром десятки – сотни метров.

Vadi – высохшие русла.

Ярданги – борозды выдувания. Сложены песками и гипсоносными глинами. Высота 80 м.

Бедленд – эрозионные формы предгорьев и нижних ярусов горных стран. Эрозия и аридная денудация.

Геоморфологические методы

Геоморфологические и специальные структурно-геоморфологические карты.

Легенда карты

Типы и подтипы мегарельефа (цвет):

- Аккумулятивные равнины шельфа
- Аккумулятивные равнины суши
- Денудационные равнины
- Горы подвижных поясов

Типы денудации и аккумуляции ил генезис рельефа (крап):

- Ледниковый
- Флювиальный
- Зандровый
- Морской и др.

Возраст рельефа – индексы на карте

Структурно – геоморфологические карты

Отражают суммарные новейшие тектонические движения за конэрозионный этап развития

Задачи:

- 1) Определение характера (унаследованность и новообразование структурных форм) и типа дислокаций (складчатые, блоковые, складчато-блоковые, глыбовые)
- 2) проведение количественной оценки амплитуд тектонических движений без учета плоскостной денудации
- 3) определение тенденции развития структурных форм

Лекция 12

Структурно – геоморфологические карты

Методика составления структурно – геоморфологических карт

- В основе метода лежит дешифрирование топографических карт, аэро- и космических снимков с использованием современных ГИС технологий, позволяющих сопоставлять топооснову с фотоизображением, а также построение и интерпретация геолого-геоморфологических профилей.
- Амплитуды движений считаются с топографической карты
- Результаты сопоставляются с геолого-геофизическими данными

Линеамент – закономерно повторяющиеся направления, по которым организуются формы рельефа и геологические структуры

Слабая зона – зона разрыва, повышенной трещиноватости, дробления пород.

Разрывные нарушения в рельефе могут быть выражены уступом, когда скорость динамического движения будет больше скорости денудации. В погруженных районах видна только эрозионная сеть. Когда скорость движения уравновешена денудацией – видна речная долина, которая разрабатывает разрыв. В случае погружения происходит процесс аккумуляции, который затушевывает разрыв.

1 признак наличия разрыва – линейность речной долины

2 признак – повторяемость

3 признак – преломление направления речной долины

Признаки выявления слабых зон

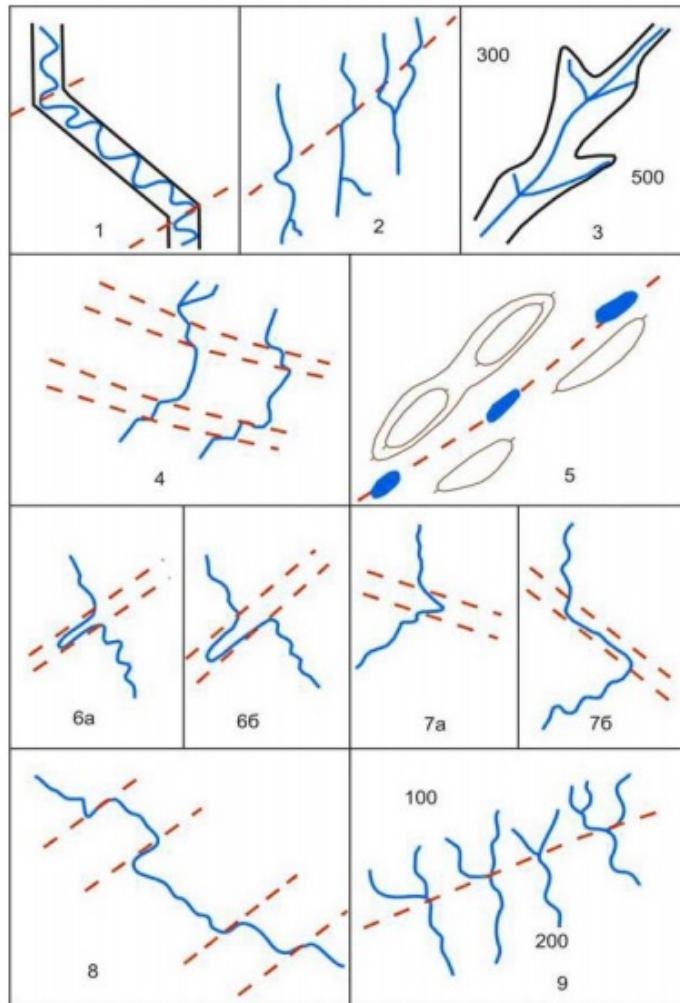


Рис.12.1. Признаки выделения слабых зон (линеаментов). 1 — речная сеть, 2 — озера, 3 — горизонтали рельефа, 4 — слабые зоны, 5 — речная долина в размахе пояса меандрирования.

Среди них спрямленные участки речных долин в размахе пояса меандрирования и изменение их простирания (1), повторяющиеся изгибы рек (2), разделение речной долиной разновысотных блоков рельефа (3), повторяемость изгибов рек (4), седловины с приуроченностью озер (5), явление преломления реки: без смещения с сохранением ее простирания (6а), со смещением и сохранением простирания (6б), со смещением и изменением простирания (7а и 7б); повторяющиеся коленообразные изгибы рек (8), разветвление речных долин (9) (Рис. 12.1).

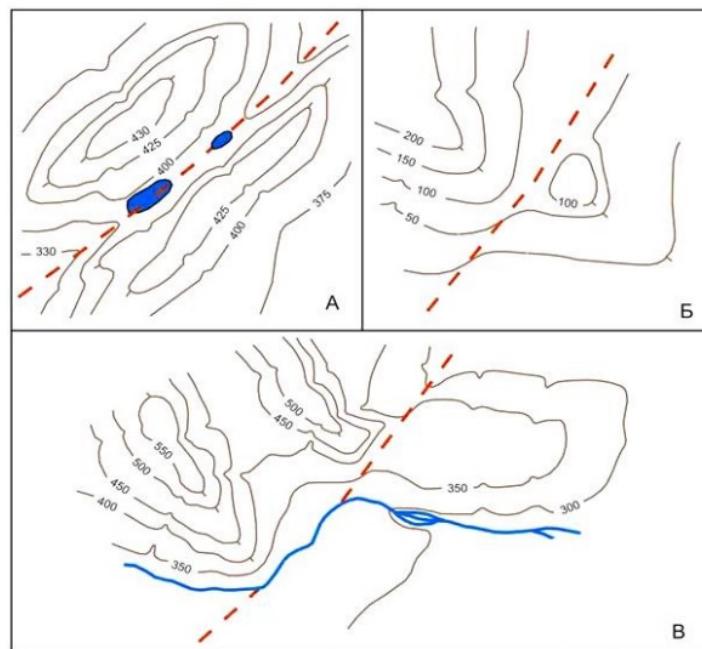


Рис. 12.2. Признаки выделения слабых зон (линеаментов). Красным цветом показаны слабые зоны. Признаками выделения слабых зон являются: А – седловина с приуроченными к ней озерами и разновысотные ступени рельефа; Б – разновысотные ступени рельефа; В – коленообразный изгиб реки, изменение характера рельефа и его абсолютных отметок.

На (Рис. 12.2) показаны признаки выявления слабых зон (линеаментов) по рисунку горизонталей рельефа и анализа абсолютных отметок.

Еще одним признаком для выявления слабых зон, особенно в равнинных областях, является изменения характера меандрирования реки (Рис. 12.3), появление антецедентных участков долин. Перед растущим поднятием или блоком рисунок меандр напоминает «сжатую пружину» и образуются меандры подпруживания, при выходе реки из поднятия образуются меандры разгрузки. В области растущего поднятия или блока долина реки становится антецедентной с линейным характером русла, узкой поймой.



Рис. 12.3. Изменения типов меандров при пересечении рекой развивающегося поднятия

Построение СГК сопровождается анализом рельефа в вертикальных сечениях.

Геоморфологические профили закладываются по водоразделам.

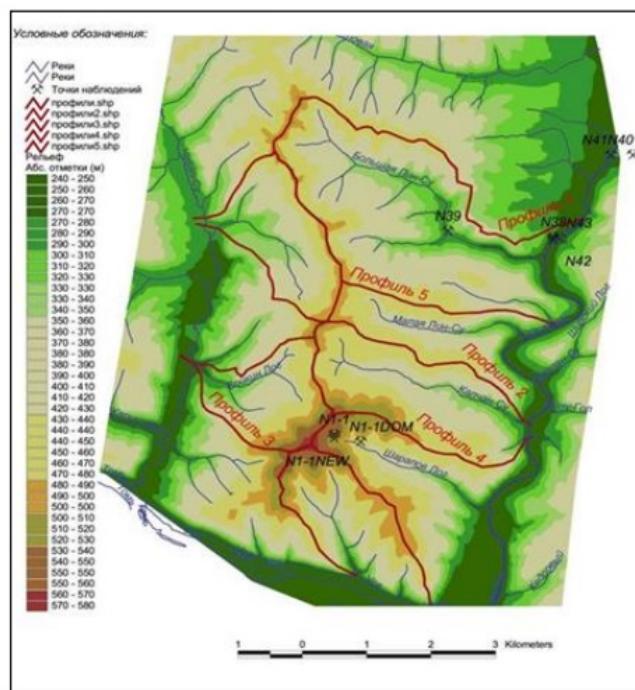


Рис. 12.4. Линии геоморфологических профилей, заложенных по водораздельным поверхностям. Основой служит гипсометрическая карта.

Интерпретация геоморфологических профилей повышает степень достоверности выявленных новейших дислокаций.

Интерпретация профилей (Рис. 12.5) позволяет выделять разновысотные уровни поверхностей выравнивания и речных террас и определить вертикальные амплитуды их смещения по новейшим, выраженным в рельефе, разрывам и перевести слабые зоны в ранг разрывных нарушений. Корреляция одновозрастных уровней поверхностей выравнивания (1-8) и речных террас, включая пойму (9-11), соответствующих этапам развития рельефа, позволяет определить амплитуды новейших разрывов.

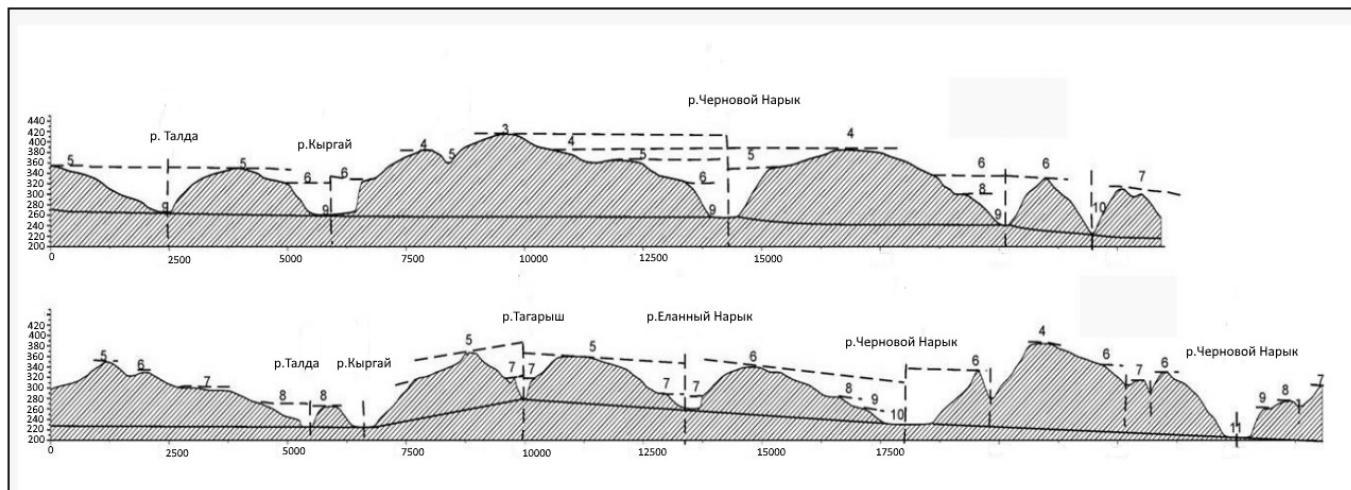


Рис. 12.5. Пример интерпретации геоморфологического профиля. Цифрами обозначены разновозрастные поверхности выравнивания. Прерывистые вертикальные линии — новейшие разрывы, тонкие пунктирные линии — сопоставление одновозрастных поверхностей, толстые черные линии соединяют наиболее глубокие врезы крупных рек.

С целью повышения достоверности структурно-геоморфологических построений, установления степени унаследованности новейших дислокаций от древних структурных планов, определения активности движения по разрывам и роста структурных форм привлекаются геолого-геофизическими данные.

Легенда структурно – геоморфологических карт

- Речные долины в размахе меандров (пояса меандрирования)
- Слабые зоны
- Амплитуда конэрозионных поднятий (считываются с топографической карты)
- Линии геоморфологических профилей



Рис. 12.6. Структурно-геоморфологическая карта одного из районов Кузнецкой впадины (Панина, 2008). На карте видны новейшие поднятия, которые оконтуриваются узкими долинами-впадинами (голубой цвет). Поднятия разбиты слабыми зонами или линеаментами (красные линии) на разновысотные блоки рельефа (оттенки красного и голубого цвета). Отчетливо проявляется северо-восточные простирание слабых зон, в меньшей степени развиты северо-западные слабые зоны.

Последовательность операций

1. Дешифрирование топокарты, т.е. используя признаки, выявляются слабые зоны на границах блоков: оконтуриваются разного ранга поднятия и впадины. В первую очередь выделяются орографические формы и слабые зоны первого ранга
2. Построение и интерпретация профилей. Закладываются по водоразделам, охватывая минимальную и максимальную отметки рельефа. Вертикальный масштаб при этом увеличивается.
3. На карту переносятся слабые зоны и разрывы, установленные по профилям.
4. Максимальные отметки рельефа или разница высот (разница минимальной и максимальной абсолютных отметок) в каждом блоке являются амплитудами конэрэзионных поднятий
5. Разновысотные блоки раскрашиваются: оттенки коричневого цвета для высокоамплитудных поднятий, зеленого – для низкоамплитудных.

Карты неотектоники

Количественная оценка тектонических движений за новейший этап.

Более поздние формы рельефа (частные поднятия) не всегда находят отражения на этих картах.

Использование структурно – геоморфологических карт конэрозионного этапа позволяет уточнить карты неотектоники, построенные для всего новейшего этапа

Отличие структурно-геоморфологических карт от карт неотектоники

Структурно-геоморфологические карты отражают последний (конэрозионный) этап развития структурных форм, а не суммарный результат неотектонических движений, который отражается на картах неотектоники.

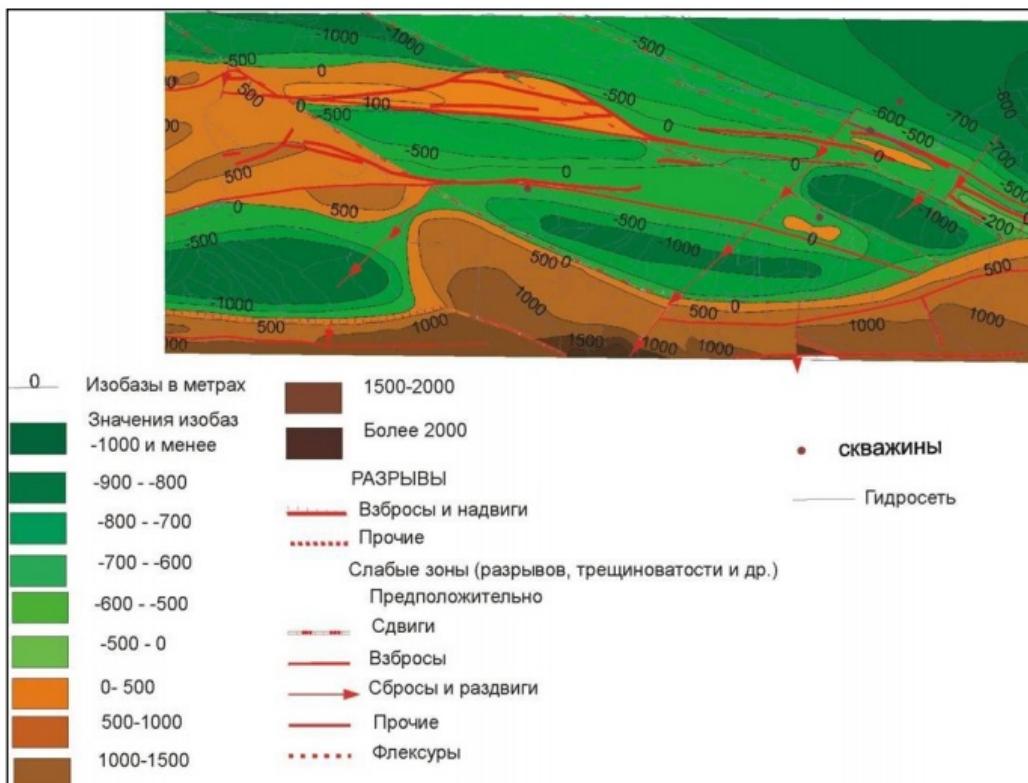


Рис. 12.7. Фрагмент неотектонической карты Терско-Каспийского прогиба (Панина,2008) для интервала времени, начиная с позднего миоцена (10 млн. лет)

Использование структурно – геоморфологических карт

A. Теоретический аспект

1. выявление неотектонического строения
2. определение геодинамически активных участков
3. установление взаимосвязи рельефа с глубинным строением
4. корреляция новейших дислокаций с проявлениями магматизма и сейсмичности, эманациями водорода и гелия, аномалиями теплового потока и др.
5. определение тенденции развития регионов

B. прикладной аспект

- Поиски месторождений твердых полезных ископаемых и углеводородов

- Выявление сейсмически опасных участков
- Активных разломов при строительстве ГЭС
- Зон концентрации метана, термальных источников и др.
- Составление геоморфологических и геологических данных повышает степень достоверности выявленных новейших дислокаций.

Back-stripping анализ

Достоинством этой методики является определение тектонической составляющей.

Одним из историко-геологических методов является метод расчета тектонической составляющей при погружении осадочного бассейна, известный в иностранной литературе как back-stripping.

Этот метод позволяет оценить амплитуды и скорости тектонических движений в разные интервалы времени, что необходимо для построения неотектонических карт для районов, испытывающих длительное прогибания, таких как пред- и межгорные прогибы, платформенные равнины.

Общее прогибание (S) территории в какой-либо точке слагается из двух составляющих: тектонической (S_t), обусловленной эндогенными факторами, и изостатической (S_i), связанной с весом вышележащих толщ. Величина общего прогибания зависит от глубины бассейна в период осадконакопления, эвстатических колебаний уровня моря, коэффициента уплотнения пород с глубиной, а также проседания за счет давления осадочной толщи и воды. Задача back-stripping анализа и заключается в вычленении амплитуды тектонической составляющей из амплитуды общего прогибания, т.е.:

$$S_t = S - S_i$$

Согласно модели локальной изостазии (Cloetingh, Kooi, 1990), расчет тектонической составляющей рассчитывается по формуле:

$$S_t = D - L + H - (P_w D + P_s H) / P_a$$

где S_t – амплитуда, в метрах, H – мощность отложений с учетом уплотнения, в метрах, P_s – средняя плотность отложений в $\text{г}/\text{см}^3$, P_a – плотность астеносферы, равная $3,33\text{г}/\text{см}^3$, P_w – плотность морской воды, равная $1,03\text{ г}/\text{см}^3$, L – 80 превышение уровня моря относительно его современного положения, в метрах, D – глубина осадконакопления, в метрах.

Как следует из формулы, для расчета амплитуд тектонического прогибания необходимо знать мощности отложений по данным бурения и коэффициенты уплотнения различных в литологическом отношении пород. Известно, что с глубиной пористость пород уменьшается, что соответственно ведет к уменьшению мощности пород, вскрытых скважинами. Для того, чтобы перевести "уменьшенные" мощности уплотненных пород в первоначальную мощность осадков необходимо ввести коэффициенты уплотнения.

Кривые тектонического прогибания (subsidence curve) позволяют определить амплитуду тектонических движений за определенный отрезок времени, например, за миоцен–квартер (Рис. 12.8) и наглядно представить историю развития района в точке на местности, где расположена скважина. При сравнении таких кривых, построенных для нескольких скважин, становится возможным представить историю и тенденцию развития региона, провести корреляцию тектонических событий, рассчитать скорости тектонических движений (Рис. 12.9).

Методику back-stripping можно использовать для более достоверного определения амплитуд новейших тектонических движений при составлении карт новейшей тектоники. Примером использования этой методики для расчета амплитуд тектонических движений, начиная с позднего миоцена (сарматы) по настоящее время, является карта неотектоники Скифской плиты (Рис. 12.10).

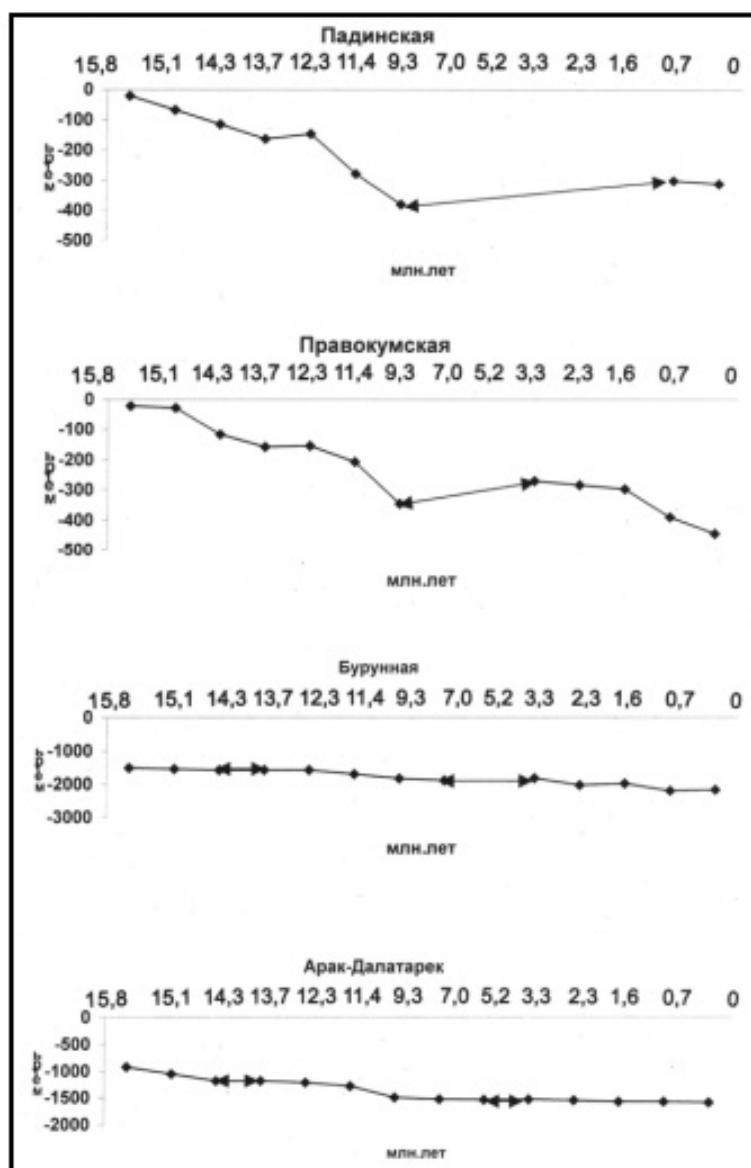


Рис. 12.8. Амплитуды тектонических движений восточной части Скифской плиты в среднем миоцене (чокраке) — голоцене, рассчитанные по методике back-stripping (Панина, 2005). Интервалы времени (млн. лет): 15,8 — 15,1 — чокрак; 15,1 — 14,3 — караган; 14,3 — 13,7 — конк; 13,7 — 12,3 — ранний сармат; 12,3 — 11,4 — средний сармат; 11,4 — 9,3 — поздний сармат; 9,3 — 7,0 — меотис; 7,0 — 5,2 — pont; 5,2 — 3,3 — киммерий; 3,3 — 2,3 — ранний акчагыл; 2,3 — 1,6 — поздний акчагыл; 1,6 — 0,7 — апшерон; 0,7 — 0 — плейстоцен-голоцен; стрелками показаны перерывы в осадконакоплении

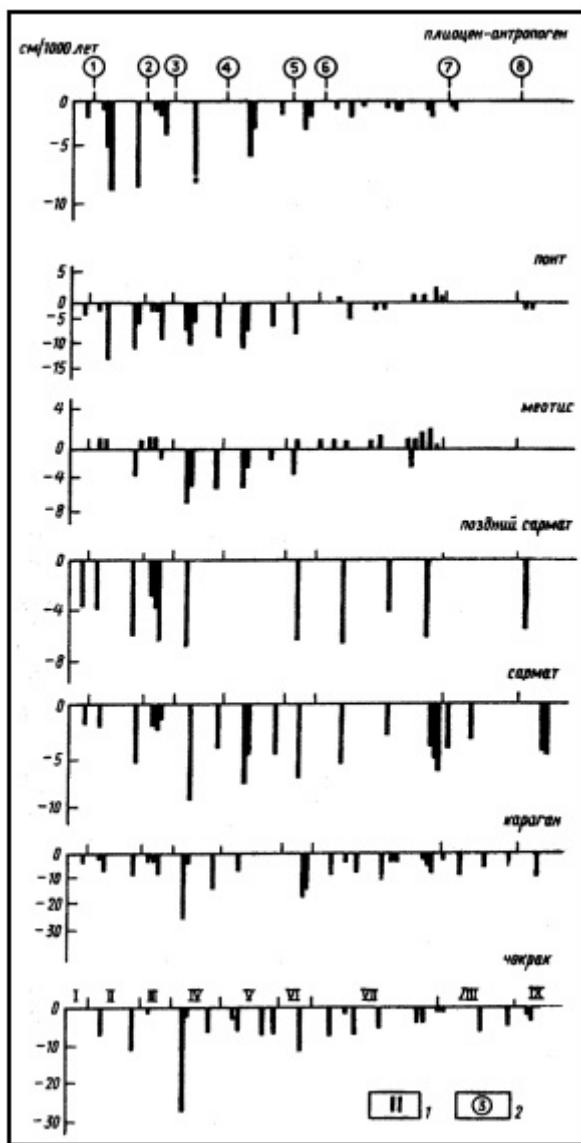


Рис. 12.9. Характер распределения скоростей тектонических движений в разных блоках Западно-Кубанского прогиба, ограниченных поперечными слабыми зонами: 1 — номера блоков; 2 — цифры в кружках — субмеридиональные слабые зоны (Панина, 2005). На рис хорошо видно, как изменяются скорости и знаки тектонических движений в разных блоках Западно-Кубанского прогиба во времени, что подтверждает наличие зон разрывов и трещиноватости пород, выявленных ранее структурно-геоморфологическим анализом

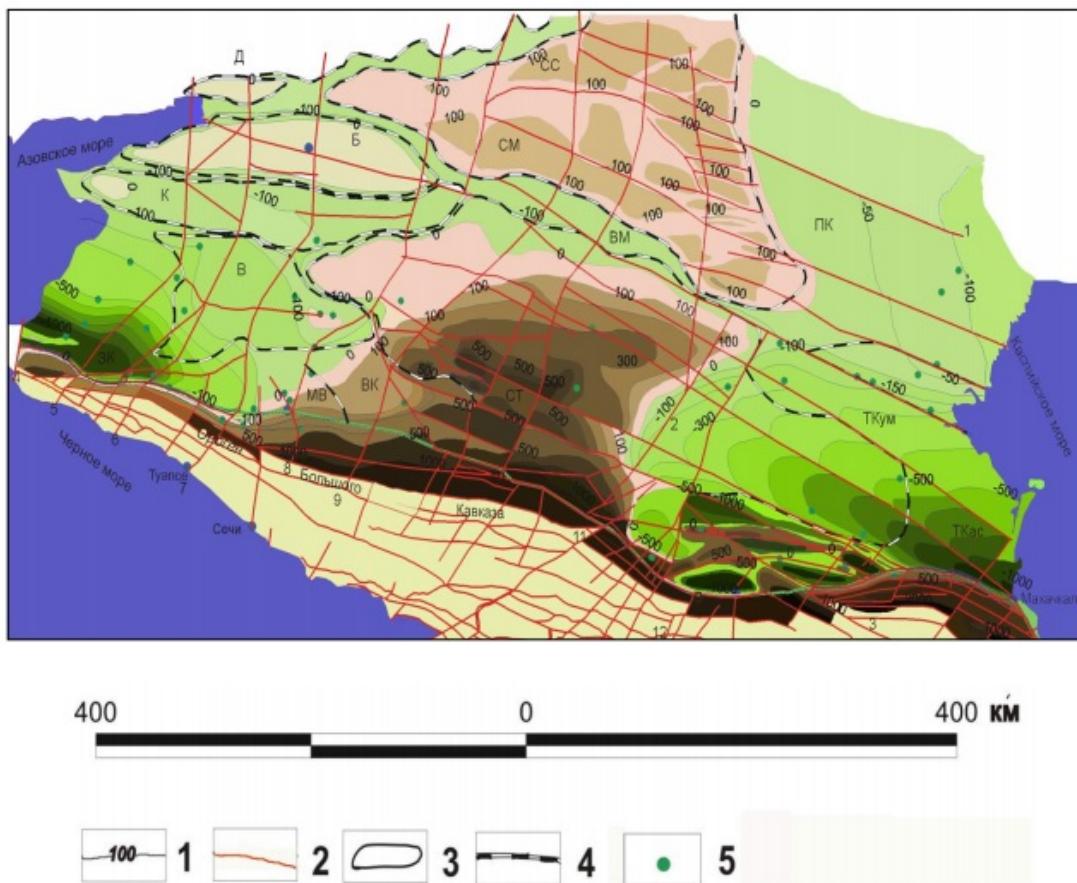


Рис. 12.10. Карта неотектоники Скифской плиты (Панина, 2005): 1 – изобазы, 2 – слабые зоны, 3 – частные поднятия, 4 – контуры новейших поднятий первого ранга, 5 – скважины.

Сопоставление результатов структурно-геоморфологического анализа с современными движениями

Тенденция развития новейших структур на современном этапе: одни структуры испытывают унаследованный тренд восходящих или нисходящих движений, другие – инверсионное развитие, третьи являются стабильными, скорости современных движений здесь приближаются к нулевым значениям.



Рис. 12.11. Новейший разрыв (A-A) в районе Кузнецкой впадины (фото В.А. Зайцева). На фото видно, как новейший разрыв пересекает четвертичные отложения (Q) и прослеживается в толще палеозойских угленосных пород (PZ).

Особое место занимают полевые работы, направленные на обнаружение новейших дислокаций и сопоставление их с результатами структурно-геоморфологического дешифрирования



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ