



Л.В.Панина
Геоморфология

Часть 1

УДК 551.4
ББК 26.823
П16

Панина Людмила Викторовна
П16 **Геоморфология. Часть 1. Электронное учебно-методическое пособие.** – Москва:
Издательство «Перо», 2023. – Мб. [Электронное издание].

ISBN 978-5-00244-042-9 (Общ.)
ISBN 978-5-00244-043-6 (Ч.1)

Предлагаемый учебник написан на основе многолетнего опыта чтения лекций, проведения семинаров и практических занятий по курсу «Геоморфология», предназначенных для студентов бакалавриата геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова. Учебник состоит из двух частей. В первой части рассмотрены история становления и основные концепции науки геоморфологии, ее разделы и отрасли; факторы рельефообразования; статические и динамические параметры и условия формирования орографических форм; мегаформы рельефа Земли; описаны формы рельефа, обусловленные магматизмом и метаморфизмом.

Данный учебник в первую очередь предназначен для студентов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, но может быть использован студентами и преподавателями естественных факультетов МГУ и других ВУЗОВ, а также исследователями, которые занимаются изучением рельефа Земли.

УДК 551.4
ББК 26.823

ISBN 978-5-00244-042-9 (Общ.)
ISBN 978-5-00244-043-6 (Ч.1)

На обложке фото В.А. Зайцева «Каньон реки Сулак (Известняковый Дагестан)»

© Панина Л.В., 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
РАЗДЕЛ I. НАУКА ГЕОМОРФОЛОГИЯ НАУКА ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ЭТАПЫ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ И СВЯЗЬ С ДРУГИМИ НАУКАМИ И ОТРАСЛЯМИ ЗНАНИЙ	5
РАЗДЕЛ II. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ	
Эндогенные факторы.....	11
Экзогенные факторы.....	16
РАЗДЕЛ III. ВЫРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В РЕЛЬЕФЕ. СТАТИЧЕСКИЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ	
Неразвивающиеся структурные формы	19
Развивающиеся структурные формы	25
Динамические параметры.....	32
Скорость.....	32
Сложность.....	39
Неравномерность.....	40
Стадийность.....	43
Зональность.....	44
Унаследованность и новообразование.....	45
РАЗДЕЛ IV. МЕГАФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ	
Мегаформы рельефа континентов.....	51
Области горообразования.....	52
Платформенные равнины.....	78
Мегаформы рельефа океанов.....	91
Мегаформы рельефа областей перехода от континента к океану.....	105
РАЗДЕЛ V. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ МАГМАТИЗМОМ И МЕТАМОРФИЗМОМ	
Рельеф, созданный интрузивным магматизмом.....	119
Рельеф, созданный вулканизмом.....	124
Реликтовый вулканический рельеф.....	139
Вулканические формы рельефа более низкого ранга.....	143
Рельеф, созданный метаморфизмом.....	144
Рельеф, обусловленный магматизмом и метаморфизмом на топографических картах, аэро- и космических снимках.....	146

ОТ АВТОРА

Предлагаемый учебник написан на основе многолетнего опыта чтения лекций, проведения семинаров и практических занятий по курсам «Геоморфология», «Методы изучения деформаций новейшего этапа», «Дистанционные методы при геологических исследованиях», «Компьютерное дешифрирование топографических и космических материалов», предназначенных для студентов бакалавриата и магистрантов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В основу учебника положены материалы как предшествующих исследователей, так и результаты, полученные автором в результате проведенных им работ. В основном речь идет о результатах структурно-геоморфологических и неотектонических исследований, которые проводил автор в разных, с точки зрения геодинамических обстановок формирования новейших структур, районах: орогенах, платформенных равнинах, островодужных сооружениях и др. В учебнике много собственных авторских иллюстраций (структурно-геоморфологических и неотектонических карт, геологических и геоморфологических профилей, рисунков, фотографий), что должно помочь студентам в освоении изложенного материала.

Автор выражает благодарность доценту, зав. лабораторией «Исследования геокатастроф» кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова Владимиру Александровичу Зайцеву за ценные рекомендации при написании этого учебника.

ВВЕДЕНИЕ

Геоморфология – это «наука о рельефе твердой оболочке Земли, его происхождении, развитии в пространстве и времени». Такое определение дала Наталья Петровна Костенко в своем учебнике «Геоморфология». На мой взгляд, это самое емкое определение, в котором указан предмет исследования, его образование и развитие с учетом времени.

Как известно, курс «Геоморфология» читается на многих факультетах студентам разных специальностей. В предлагаемом курсе, который предназначен для студентов-геологов, делается акцент на геодинамику образования форм рельефа, который, как известно, является отражением глубинных процессов, происходящих в Земле.

В первом разделе учебника освящены вопросы становления и развития науки «Геоморфология», ее отрасли и связи с другими науками. В следующих разделах изложены факторы образования рельефа и параметры выражения структурных форм на поверхности Земли. Большую часть учебника занимает анализ мегаформ рельефа континентов, морских акваторий и областей перехода от континентов к океанам, формирующихся в разных геодинамических обстановках на новейшем этапе развития. В последнем разделе описаны формы рельефа, обязанные своим происхождением таким распространенным процессам на Земле, как магматизм и метаморфизм.

РАЗДЕЛ I. НАУКА ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ЭТАПЫ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ И СВЯЗЬ С ДРУГИМИ НАУКАМИ И ОТРАСЛЯМИ ЗНАНИЙ

Что такое «геоморфология». Предмет ее изучения. История становления науки

Впервые термин *«морфология земной поверхности»* или *«геоморфология»* встречается в учебнике геогнозии немецкого геолога Карла Фридриха Науманна, вышедшего в свет в 1850-1854 гг. В книге известного геоморфолога Альбрехта Пенка *«Морфология земной поверхности»*, опубликованной в 1894 году, определение геоморфологии дается как учение *«о возникновении, прошлой истории и происхождении форм земной поверхности»*.

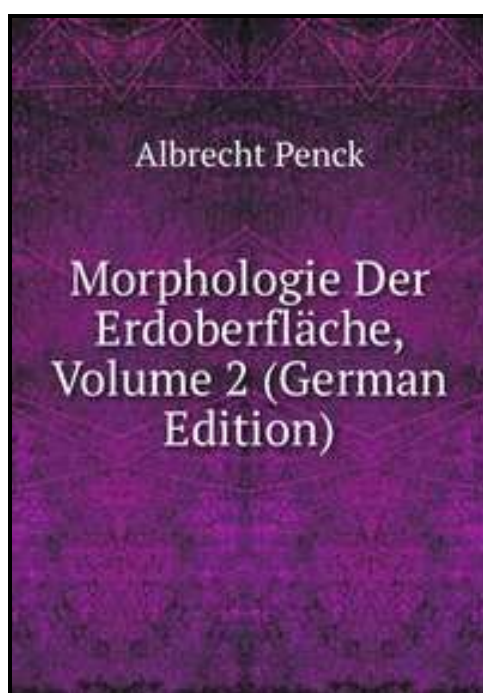


Рис. 1. Обложка книги А. Пенка *«Морфология земной поверхности»*.

Сходные определения дают А. Филлипсон (1887) и Геттнер (1928), представляя геоморфологию как учение *«о твердой земной поверхности»*. Согласно Н.П. Костенко *«геоморфология – наука о рельефе твердой оболочки Земли, его происхождении, развитии в пространстве и времени»*.

История становления геоморфологии

Первые наблюдения над экзогенными процессами – речными, прибрежными, карстовыми проводились в странах Средиземноморья еще в античное время и продолжались в эпоху Возрождения. Известный живописец, архитектор, скульптор, механик Леонардо да Винчи (1452-1519), занимавшийся строительством каналов, оставил нам интересные и

точные описания строения и развития речных долин. Более 300 лет назад итальянский физик, механик, астроном, философ, математик Галилео Галилей (1554-1642) дал определение профиля равновесия реки, как кривой соответствия между “силой и сопротивлением” в работе реки. Однако систематическое описание форм рельефа Земли впервые было сделано Бернгардом Варрениусом в монографии “Общая география”, опубликованной в Амстердаме в середине XVII века. Среди исследователей, занимавшихся проблемами образования форм рельефа земной поверхности в XVII – XVIII веках можно назвать шотландского естествоиспытателя, геолога, физика и химика Джеймса Хаттона (1726-1797), который высказал прогрессивную идею о формировании горных сооружений под действием «подземного жара». В то же время немецкий ученый-геолог, основатель школы нептоунистов Абраам Готлоб Вернер (1749-1817) первостепенную роль в формировании рельефа Земли отводил воде. Сходные представления о доминирующей роли воды в создании рельефа Земли высказывал и немецкий ученый-естествоиспытатель Петер Симон Паллас (1741-1811), признавая, тем не менее, второстепенное воздействие на рельеф вулканов. Наиболее ценное положение по данному вопросу принадлежит М.В. Ломоносову (1763), который считал, что формы земной поверхности создаются в результате взаимодействия «внутренних и внешних сил», иными словами эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования. Эта прогрессивная идея нашла свое подтверждение в дальнейших исследованиях и актуальна сегодня.

Зародившись в рамках географии, геоморфология в VIII – начале XIX веков представляла собой, в основном, описательную науку. Одним из ярких имен является имя известного немецкого географа и геоморфолога Карла Риттера (1779-1859), автора 10-томного сочинения о сравнительной географии континентов.

Как наука, геоморфология, оформилась во второй половине XIX век, когда термин «геоморфология» был предложен немецким геологом, учеником школы А.Г. Вернера, К.Ф. Науманом (1797-1878) в 1852 году. К этому моменту геолого-географическими исследованиями был собран многочисленный фактический материал по гипсометрии, морфометрическим характеристикам, ранговости различных форм рельефа и требовалось его теоретическое осмысление.

В Центральной Европе толчком к выделению геоморфологии как самостоятельной науки, послужили практические, главным образом, гидротехнические изыскания, широко проводившиеся в это время. Гидротехника требовала знания эрозионных процессов, которые изучает геоморфология. Здесь следует упомянуть имя Альбрехта Пенка (1858-1945), одной из проблем, которой он занимался - развитие речных долин, не говоря уже о его вкладе в изучение ледниковых форм рельефа в Альпах.

Во второй половине XIX века во Франции появляются работы, в которых затрагиваются генетические аспекты геоморфологии. Среди них коллективный труд - топографа Де ла – Ноэ и геолога Э. де Маржери (1888) «Формы поверхности» французских исследователей и «Топология» Берто (1910). Следует упомянуть имена европейских и американских предшественников, работы которых также касались вопросов генезиса рельефа. Это французский исследователь Александр Сюррель (1813-1887), который в 1841 г. выявил некоторые закономерности альпийских потоков; а также швейцарцы Людвиг Рютимейер (1869) и Арнольд Гейм (1882—1965). Последний является автором труда «Механизм образования гор». Среди исследователей американской школы следует назвать Лесли, который в 1856 году опубликовал работу, касающуюся отражения складок в рельефе; а также американский путешественник Джон Уэсли Пауэлл (1834-1902) и американский геолог и геоморфолог Гров Карл Гилберт (1843-1918), впервые показавшие зависимость форм рельефа от климата на примере каньона Колорадо и района Скалистых гор.

Теоретической наукой геоморфология становится в конце XIX века, когда появилось “объяснительное описание рельефа” американца Уильяма Морриса Дэвиса (1850-1934) – классика зарубежной геоморфологии. Являясь основоположником эволюционного (стадийного) учения о формах земной поверхности, У.М. Дэвис рассматривал рельеф как результат геологического строения и экзогенного процесса, который моделирует геологическую структуру, создавая тот или иной тип рельефа. Недостатком этого прогрессивного учения являлось то, что рельеф рассматривался в отрыве от глубинных процессов Земли. У.М. Дэвис считал постановку этих проблем преждевременной. Ученые Северной Америки – Джеймс Дуайт Дэна (1813-1895), Джон Уэсли Пауэлл, У Уильям Моррис Дэвис заложили основу динамической геоморфологии, которая объясняет возникновение форм рельефа и их развитие во времени в контексте с геологическим строением и процессами, происходящими в глубине Земли.

Господствующие в начале XX века идеи о вертикальных тектонических движениях земной коры были положены в основу объяснения происхождения и развития форм рельефа немецким ученым Вальтером Пенком (1888-1923), сыном известного геоморфолога Альбрехта Пенка. Рельеф является отражением глубинных процессов и через рельеф мы можем познать тектонические процессы, происходящие в Земле – это положение, выдвинутое В. Пенком в книге «Морфологический анализ», актуально и сегодня.

Вопросам геоморфологии посвящаются многие работы русских исследователей. Среди них известный географ, ботаник, исследователь Тянь-Шаня, экономиста, Вице-председателя Императорского Русского географического общества и президента Русского энтомологического общества Петра Петровича Семенова-Тян-Шанского (1827-1914);

географа и геолога Ивана Васильевича Мушкетова (1850-1902), автора труда «Физическая геология» (1891); географа и геоморфолога, исследователя тектонического строения Сибири и Средней Азии Петра Алексеевича Кропоткина (1842-1921); геолога и почвоведа Василия Васильевича Докучаева (1846-1903), одним из аспектов его деятельности являлось изучение деятельности речных долин; геолога, исследователя Урала и Севера России Сергея Николаевича Никитина (1861-1909); геолога, палеонтолога Алексея Петровича Павлова (1854-1929) – автора генетической классификации рельефа. Предложенная А.П. Павловым в 1898 году генетическая классификация рельефа во многом актуальна и сегодня. Так, по его мнению, можно выделить тектонический, эрозионный, аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный типы рельефа. Следует упомянуть имена известных российских геоморфологов – Ивана Семеновича Щукина, автора труда «Общая геоморфология»; геолога Владимира Афанасьевича Обручева (1863-1956), который определил временные рамки новейшего этапа, когда формируются основные мегаформы рельефа Земли и многих других.

Таким образом, геоморфология – это не только «наука, занимающаяся изучением рельефа земной поверхности, его элементарных форм и законов их развития», как определял ее Иван Семенович Щукин (1885-1985) - крупнейший геоморфолог XX века, рассматривавший геоморфологию как отрасль физической географии. Геоморфология базируется и на знании геологического строения и глубинных тектонических процессов Земли, индикатором которых является рельеф.

Отрасли геоморфологии. Связь с другими науками

Изучать рельеф можно в разных аспектах, применяя различные методики исследования, что и легло в основу разделения геоморфологии на ряд отраслей или дисциплин. Так, в основе *морфологии* лежит описание форм рельефа в результате познания пространственных взаимосвязей элементов рельефа, их внешнего облика, размеров форм. Важным понятием является ранговость форм. Выделяются мега-, макро-, мезо-, микро- и наноформы. К *мегаформам* относятся крупнейшие неровности континентов и океанов – равнины и горы. Более низкий ранг – *макроформы* включают такие понятия как отдельные горные хребты, тектонические впадины, вулканы, подводные каньоны и др. *Мезоформы* объединяют понятия овраги, моренные холмы и др. *Микроформы* - это провальные воронки, промоины, эрозионные борозды на склонах и т.д. *Наноформы* – это кочки, формы ветровой ряби и т. д.

Генетическая геоморфология изучает происхождение рельефа, восстанавливает взаимосвязи форм рельефа с глубинным строением.

Предметом исследования *палеогеоморфологии* является древний рельеф, процессы рельефообразования прошлого, возраст рельефа. Эти данные необходимы для проведения практических работ - прокладки туннелей, поисков месторождений полезных ископаемых, гидрогеологических изысканий и др.

Структурная геоморфология и соответственно структурно – геоморфологический и близкий к нему морфоструктурный методы направлены на установление взаимосвязей между глубинной структурой и формами рельефа, выявление новейших дислокаций рельефа и тенденций их развития во времени. Структурно-геоморфологические исследования позволяют оценить амплитуды поднятий за конэрозионный (с момента становления структурной формы в рельефе) этап, определить степень унаследованности и новообразования современных структурных форм.

Для полной характеристики форм рельефа разного ранга используют так называемые морфометрические характеристики, которые подразумевают количественный анализ, а метод называется *морфометрическим*. Анализ проводится по топографической карте или радарным изображениям, которые отражают неровности рельефа, разные его формы и размеры – более пологие и крутые склоны, остроконечные и плоские возвышенности, изрезанные эрозионной сетью. В результате можно получить количественные данные о степени и глубине эрозионного расчленения рельефа и величине денудационного среза.

Неотектонический метод позволяет оценить суммарные амплитуды новейших движений (за последние 30 млн. лет). Без количественной оценки новейших и современных тектонических движений нельзя судить о происхождении и развитии рельефа, скорости процессов денудации или аккумуляции, направленности и интенсивности тектонических процессов. Карты новейшей тектоники позволяют представить тенденции и темп процессов прогибания и поднятия. Для оценки амплитуд и скоростей новейших и современных движений используются методы повторного нивелирования, высокоточной космической геодезии, расчета амплитуд тектонического прогибания компьютерным методом по отложениям в скважинах (back-striping) и др. Более полно и подробно методы изучения деформаций новейшего этапа изложены в учебном пособии Паниной «Новейшие структуры и рельеф Земли» (Л.В. Панина, 2019 г.).

В последнее время активно развивается морская и планетарная геоморфология.

Связь геоморфологии с другими науками

Геоморфология возникла на базе двух наук – географии и геологии. География изучает рельеф во взаимодействии с внешними оболочками Земли - атмосферой, гидросферой и биосферой. Геология – с твердыми оболочками Земли. Таким образом, геоморфология с

одной стороны, связана с науками географического цикла - физической географией, климатологией, океанологией, гидрологией, геоботаникой, географией почв и др., с другой - с геологическими дисциплинами – геотектоникой, структурной геологией, исторической и региональной геологией, геологией моря, гидрогеологией и др.

РАЗДЕЛ II. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

М.В. Ломоносов в своем сочинении «О слоях земных» (1763) писал: «формы поверхности Земли создаются в результате борьбы и столкновения сил внутренних и сил внешних, взаимодействие которых объясняет образование форм Земли не только малых, но и больших». Здесь по существу речь идет о факторах рельефообразования, которые подразделяются на **эндогенные**, создающие неровности рельефа и **экзогенные**, нивелирующие их.

Эндогенные факторы

Эндогенные факторы – это процессы внутренней динамики Земли, реализующиеся в образовании форм рельефа земной поверхности разного ранга. Эти факторы являются ведущими при формировании континентальных и океанических мегаформ рельефа – орогенов и платформенных равнин, срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин. Тектонические процессы часто контролируют выражение и развитие в рельефе и орографических форм более низкого ранга – частных поднятий и впадин, ориентировку оврагов и промоин и др.

Неоднородное строение Земли и инверсия плотностей как на границах разделов оболочек Земли первого порядка - литосферы и астеносферы, внешнего и внутреннего ядра, так и внутри этих оболочек в условиях высоких давлений и температур обусловило развитие таких эндогенных процессов, как конвекция и глубинный диапиризм. Термическая и химическая многослойная конвекция (перемещение вещества из областей с большей концентрацией в области с меньшей), проявляющаяся на разных уровнях, является причиной тектонических процессов – движения литосферных плит, деформаций блоков земной коры разного ранга, магматизма, метаморфизма и других эндогенных процессов, воздействующих на земную кору и формирующих рельеф Земли. В последнее время все больше внимания уделяется мантийным плюмам – струям магмы, поднимающимся от границы мантии и ядра, которые в условиях различной проницаемости земной коры также могут рассматриваться как эндогенные факторы образования рельефа (например, Гавайско-Императорская цепь островов - вулканов в Тихом океане).

Для возникновения тектонических движений и деформаций необходима кинетическая энергия, ресурсом для которой часто является тепловой поток Земли. Процессы в недрах Земли обеспечены и контролируются внешними и внутренними источниками энергии. Традиционно выделяются две группы источников энергии эндогенных процессов: **космические (или внешние) и планетарные (или внутренние).**

Космическими источниками энергии являются излучение галактик, планет, главным образом, воздействие Солнца и Луны. Сюда же можно отнести энергию, выделяющуюся при падении метеоритов. Воздействие лунных приливов велико в мелких морях и особенно на ранних стадиях развития Земли. Предполагается, что в архее Земля прогревалась за счет лунных приливов на $500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Позднее, по мере увеличения расстояния между Землей и Луной, роль лунных приливов существенно сокращалась. Твердые приливы, обусловленные гравитационным воздействием Луны и Солнца на Землю, создают дополнительный источник энергии, составляющий, по мнению О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова, примерно 2% от общей тепловой энергии недр. Некоторые исследователи придают большое значение этому явлению и рассматривают его как источник энергии для механизма тектоники литосферных плит. Солнечные приливы в меньшей степени оказывают влияние на Землю и составляют примерно 20 % от лунных.

К **планетарным** (внутренним) источникам относится механическая энергия вращения Земли, гравитационное, магнитное и тепловое поля нашей планеты.

Тепловой поток, который измеряется $4,2 \cdot 10^{13}\text{ W}$ и складывается из энергии распада радиоактивных элементов (U, Th, K и др.); тепла, приобретенного Землей в период аккреции и унаследованного от протопланетного диска (температура $1000 - 1200\text{ }^{\circ}$ по Кельвину); теплового потока, выделяющегося в процессе глубинной гравитационной дифференциации, т. е. в результате перераспределения вещества Земли по плотности при его химических и фазовых превращениях на границах раздела ядра и мантии, внешнего и внутреннего ядра, нижней и верхней мантии и внутри коры. Считается, что последний вносит наиболее существенный вклад в суммарный тепловой эффект (Сорохтин, 1971). Согласно расчетам температура мантии на ранней стадии развития Земли была $2000\text{ }^{\circ}\text{C}$, а сейчас - $1350\text{ }^{\circ}\text{C}$. Если тенденция сокращения температуры сохранится, то по расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова через 1-1,5 млрд. лет Земля превратится в мертвую планету подобно Меркурию и Марсу.

Таким образом, тепловая энергия является одним из основных источников, обеспечивающих проявление тектонических деформаций земной коры различного типа и ранга, которые в свою очередь находят отражение в многообразии форм рельефа.

Процессы, происходящие как на поверхности, так и внутри Земли, подчиняются силам гравитации и гравитационному полю Земли. Стремление к выравниванию внутренних и внешних неоднородностей Земли, инверсия плотностей на различных уровнях литосферы и на ее границе с астеносферой приводит к различного рода диапиризму: от мантийного до соляного. Явление изостазии, образование поверхностных гравитационных деформаций (складок, шарьяжей и др.) – все это связано с потенциальной гравитационной энергией

Земли. Инверсии магнитного поля, а также изменения скорости вращения Земли и ее параметров (эксцентриситет орбиты, наклон оси, прецессии) влияют на периодичность активности эндогенных процессов – вулканизма, сейсмичности, тектонических процессов, объединенной понятием тектоно-магматические циклы, включая орогению и планацию (выравнивание) твердой оболочки Земли. Выделяются циклы Вильсона и Бертрана продолжительностью соответственно 600 и 200 млн. лет, которые коррелируют с эпохами схождения и расхождения континентов, что ведет к неоднократной смене морфоструктурного плана земной поверхности.

Ответственными за разнообразие форм современного рельефа являются новейшие тектонические движения, которые реализуются в деформациях различного ранга и типа. Результатом этих движений могут быть пликативные (складчатые) и дизъюнктивные (разрывные) дислокации, которые отражаются в рельефе земной поверхности. По рангу эти деформации классифицируются как глубинные, коровые и поверхностные. *Глубинные* движения ответственны за создание крупных структурных элементов таких, как щиты, синеклизы, антеклизы, авлакогены и др. структурные элементы платформ, горные сооружения. Эти движения осуществляют перемещения литосферных плит, границами которых являются сутуры, рифтовые системы, трансформные разломы. Примером может служить глубинный разлом Сан-Андреас, прослеживающийся до поверхности Мохоровичича. Он же является границей Тихоокеанской и Северо-Американской плит. *Коровые* движения являются производными от глубинных и функционируют более короткое время. Они создают складки, разрывы и их комбинации. Большая часть разломов прослеживаются до глубин 20-30 км, как, например, Уральская сутура. *Поверхностные* движения характеризуются меньшими глубинами проникновения. К ним относятся современные движения, ответственные за формирование новейших дислокаций, выраженных в рельефе. Эти движения реализуются в формировании пликативных (складчатых) и дизъюнктивных (разрывных) структур, которые выражены в современном рельефе разного ранга и морфологии поднятиями и впадинами, разрывными нарушениями, зонами трещиноватости, блоками и др.

К эндогенным факторам относится и современный вулканизм, который создает своеобразные формы рельефа. Например, к числу вулканогенных провинций относится провинция вулкана Этна на о. Сицилия. Здесь развиты современные вулканы, кальдеры, лавовые поля (рис. 2,3).



Рис. 2. Вулканогенный рельеф провинции Этна.

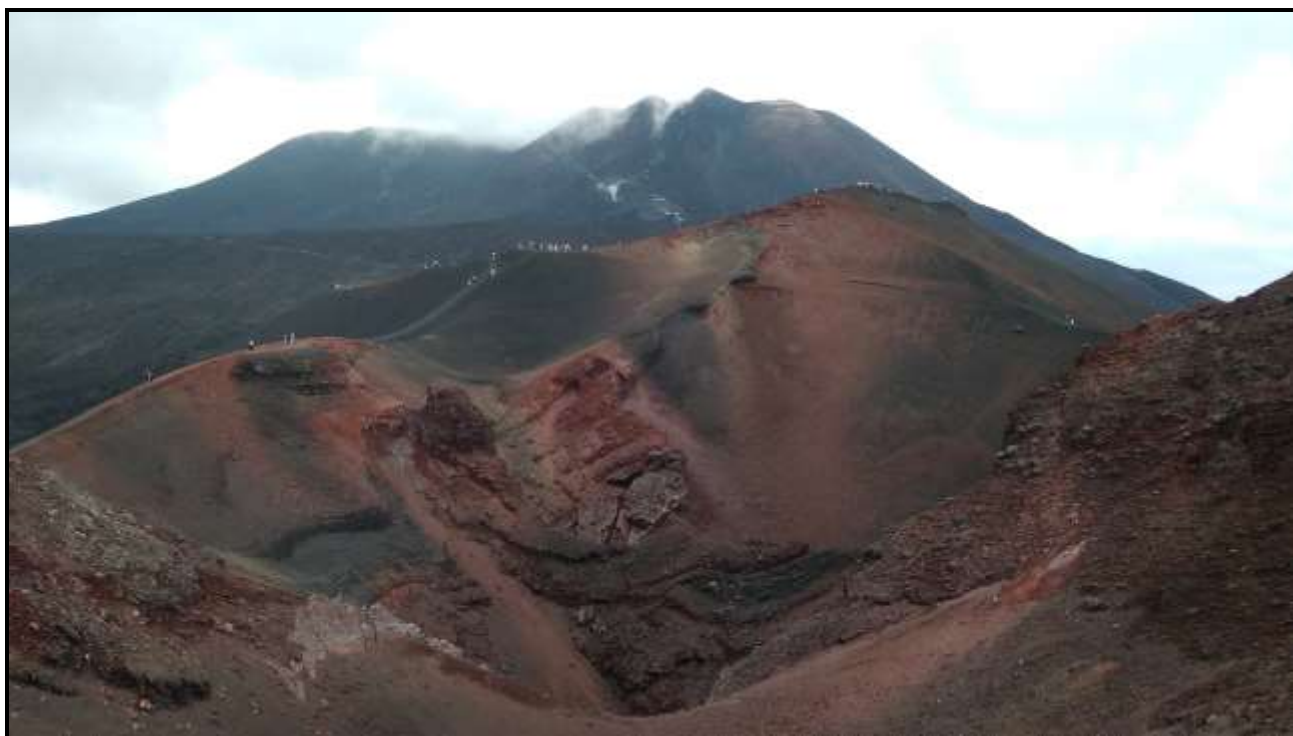


Рис. 3. Вулканогенный рельеф провинции Этна. На переднем плане – кальдера одного из вулканов, на дальнем плане – вулкан Этна.

Сейсмичность также оказывает существенное влияние на облик рельефа. В результате землетрясений появляются так называемые сейсмодислокации, которые выражаются в рельефе смещениями форм прежнего рельефа по разломам, зонам трещиноватости. В рельефе появляются рвы, уступы, сейсмооползни, обвалы, изменяющие прежний рельеф (рис. 4).



Рис. 4. Сейсмогенный блок-оползень возникший в зоне сейсморазрыва (показан стрелками) Алтайского землетрясения 2003 г. Долина р. Талтура, Горный Алтай.



Рис. 5. Сейсмотектонический ров, нарушающий первичную поверхность рельефа.

Таким образом, космическая и планетарная (земная) энергия, взаимодействуя и дополняя друг друга, реализуется в тектонических движениях, процессах магматизма и метаморфизма, сейсмичности, которые, являясь эндогенными факторами, создают первичные неровности твердой оболочки Земли или мегаформы рельефа.

Экзогенные факторы

Неровности, создаваемые эндогенными процессами нивелируются поверхностными, экзогенными факторами – выветриванием, сносом (денудацией) и аккумуляцией (накоплением), которые объединяются в понятие экзогенные факторы. Вначале происходит *выветривание*, которое подготавливает материал к сносу или денудации. *Выветривание* – процесс разрушения горных пород в результате воздействия механических, химических, органических агентов. В зависимости от преобладания того или иного агента различают типы выветривания – физическое, химическое, органическое. Продукты разрушения выполняют впадины и понижения рельефа. Этот процесс называется аккумуляцией. Экзогенные процессы также, как и эндогенные, обеспечены энергией, источниками которой является влияние Солнца, Луны, гравитационное поле Земли и др. Лучи Солнца, воздействуя на атмосферу и гидросферу, способствуют процессу выветривания. Лунные приливы, влияющие на уровень моря, стимулируют экзогенные процессы побережья, приводящие к возникновению новых форм рельефа. Благодаря силе тяжести происходят гравитационные процессы на склонах, осложняя последние разного рода формами рельефа – осыпями, оползнями, обвалами и др.

Тип и интенсивность экзогенных процессов зависят от *климата*, являющегося своеобразным катализатором проявления того или иного типа выветривания или скоростей денудации и аккумуляции. Климатическое влияние осуществляется через атмосферу, гидросферу и биосферу Земли. Земля уникальна своей атмосферой и гидросферой, которые создают условия для существования некоторого баланса между ростом формы рельефа (морфоструктуры) и ее денудацией. Благодаря этому самая высокая отметка рельефа на Земле составляет более 8 км. Вершина горы Эверест Гималайской горной системы в Непале находится на высоте 8 848 метров над уровнем моря. Для сравнения на Марсе, где атмосфера разрежена и отсутствует в жидком состоянии вода, экзогенные процессы подавлены, отметки рельефа существенно выше (вулкан Олимп достигает 21 км).

Климат является катализатором воздействия на рельеф таких поверхностных агентов как выветривание, ветра, подземных и поверхностных текущих вод, океанов и др. и определяется количеством атмосферных осадков (влажностью), температурой, влиянием ветра, близостью или удаленностью от океана. От климата зависит тип выветривания, а

также скорость сноса и накопления коррелятивных тому или иному экзогенному процессу отложений. Так, в областях с аридным климатом существенную роль в рельефообразовании играет механическое выветривание, во влажных тропиках – химическое. С другой стороны, климат формирует рельеф. Так, в нивальных условиях на фоне развития мерзлотных, нивационно-гляциальных процессов создаются такие климатически обусловленные формы рельефа, как моренные гряды, друмлины, кары, троговые долины, а в пустынях с жарким аридным климатом возникают эоловые формы – барханы, бугристые пески, котлы выдувания и др. (рис. 6).



Рис. 6. Рельеф аридной области (пустыня Сахара). Область аккумуляции песчаных отложений – барханы и барханные цепи.

Солифлюкция, оползневые процессы, морозное выветривание, термокаст в условиях резко континентального климата напрямую зависят от экспозиции склонов и также подчинены климатической зональности.

Существует планетарная горизонтальная климатическая и ороклиматическая вертикальная зональность ландшафтов. Первая выражается в смене климатических поясов в направлении от полюса к экватору, вторая – в изменении климатических зон по вертикали – от области равнин и предгорий до высокогорий (области современного горного оледенения). Каждой природной климатической зоне соответствует зона рельефообразования и осадконакопления. Нивальной климатической зоне высоких широт соответствует область высокогорий в низких широтах с набором ледниковых форм рельефа и генетических типов отложений равнинного и горного оледенений. Горизонтальная географическая зональность осложняется вертикальной. Например, в аридной климатической зоне пустынь низких широт высоко в горах (Тянь-Шань, Памир), в пределах хиносферы существует нивальная климатическая зона с рельефом современного горного оледенения.

Рельеф – результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов

В геоморфологии долгое время ведется спор какие факторы при формировании рельефа являются главенствующими: эндогенные или экзогенные. Выделяют даже такие понятия, как экзогенный рельеф. В 50-е годы XX века были попытки разделить геоморфологию на структурную, занимающуюся рельефом, созданным эндогенными процессами, и климатическую, предметом исследования которой являются климатически обусловленные формы рельефа. Но чем детальнее мы изучаем рельеф, тем больше убеждаемся в том, что рельеф – результат взаимодействия тектонических (эндогенных) и экзогенных факторов. Хорошим примером взаимодействия различных факторов рельефообразования является Дальний Восток, где отчетливо наблюдается изменение форм рельефа с востока на запад. Так, влиянию муссонов особенно подвержены формы рельефа восточной части суши Приморского края, где развит риасовый рельеф, сформированный в результате послеледниковой ингрессии. Волнения и штормы, вызванные муссонами и тропическими циклонами (тайфунами), усиливают размыв и перемещение огромных масс рыхлого материала на склонах, существенно изменяя рельеф побережья. Муссонные дожди провоцируют плоскостной смыв, эрозию и образование оползней на склонах изрезанных берегов. На острове Врангеля в результате воздействия ветра образуются так называемые «каменные мостовые», формы ячеистого вытачивания галек (Марков, 1947); для Курильских островов и Сахалина характерны дюнные пояса (Курильские острова, Сахалин), песчаная рябь и другие формы эолового рельефа. По мере продвижения на запад вглубь материка на фоне мерзлотных процессов формируется гольцовый рельеф, осложненный курумами, деллями, карами и другими криогенными формами, уже подчиненными высотной климатической зональности.

Наряду с климатическими факторами, которые ответственны за описанные выше мезо- и микроформы рельефа, существенная роль в создании мегаформ Дальнего Востока принадлежит эндогенным факторам – процессу субдукции, сопровождающейся островодужным вулканизмом, сейсмичностью, тектоническими движениями. Эндогенная геодинамика особенно активно отражается в рельефе на востоке, а по мере продвижения на запад, где влияние эндогенных процессов ослабевает, появляются более зависимые от климата формы рельефа. Таким образом, роль климатического фактора сводится к формированию мезо- и микрорельефа на фоне мегаформ, обязанных своим происхождением эндогенным процессам. Эндогенные факторы создают неровности рельефа, а экзогенные – нивелируют их. Об этом писал еще в 1830 году Ч. Лайель. По его мнению основные формы рельефа – суть движений земной коры, а внешние силы (денудация) уничтожает эти формы.

РАЗДЕЛ III. ВЫРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В РЕЛЬЕФЕ. СТАТИЧЕСКИЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Неразвивающиеся структурные формы

Пликативные дислокации

Наблюдая формы рельефа мы сталкиваемся с их многообразием: плато, квесты, гряды, слабо холмистые равнины и т. д. От чего же зависит это богатство форм рельефа? Еще в XIX веке геоморфологи установили, что основная причина – это геологическое строение и отражение его в формах рельефа на поверхности Земли. Как, известно, различные условия залегания пород – горизонтальное, наклонное, складчатое, осложненное разрывами и др. обусловлено, как правило, глубинными тектоническими процессами. Правда, некоторые поверхностные проявления деформаций – действие ледников, например, также могут создавать нарушенное залегание пород. Строго говоря, существуют формы рельефа, где преобладающая роль в их происхождении принадлежит тектоническим процессам – архитекторам или создателям рельефа и климатически обусловленные формы, в образовании которых на первое место выходит климат, контролирующий экзогенные процессы. Чаще всего эти два параметра работают совместно. Например, Клиско-Дмитровская гряда, сложенная мореной московского горизонта (средний неоплейстоцен) и образовавшаяся в результате действия ледниковых процессов, в современном рельефе представляет собой растущее неотектоническое поднятие.

На поверхности Земли на структурные формы (складки, разрывы, их комбинации) воздействуют экзогенные процессы и провоцирующие их климатические факторы, которые и превращают первичные структуры в орографические формы (ОФ). Допустим, что частные или отдельные первичные складки и разрывы, образовавшись в прошлые фазы тектогенеза, впоследствии не испытывали тектонических движений, а созданные ими орографические формы, подвергались воздействию экзогенных процессов, климата в условиях *общего тектонического поднятия территории* ($T > 0$). Последнее условие является существенным для выражения структурных форм на поверхности Земли. В противном случае, не обеспеченные источниками энергии, частные структуры либо нивелировались (при $T = 0$), либо перекрывались чехлом молодых четвертичных отложений, не отражаясь на поверхности Земли ($T < 0$). Такие структуры называются *неразвивающимися*.

К числу других, не менее важных параметров *неразвивающихся* структурных форм, от которых зависит характер выражения их в рельефе, относятся: *тип дислокации; устойчивость к процессам денудации пород, слагающих структурную форму, так называемый, литолого-стратиграфический параметр; а также глубина денудационного среза*. Под литолого-стратиграфическим параметром понимается состав, мощность,

однородность и частота переслаивания (перемежаемость) различных по составу и устойчивости к процессам денудации пород, слагающих структуру. При наклонном залегании (угол падения пород до 15°) и переслаивания устойчивых и неустойчивых к процессу денудации разностей (к примеру, известняков и глин) будут образовываться квесты, или (при углах более 15°) – гряды. Квестовые и грядовые формы характерны для горных и предгорных районов, где являются отражением в рельефе крыльев крупных складок или даек (рис.7).

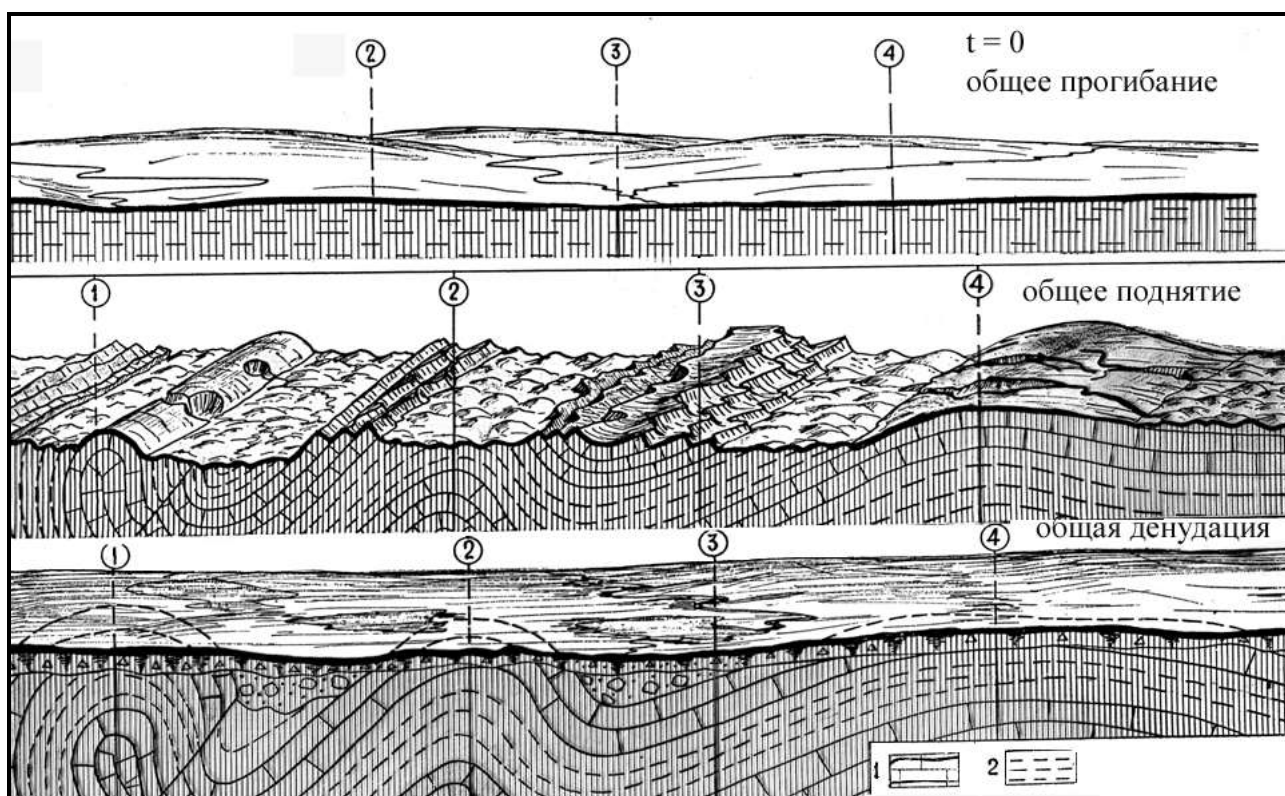


Рис. 7. Выражение в рельефе неразвивающихся структурных форм – складок возможно только в условиях общего тектонического поднятия $T > 0$ и устойчивых к процессам денудации пород, слагающих эти складки: 1 – устойчивые породы (известняки), 2 – неустойчивые породы (глины). Цифрами в кружках обозначены частные структуры: 1,2,4 – антиклинальные складки, 3 – синклинальные складки (средний и нижний рисунок). На верхнем рисунке – рельеф в условиях общего прогибания и частные структуры не выражены на поверхности (рис. Н.П. Костенко).

Влиянием этих факторов и обусловлено разнообразие орографических форм: плато, квест, гряд, поднятий и др. Так, в условиях горизонтального залегания пород формируется рельеф холмистых равнин, либо плато. Для формирования последних необходимым условием является наличие бронирующего пласта пород, устойчивых к процессам денудации (рис. 8).

Складки и разрывы, а также их комбинации отражаются в формах рельефа в зависимости от морфологии, т.е. типа замка, наклона осевой плоскости, типа разрыва и т. д.

Размеры складчатых форм в рельефе обычно исчисляются первыми сотнями метров до первых километров. В соответствии с морфологией и литолого-стратиграфическим критерием это могут быть сводовые поднятия, слабовогнутые плато, характерные для открытых аркообразных, веерообразных и коробчатых антиклиналей и синклиналей. Крылья складок в зависимости от угла наклона и литологии могут выражаться в рельефе квестами, грядами. Так, изоклиналиные складки образуют гряды и «гривки», наклонные – асимметричные формы: квесты - на более пологих и гряды на более крутых крыльях.



Рис. 8. Аэроснимок одного из районов Сибири. В центральной части снимка – плато (2), сложенное устойчивыми к денудации породами (эффузивами), бронирующими горизонтально залегающие терригенные отложения юрского возраста (1). Литолого-стратиграфический параметр.

Неразвивающиеся структуры относятся к тождественным, т. е. практически неизменным последующими деформациями. Поэтому линия, соединяющая наиболее высокие абсолютные отметки орографических форм неразвивающихся структур будет прямой (рис.9). Хорошим примером неразвивающихся структур являются складки Известнякового Дагестана. Эта система коробчатых антиклиналей, разделенных синклиналями. И те, и другие выражены в рельефе поднятиями, бронируемыми устойчивыми к денудации карбонатными породами – известняками (рис. 10). Степень выражения в рельефе зависит также и от уровня денудационного среза. Под уровнем

денудационного среза понимается глубина денудации структурной формы. Например, если уровень денудации достигает устойчивых пород (известняков, песчаников), которыми бронируется складка, то в рельефе она будет выражена положительной формой независимо от того является ли эта складка антиклиналью или синклиналью. Во втором случае говорят об обращенном типе рельефа (рис.11). Угловые несогласия выражаются в рельефе резкой сменой типа рельефа.

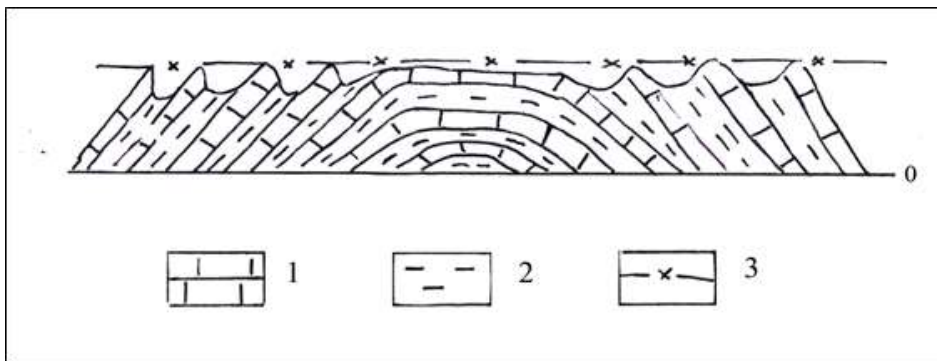


Рис. 9. Выражение в рельефе неразвивающейся коробчатой антиклинали, сложенной чередующимися устойчивыми (известняками) и неустойчивыми (глинами) к процессам денудации породами: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – линия, соединяющая наиболее высокие абсолютные отметки рельефа. Эта линия прямая.



Рис.10. В центральной части снимка синклинали, сложенная в ядре верхнемеловыми известняками, а на крыльях – терригенными и карбонатными разностями пород нижнемелового возраста. Ось синклинали совпадает с долиной реки. Синклинали выражена в рельефе поднятиями и образует обращенный рельеф.

При понижении уровня денудационного среза до более глубоких горизонтов, сложенных относительно неустойчивыми породами (глинами, аргиллитами), последующая денудация может привести к выполаживанию рельефа и уничтожению положительной формы. Та же складка может вообще не выразиться в рельефе или образовывать

отрицательные формы – понижения, впадины. В этом случае «прочитать» геологическое строение района сложно.

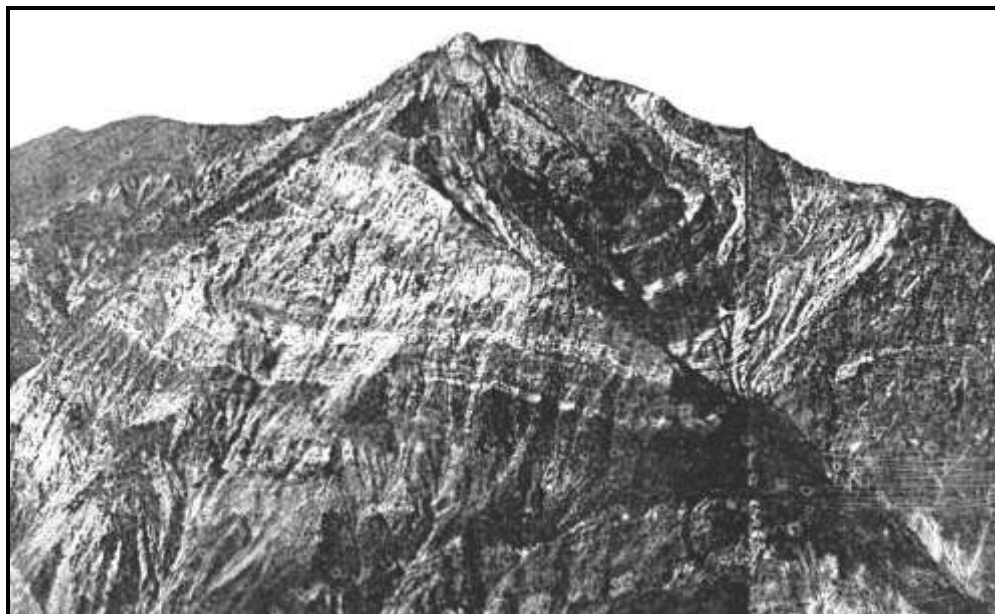


Рис. 11. Пример обращенного рельефа (хребет Петра I). Неразвивающаяся синклиальная складка выражена в рельефе поднятием.

В условиях сложного складчатого залегания, выраженного чередованием узких сжатых антиклиналей и синклиналей, находящихся на одном уровне денудационного среза и имеющих практически одинаковые абсолютные отметки рельефа, можно уверенно говорить, что эти структуры не развиваются. Примером является палеозойский складчатый комплекс Казахстанского щита, в строении которого участвуют терригенные отложения (преимущественно глины, аргиллиты), переслаивающиеся с горизонтами известняков. Эти горизонты являются маркирующими (белый фототон), что позволяет отдешифровать структуру района (рис.12). Рельеф равнинный, осложненный «гривками», которые сложены известняками – наиболее устойчивыми к денудации породами.

Древние разрывные дислокации.

Из древних (неразвивающихся) разрывов в рельефе лучше всего выражены взбросы и сбросы, т.е. разрывы с крутыми плоскостями сместителей, а разные крылья сложены контрастными, устойчивыми и неустойчивыми к денудации породами. Надвиги и покровы выражаются поднятием в рельефе в том случае, если висячее крыло сложено твердыми, устойчивыми породами (известняками, песчаниками и др.), что видно на рис.13.

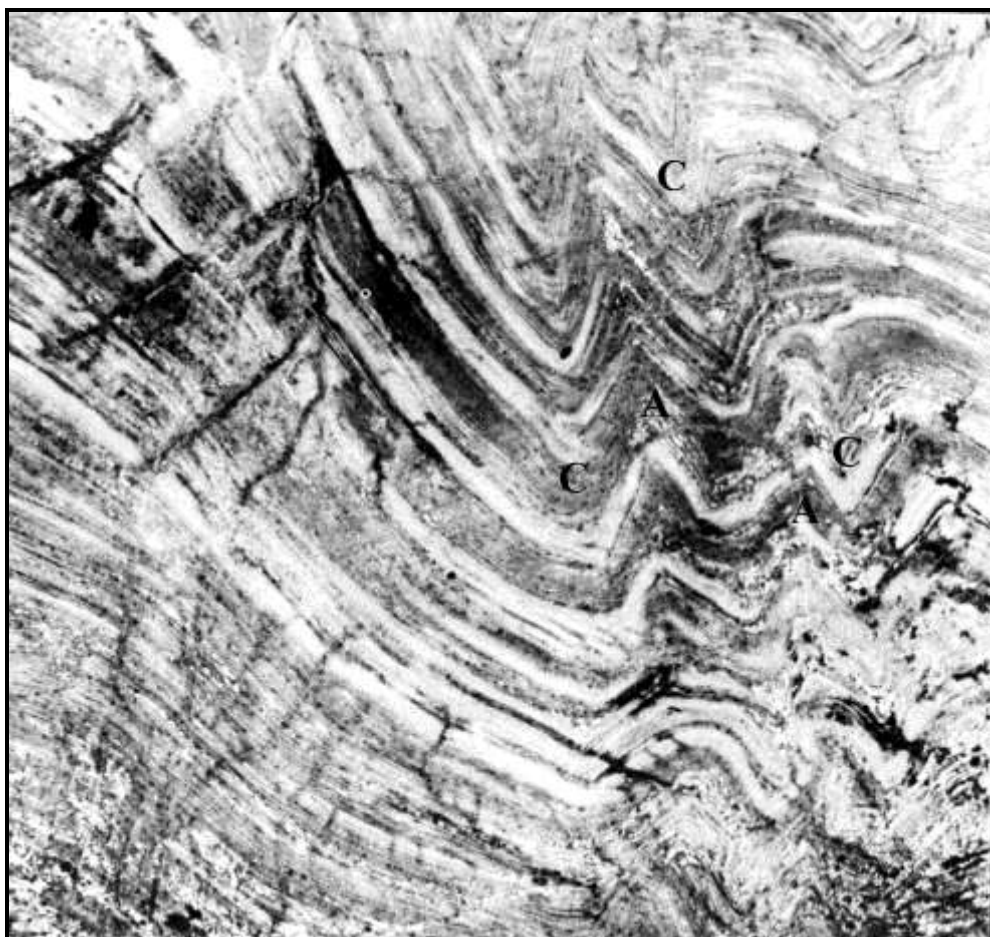


Рис. 12. Неразвивающиеся структуры (антиклинали и синклинали) Казахстанского щита. Буквами обозначены: А – антиклинали, С – синклинали. Пояснения в тексте.

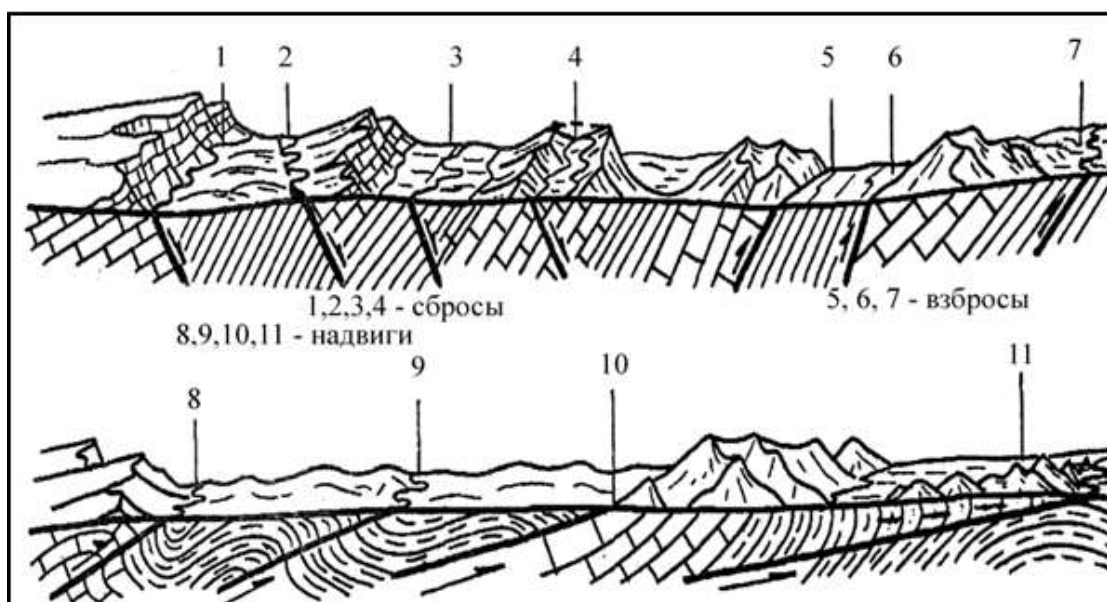


Рис. 13. Выражение в рельефе древних разрывов. Обратите внимание, в обоих крыльях древних разрывов нет молодых четвертичных образований – продуктов размыва отложений с висячего крыла (рис. Н.П. Костенко).

В однородных и неустойчивых к денудации комплексах разрывы не выражены в рельефе, а выделять их можно только по косвенным признакам, главным образом, по

рисунок гидросети. Н.П. Костенко (1999) предложен специальный термин «слабая зона», подразумевающий зону разрыва, повышенной трещиноватости, дробления, проницаемости породы и др. Слабые зоны, как правило, не выражены рельефе явным разрывом со смещением. Выявление «слабых зон» по ряду признаков (спрямлению русел, долин, смещению речной сети и водоразделов и др.) особенно актуально в равнинных областях, где широко развит чехол четвертичных отложений, маскирующих разрывы.

Таким образом, неразвивающиеся структуры могут быть выражены в рельефе при условии *общего тектонического поднятия территории, а многообразие тождественных, часто обращенных форм рельефа, зависит от исходного типа дислокаций, литолого-стратиграфического параметра и уровня денудационного среза. Тип неразвивающейся дислокации, литолого-стратиграфический параметр, уровень денудационного среза называются статическими параметрами.*

Развивающиеся структурные формы

Развивающиеся структурные формы характеризуются большим количеством параметров, в число которых наряду со *статическими*, рассмотренными выше, входят так называемые *динамические* – скорость тектонических движений (знак и величина), неравномерность, сложность, стадийность, направленность, унаследованность и новообразование и др.

Основным отличием развивающихся дислокаций в рельефе является изменение морфологии орографической формы по сравнению с первичной структурной, обусловленное новой деформацией. В результате в рельефе появляется дислокация с новым изгибом, а в случае разрывов – появляется разница в амплитудах разрыва в разрезе и его выражении в рельефе. Развивающиеся дислокации создают *подобные*, либо *новые* орографические формы в отличие от *тождественных* неразвивающихся. Рассмотрим выражение в рельефе развивающейся коробчатой антиклинальной складки (рис.14). Отметим различие между геологической – внутренней структурой и ее выражением в рельефе. Это различие обусловлено как эндогенными - *динамическими*, так и *экзогенными* факторами. К первым относится скорость роста, которая является производной амплитуд новейших тектонических движений, длительность их проявления, изменение знака движений, неравномерность и др. Ко вторым - процессы нивелирования структурной формы: выветривание, денудация, находящиеся в тесной связи с климатическим фактором, определяющим поверхностные процессы. Взаимодействие этих процессов и обуславливает многообразие развивающихся форм, и не всегда однозначность в решении вопросов выявления новейших дислокаций.

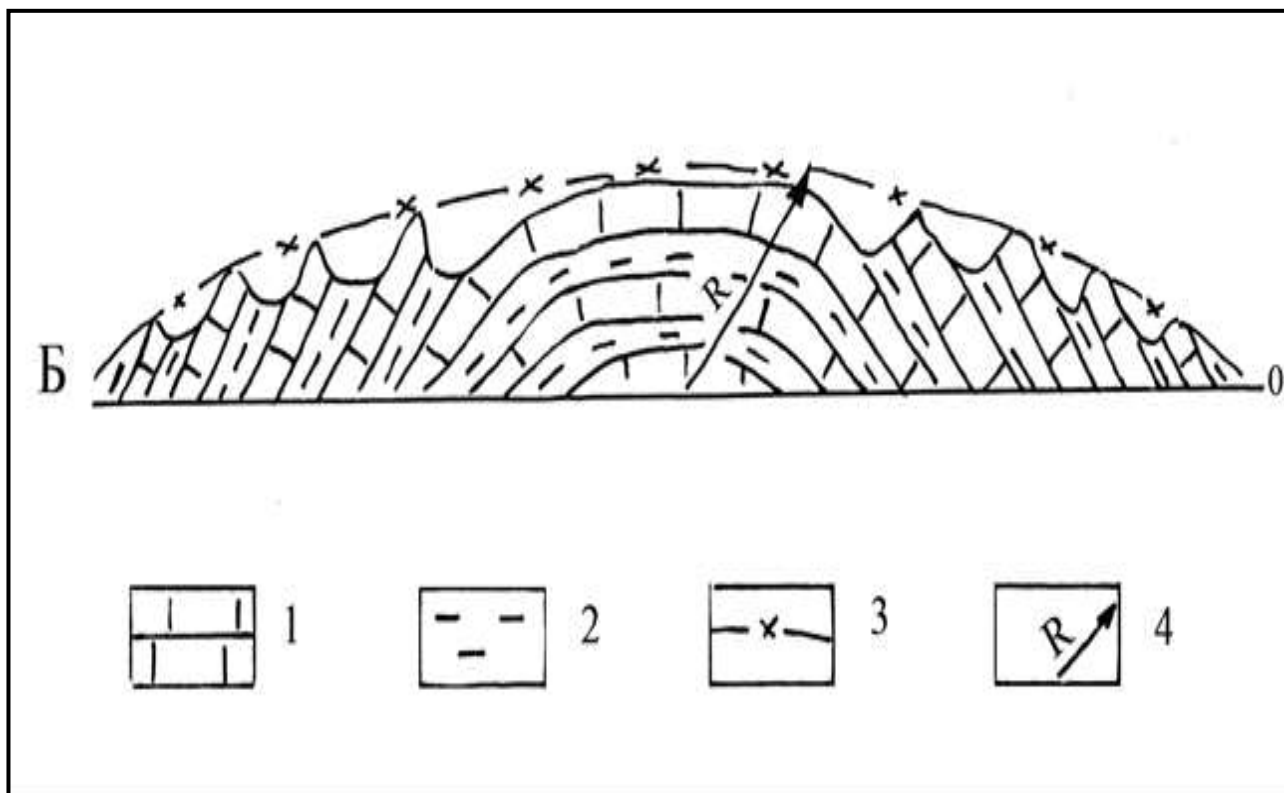


Рис.14. Выражение в рельефе развивающейся коробчатой антиклинали, сложенной чередующимися устойчивыми (известняками) и неустойчивыми (глинами) к процессам денудации породами: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – линия, соединяющая наиболее высокие абсолютные отметки рельефа, 4 – радиус кривизны развивающейся структурной формы.

Признаками выявления развивающихся структурных форм являются радиальный (центробежный) рисунок гидросети, многочисленные глубокие эрозионные врезы, огибание речными долинами растущих поднятий (рис. 14). Развивающиеся дислокации, выраженные в рельефе поднятиями, хребтами, они часто соседствуют с погружающимися структурами - впадинами, к центральной части которых приурочены речные долины. Это объясняется тем, что рост поднятий сопровождается денудацией, продукты которой заполняют соседние впадины (рис. 15).

Растущие поднятия часто развиваются в толще четвертичных отложений предгорных и межгорных впадин. На космическом снимке отражен момент становления складчатых структур, выраженных в рельефе растущими поднятиями. В центральной части поднятия уже хорошо выражены в рельефе, на что указывает эрозия их склонов, а на периферии лишь только намечаются их контуры (рис.16).



Рис. 14. Выражение в рельефе развивающейся антиклинали. Признаки роста структуры: радиальный (центробежный) рисунок гидросети, многочисленные глубокие эрозионные врезы в молодых четвертичных отложениях, огибание с юга руслом реки.

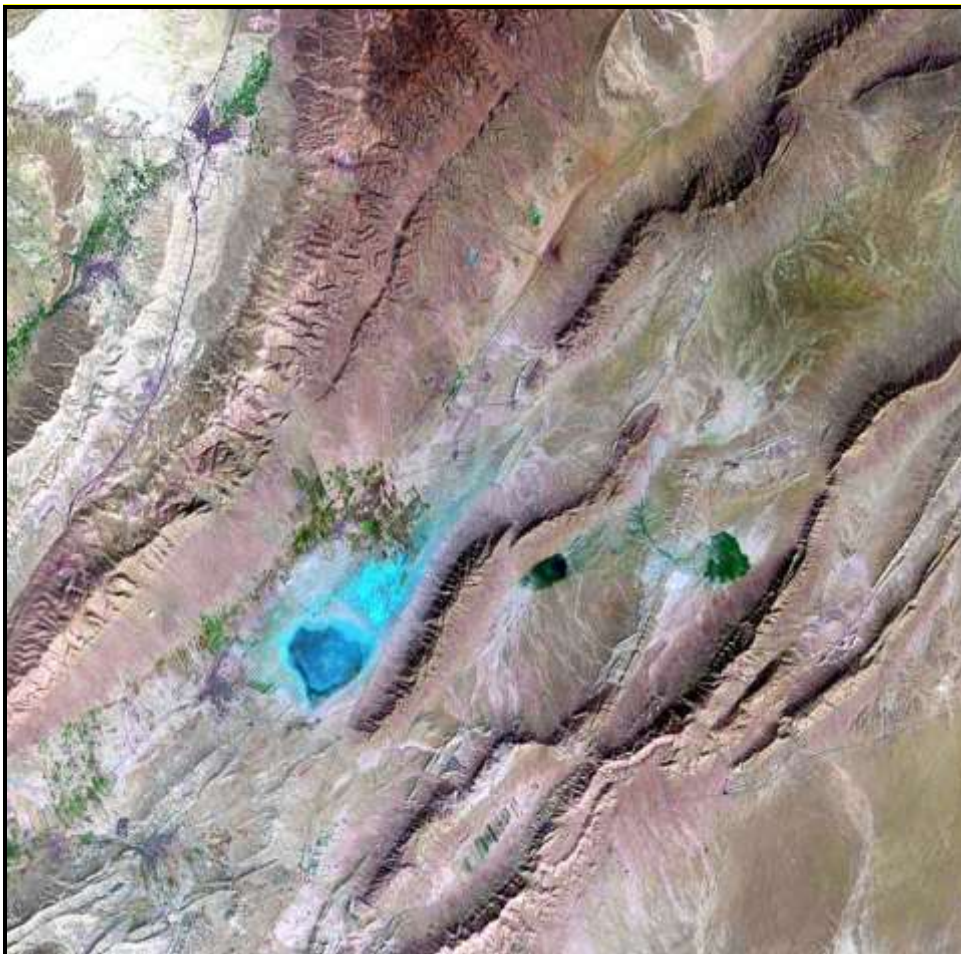


Рис. 15. Космический снимок района Ближнего Востока. Испытывающие рост хребты разделены впадинами, выполненными продуктами их размыва (снимок из книги «Geomorphology from space», 1986).



Рис. 16. Космический снимок района Тянь-Шаня. Растущие поднятия появляются в рельефе, освобождаясь от перекрывающих их четвертичных отложений.

Морфология рельефа развивающейся структурной формы зависит прежде всего от типа дислокации или условий залегания структурной формы. Развивающиеся антиклинали образуют в рельефе поднятия, синклинали – аккумулятивные равнины или впадины (рис.17), т.е. подобные прямые формы рельефа и никогда обращенные.

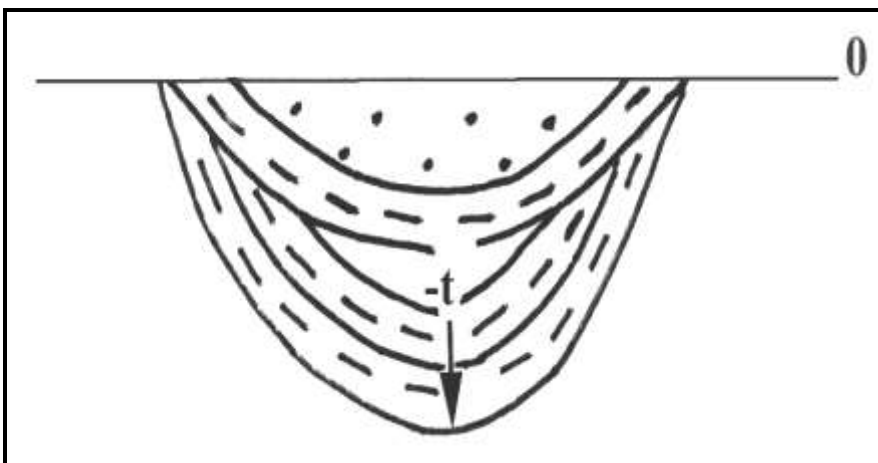


Рис. 17. Выражение в рельефе развивающейся синклинали при $-t = a$ (погружение равно аккумуляции).

Новейшие разрывы, их выражение в рельефе

Развивающиеся или лучше сказать *новейшие разрывы* в той или иной степени будут выражены в рельефе и всегда маркироваться шлейфом молодых четвертичных отложений, являющихся результатом денудации поднятого крыла (рис.18).

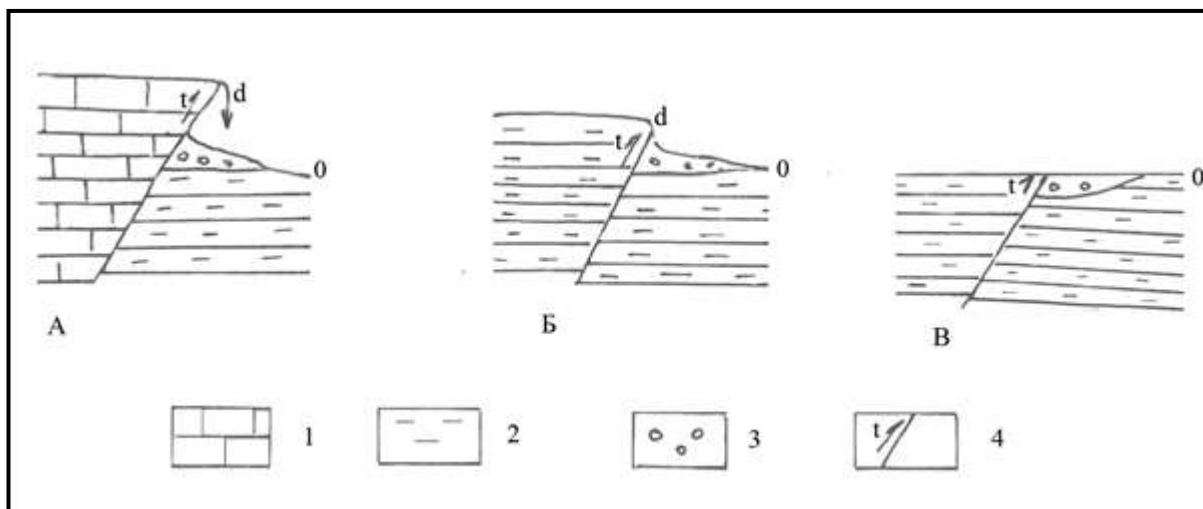


Рис.18. Выражение в рельефе новейшего взброса в разных литологических условиях и разной скорости поднятия всячего крыла: А – всячее крыло сложено устойчивыми к денудации породами (известняками); Б – взброс в неустойчивых породах (глинах) и скорость поднятия всячего крыла велика; В – взброс в неустойчивых породах (глинах) и скорость поднятия всячего крыла мала или стремится к нулю. 1 – известняки, 2 – глины, 3 – молодые отложения – продукты размыва поднимающегося всячего крыла, 4 – поднятие и вектор всячего крыла. Буквами обозначены: *t* – поднятие всячего крыла, *d* – денудация

Сдвиги читаются в рельефе по горизонтальному смещению речных долин и водораздельных поверхностей (рис.19,20).

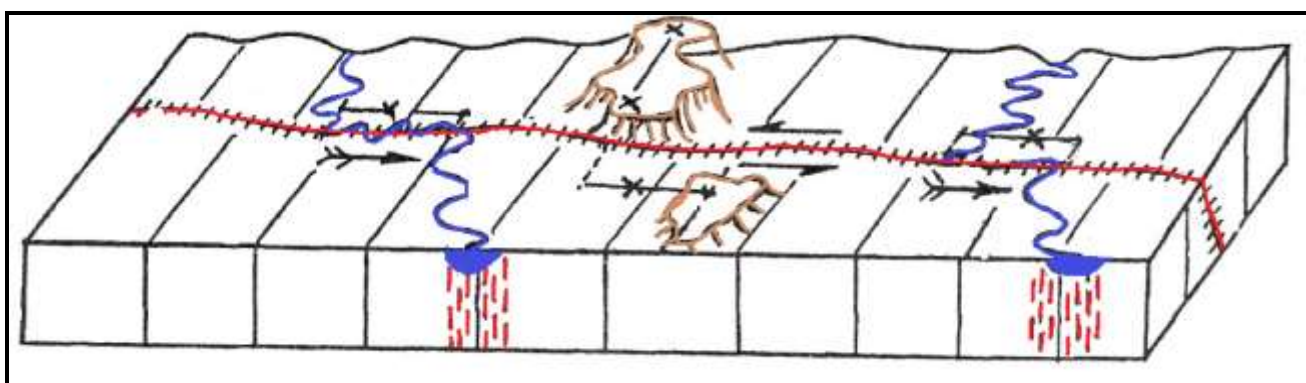


Рис. 19. Выражение в рельефе молодого левостороннего сдвига (из книги Н.П.Костенко,1999). Синим цветом показаны речные долины, красным – сдвиг, пунктиров – зоны трещиноватости, коричневым – водораздельные поверхности.



Рис. 20. Выражение в рельефе *крупного современного левостороннего сдвига Сан Андреас*. На снимке видно, как *серия хребтов утыкается в разрыв и смещается вдоль него*.

Признаками выявления новейших разрывов в рельефе являются линейность, системность (повторяемость простираний разрывов), приуроченность гидросети, уступы в рельефе, контакт древних (коренных) отложений с молодыми четвертичными образованиями и др. (рис. 21, 22).

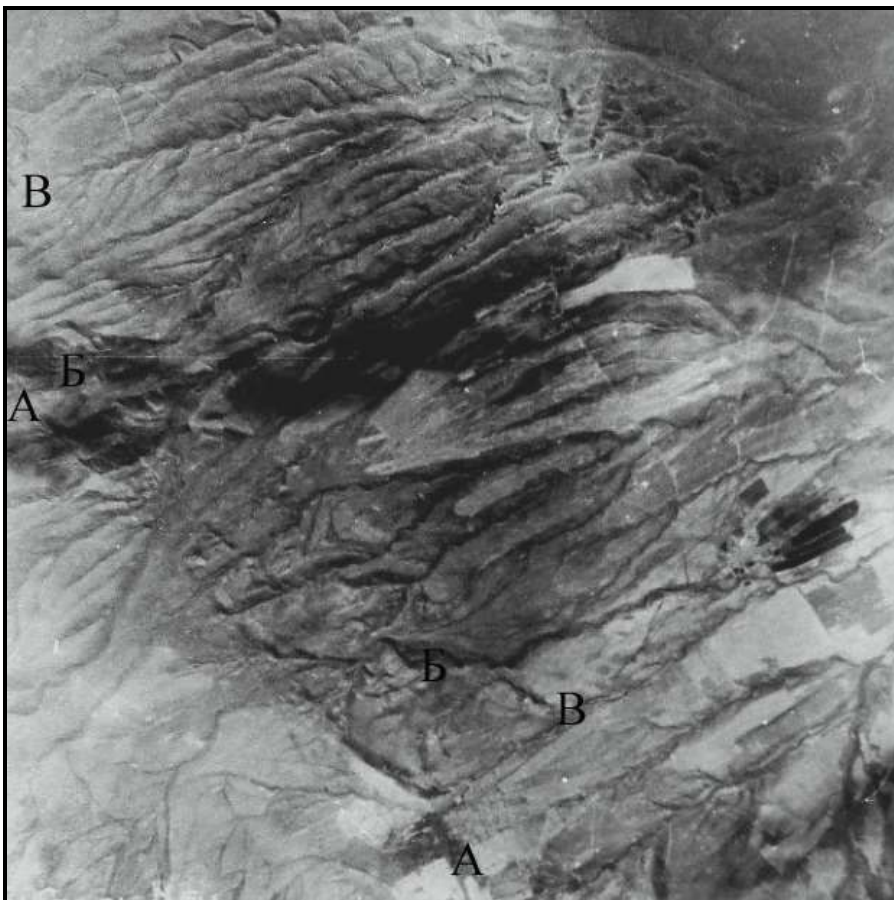


Рис. 21. *Новейшие разрывы (А-А, Б-Б, В-В) в молодых четвертичных отложениях, разделяющие блоки, втянутые в поднятие*.

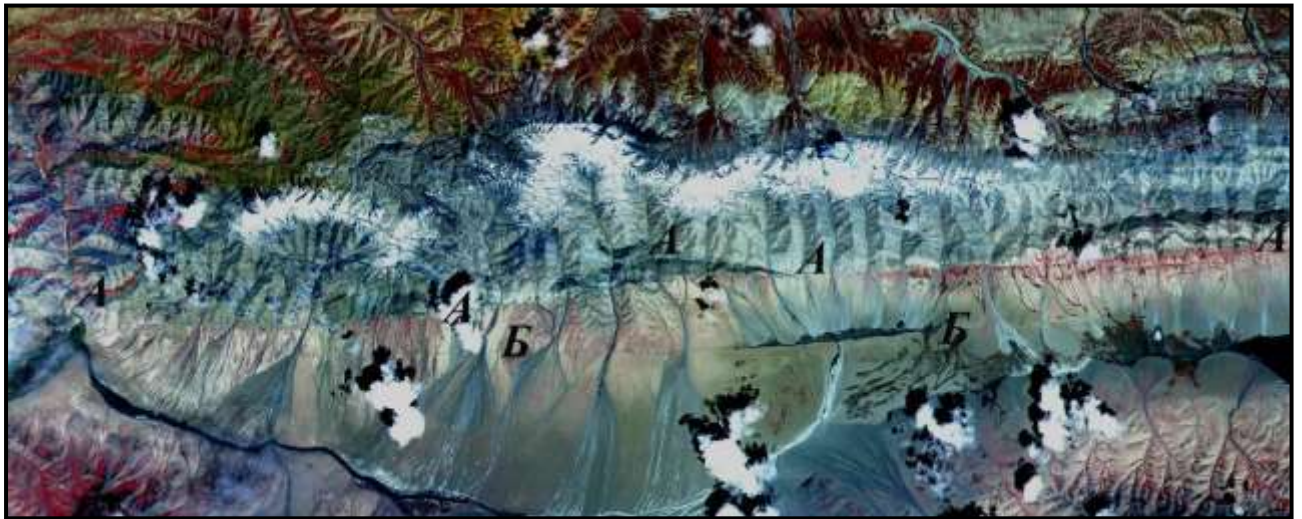


Рис. 22. Новейшие разрывы (А, Б) в четвертичных отложениях Тибета (снимок из книги «Geomorphology from space», 1986).

Литолого-стратиграфический параметр оказывает существенное влияние на морфологию орографической формы, но определяющим является скорость роста. Чем меньше скорость тектонического поднятия, тем большую роль будет играть литолого-стратиграфический параметр, т.е. растущая форма окажется более уязвимой и неустойчивой к процессам денудации и противостоять этому могут только устойчивые к эрозии породы. Причем, неоднородность, так необходимая для контрастного выражения неразвивающихся структурных форм, не так важна для выражения в рельефе развивающихся дислокаций.

Чаще всего встречаются так называемые *мозаичные структуры*, представляющие сочетание развивающихся и неразвивающихся форм. Так, например, Дагестанский клин (северо-восточный склон мегантиклинория Большого Кавказа). Эта область, включающая совокупность неразвивающихся антиклиналей и синклиналей, нарушена новейшими разрывами (рис. 23).

Развивающиеся складки и разрывы могут иметь разные размеры. Выделяют складки с радиусами кривизны порядка тысячи км - это горные сооружения, представляющие собой орографические формы первого порядка, и отдельные хребты, частные поднятия, которые имеют в размерах десятки и первые сотни км. В качестве примеров можно привести Терский и Сунженский хребты, развивающиеся в пределах Терско-Каспийского прогиба, который обрамляет с севера Большекавказский ороген или отдельные антиклинали в Копет-Дагском орогене. Линейные субширотные Терский и Сунженский хребты включают серию частных поднятий высотой до 600-700 м. Хребты разделены впадинами с амплитудой прогибания до 1000 м. В строении принимают участие породы мезозоя и кайнозоя, нарушенные системами взбросов и сдвигов разных направлений. Хребты имеют бескорневое складчато-надвиговое

строение. Образование их произошло в новейший этап, в плиоцене. В современный этап хребты испытывают активный рост.

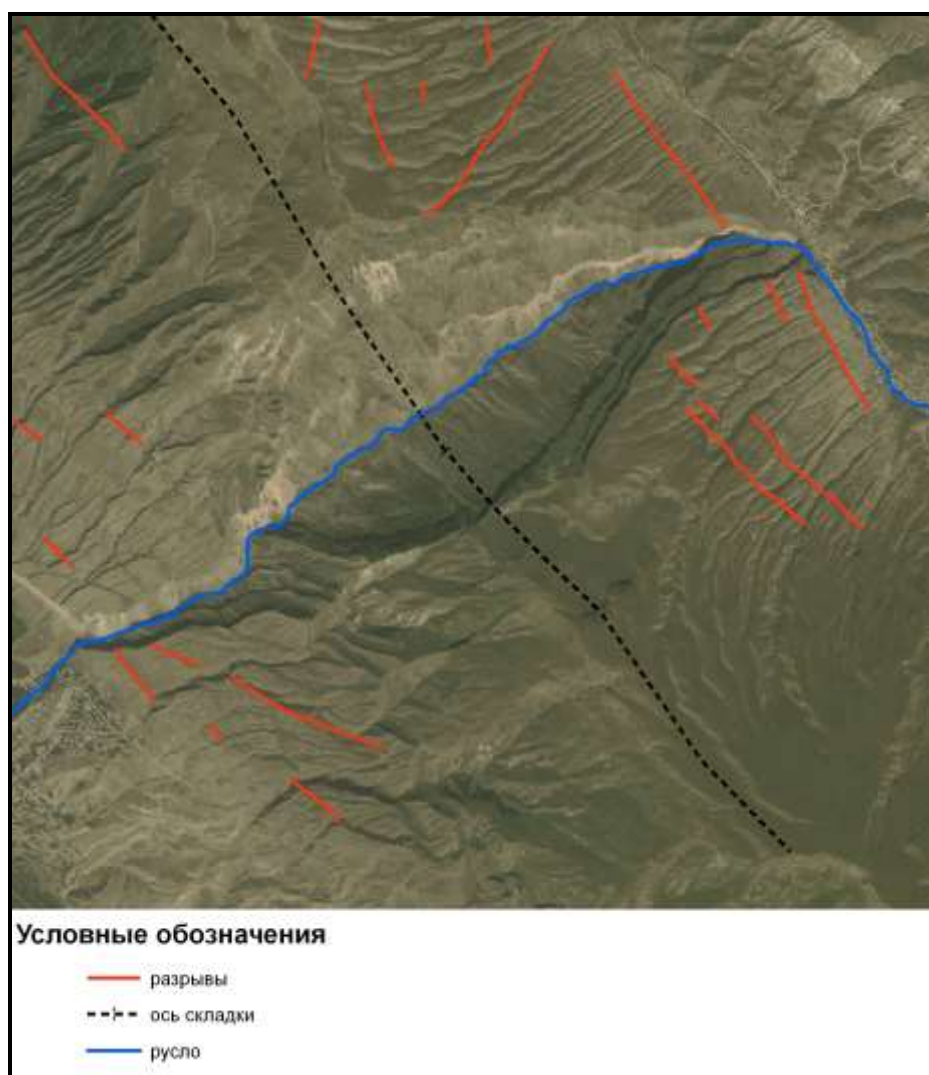


Рис. 23. Неразвивающаяся антиклиналь, нарушенная новейшими разрывами.

Динамические параметры

Скорость. Выражение развивающейся дислокации или структурной формы в рельефе обусловлено скоростью ее роста, т.е. интенсивностью проявления новейших тектонических движений. Необходимо учитывать не только численное выражение скорости, но и знак этих движений. Амплитуды и знак новейших вертикальных движений показываются на неотектонических картах, по которым можно судить, что наибольшая интенсивностью движений и скорости характерны для горных сооружений. Амплитуды таких горных сооружений как Пиренеи, Карпаты, Альпы, Кавказ за миоцен-квартер (за

последние 10 млн. лет) составили 2-5 км, соответственно средние скорости составляют 2-5 мм/год. Максимальные скорости вертикальных движений отмечаются в Каракоруме – 8 мм/год. При определении скорости роста структурной формы необходимо учитывать и скорость денудационных процессов, которая зависит от климатических факторов. Существуют различные оценки этих соотношений. Так, для Кавказа скорость роста и денудации находятся в соотношении 5:1. Скорости роста могут быть в 5, 10 и более (до 30) раз больше скорости денудации. Причем в условиях нивального климата скорость денудации меньше скорости роста поднятия в 2 – 6 раз, в тропических странах, где значение скоростей денудации возрастает до 5 мм в год, разница в скоростях роста и денудации орографической формы уменьшается.

Под скоростью роста новейших структур понимается скорость тектонических движений – перемещений блоков земной коры. Формы рельефа, созданные магматическими процессами, например, вулканы, постройки которых растут чрезвычайно быстро, в расчет не принимаются. Следует также относиться с осторожностью к оценке скоростей новейших движений в областях прошлых оледенений, где современные вертикальные движения часто обусловлены гляциоизостатическим явлением.

Для развивающихся структур, имеющих положительное выражение в рельефе в виде поднятий скорость роста больше скорости денудации. Денудация будет несколько отставать от роста в определенных пределах. Такое развитие называется устойчивым. Часто о скоростях роста судят по величине эрозионного вреза. Но бывают случаи, когда темпы роста структур во много раз превышают скорость денудации. Примером могут служить высокие ярусы рельефа, где формы рельефа развиваются в отрыве от базиса эрозии из-за большой скорости поднятия. Н.П. Костенко (1999), объясняет это явление как развитие структурных форм в условиях послекритических скоростей роста. *Критическая скорость* – это скорость роста структурной формы, при которой скорость денудации (плоскостной и глубинной эрозии) достигает предела. Наступает такой момент, когда денудация уже не справляется к интенсивным ростом структуры, которая теряет связь с базисом эрозии. Это явление наблюдается в Тянь-Шане, где орографические формы верхнего яруса рельефа с абсолютными отметками более 3000 м, развиваются в отрыве от базиса эрозии в условиях послекритических скоростей. В таком случае судить о скорости роста по глубине эрозионного расчленения рельефа нельзя. Рельеф более низких и молодых ярусов развивается в условиях докритических скоростей, где скорости роста структур и денудации уравновешены. Такое развитие называется *устойчивым*. Схематично такую ситуацию можно представить на рис. 24.

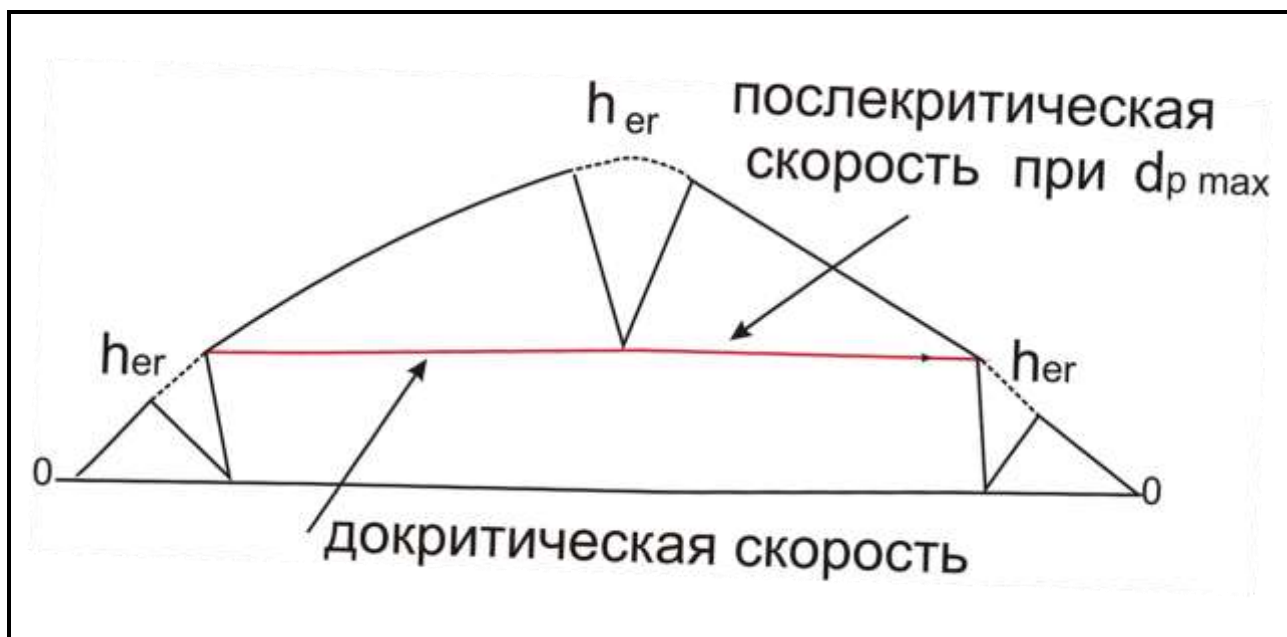


Рис. 24. Развитие рельефа в условиях докритических и послекритических скоростей.

Методы определения скоростей тектонических движений

Одним из методов, позволяющих определять скорости вертикальных тектонических движений в областях погружения (платформенных равнинах, предгорных и межгорных впадинах) является *back-stripping*. Этот метод позволяет количественно оценить амплитуды и скорости тектонических движений в разные интервалы времени, что необходимо для построения неотектонических карт.

Общее прогибание (S) территории в какой-либо точке складывается из двух составляющих: тектонической (St), обусловленной эндогенными факторами, и изостатической (Si), 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 вычлениении амплитуды тектонической составляющей из амплитуды общего прогибания, т.е.:

$$St = S - Si$$

Согласно модели локальной изостаии [Cloetingh, Kooi, 1990], расчет тектонической составляющей рассчитывается по формуле:

$$St = D - L + H - \frac{P_w D + P_s H}{P_a}$$

где St – амплитуда, в метрах, H – мощность отложений с учетом уплотнения, в метрах, P_s – средняя плотность отложений в г/см³, P_a – плотность астеносферы, равная 3,33 г/см³ P_w –

плотность морской воды, равная $1,03 \text{ г/см}^3$, L – 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 разных 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. Вводится поправка за счет изменения уровня моря согласно эвстатическим кривым прошлого. Определение глубины осадконакопления для каждого стратиграфического подразделения является наиболее трудной задачей. Для оценки этих значений необходимо привлекать палеогеографические реконструкции, а сама глубина осадконакопления определяется не всегда однозначно. Поэтому на кривых тектонического прогибания показываются минимальное, максимальное и среднее значения глубин.

Кривые тектонического прогибания (subsidence curve) позволяют определить амплитуду тектонических движений за определенный отрезок времени, например, за миоцен - четверть (рис. 25) и наглядно представить историю развития района в точке на местности, где расположена скважина.

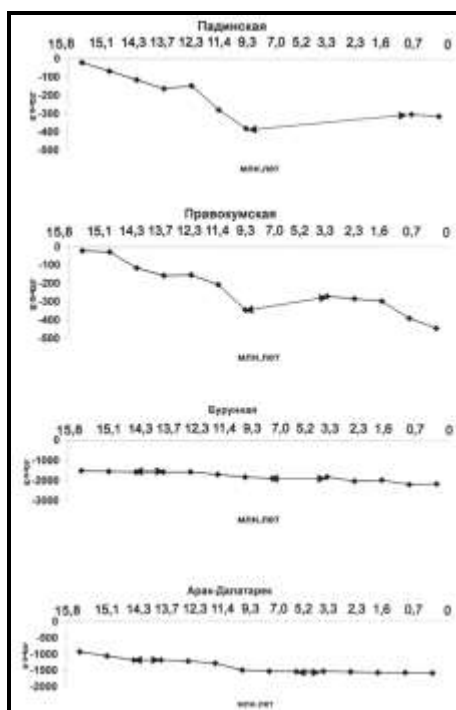


Рис.25. Амплитуды тектонических движений восточной части Скифской плиты в среднем миоцене (чокраке) – голоцене, рассчитанные по методике *back-stripping* (Панина, 2005). Интервалы времени (млн.лет): 15,8 – 15,1 – чокрак; 15,1 – 14,3 – караган; 14,3 – 13,7 – конк; 13,7 – 12,3 – ранний сармат; 12,3 – 11,4 – средний сармат; 11,4 – 9,3 – поздний сармат; 9,3 – 7,0 – меотис; 7,0 – 5,2 – понт; 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

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. 26).

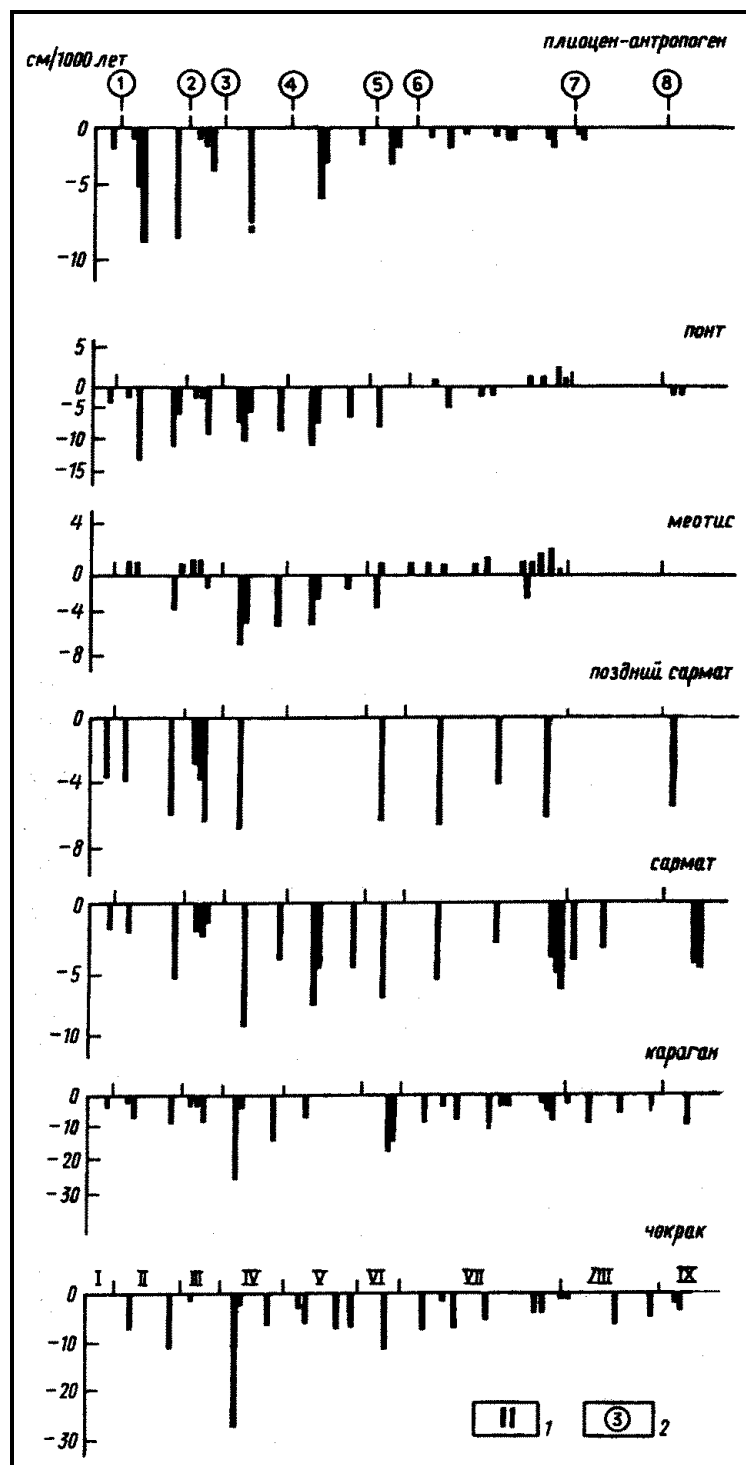


Рис. 26. Характер распределения скоростей тектонических движений в разных блоках Западно-Кубанского прогиба, ограниченных поперечными слабыми зонами: 1 – номера блоков; 2 – цифры в кружках – субмеридиональные слабые зоны (Панина, 2005). На рис. хорошо видно, как изменяются скорости и знаки тектонических движений в разных блоках Западно-Кубанского прогиба во времени, что подтверждает наличие зон разрывов и трещиноватости пород, выявленных структурно-геоморфологическим анализом.

Методику back-stripping можно использовать для более достоверного определения амплитуд новейших тектонических движений при составлении карт новейшей тектоники. Линии, соединяющие одинаковые амплитуды тектонических движений за определенный интервал времени называются *изобазами*. Такая методика использовалась для расчета амплитуд тектонических движений, начиная с позднего миоцена (сармата) по настоящее время, для построения карты неотектоники Скифской плиты (Рис. 27).

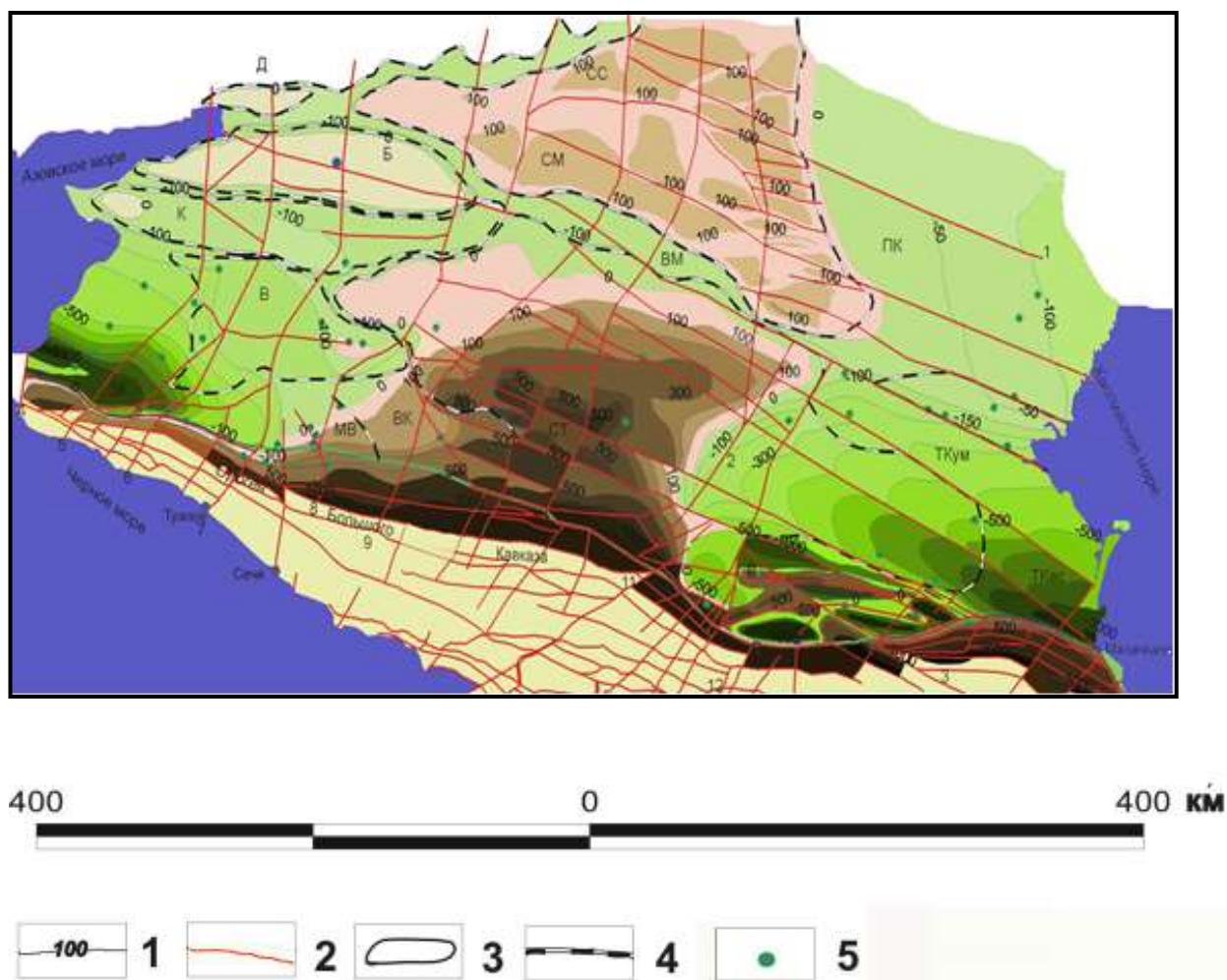


Рис. 27. Карта неотектоники Скифской плиты (Панина, 2005): 1 – изобазы, 2 – слабые зоны, 3 – частные поднятия, 4 – контуры новейших поднятий первого ранга, 5 – скважины. Новейшие структуры первого ранга: впадины: ЗК – Западно-Кубанская, ВК – Восточно-Кубанская, ТКас – Терско-Каспийская, ВМ – Восточно-Манычская, ЗМ – Западно-Манычская, Ч – Челбасская, ПК – Прикаспийская, ТКум – Терско-Кумская; поднятия: СТ – Ставропольское, Н – Ногайское, СМ – Сальско-Манычское, ЮЕ – Южно-Ергенинское, СС – Северо-Сальское, СЕ – Сальско-Ергенинское, П – Прикумское, Д – Датыхское, Дн – Донбасса, Нв – Новочеркасское, Б – Батайское, К – Крыловское, В – Выселковское, МиВ – Минераловодский выступ, МВ – Майкопский выступ. Цифрами обозначены: слабые зоны: субширотные: 1 – Акишбай-Ергенинская, 2 – Элистинская, 3 – Южно-Сальско-Манычская, 4 – Южно-Манычская, 5 – Армавиرو-Невиномысская, 6 – Датыхско-Ахловская, 7 – Расиеватская, 8 – Новотитаровская; субмеридиональные: 9 – Усть-Кубанская, 10 – Новороссийская, 11 – Дивноморская, 12 – Краснодарская, 13 – Новомихайловская, 14 – Усть-Лабинская, 15 – Майкопская, 16 – Армавирская, 17 – Калаусская, 18 – Кумско-Лысогорская, 19 – Урухская, 20 – Аргунско-Терская, 21 – Аграханская

Другим методом определения скоростей современных вертикальных движений является метод дифференциальной интерферометрии. Основан на двукратной или более радарной съемке одного и того же участка с интервалом времени до нескольких месяцев. Изменение рельефа определяется сравнением интерферометрических пар таких снимков.

Этим методом определены сдвиговые смещения вдоль активного сейсмогенного Северо-Анатолийского разлома, скорости современных вертикальных движений в районе Кузбасса (рис. 28).

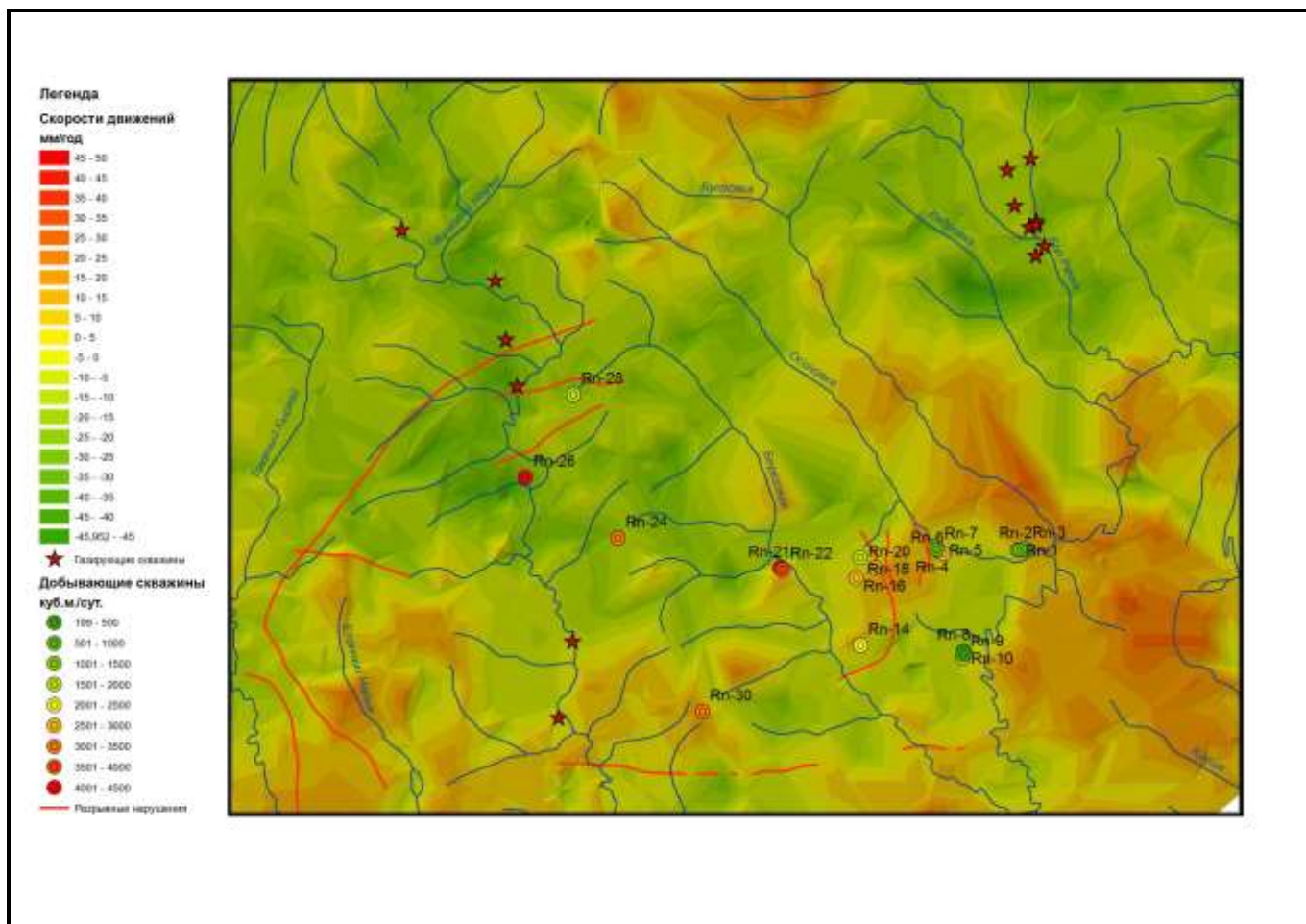


Рис.28. Синтетическая карта скоростей современных вертикальных тектонических движений Нарыкско-Осташковской площади.

Помимо численного значения скоростей важен и знак или направление движений. Вертикальные движения могут быть положительными (со знаком «+») и отрицательными (со знаком «-»). Положительные тектонические движения приводят к появлению в рельефе неровностей в виде поднятий, а отрицательные ведут к нивелированию рельефа и реализуются в виде впадин, выполненных осадками, и равнин, часто перекрытых молодыми четвертичными отложениями. Изменение знака движений сказывается на суммарном значении скоростей роста, что важно помнить при их оценке. Чем больший отрезок времени принимается во внимание, тем скорости имеют усредненное значение. Карты неотектоники,

где временной интервал велик, дают лишь приближенное осредненное представление о скоростях новейших движений.

В последнее время с развитием теории тектоники литосферных плит все большее внимание уделяется горизонтальным движениям, которые измеряются современными методами космической геодезии и не могут не учитываться при оценке новейших деформаций. Одним из наиболее используемых методов для измерения скоростей горизонтальных движений является метод GPS (глобального позиционирования). Этим методом устанавливаются скорости перемещения литосферных плит (точность до мм), скорости движения по активным разломам, что позволяет решать вопросы внутриплитной тектоники и сейсмотектонической обстановки, непосредственно связанные с формированием современного рельефа.

Сложность также является динамическим параметром, тесно связанным со скоростями роста и денудации. Речь идет о развитии частного поднятия (+t) или впадины (-t) в условиях общего поднятия (+T) или погружения (-T). Эти эндогенные факторы в той или иной мере уравновешиваются экзогенными денудацией (Д) и аккумуляцией (А).

Вальтер Пенк (1888-1923) рассматривал 3 случая взаимоотношения эндогенных и экзогенных факторов формирования рельефа: $\pm T > (Д, А)$; $\pm T < (Д, А)$; $\pm T = (Д, А)$, которые и определяют условия выражения положительных и отрицательных развивающихся частных структур в рельефе. Эти положения детально разработаны и описаны Н.П. Костенко (1999). В условиях общего прогибания (-T) в зависимости от соотношения с аккумуляцией (А) могут быть выделены следующие типы развития рельефа: кондепрессионный ($-T > А$), *конаккумулятивный* ($-T = А$), *конседиментационный* ($t > 0$, $(-T) = А$). *Кондепрессионное развитие* испытывают современные впадины океанов, морей, крупные озера, в которых могут развиваться частные впадины, некомпенсированные осадконакоплением. *Конаккумулятивное* развитие характерно для предгорных и межгорных впадин, заполненные комплексами молассовых отложений, образующихся в результате роста горных сооружений. *Конседиментационным* развитие испытывает частное растущее поднятие в условиях погружения. Примером могут быть погребенные поднятия Прикаспийской впадины. Для конседиментационных структур характерно изменение мощностей и фаций от свода к крыльям: более грубые и менее мощные отложения приурочены к сводам.

Условия полной компенсации поднятия (Т) денудацией (Д) соответствует *конденудационному* типу развития ($T = Д$). Эти условия характерны для зарождающегося поднятия, скорость которого еще мала и денудация уничтожает поднятие, которое не выражается в рельефе. Поднятие также может быть сnivelировано в результате денудации в условиях динамического выравнивания ($T = 0$). *Конэрозионный тип* развития ($T > Д$)

испытывают современные горные сооружения и частные поднятия, осложняющие платформенные равнины. В этом случае скорость роста поднятия больше скорости денудации и поднятие становится выраженным в рельефе. Это значительно распространенный тип развития структур континентов.

В условиях общего погружения или поднятия развиваются частные структуры. Например, частная впадина может выражаться отрицательным элементом рельефа при $(-T > 0)$ и $(-t) > a$ и испытывать кондепрессионный тип развития. Она может либо сокращаться, либо расширяться в размерах по латерали, либо углубляться или расти вниз в случае ограничения ее разрывами. Частное поднятие в условиях общего погружения испытывает конседиментационное развитие. В зависимости от соотношения $+t$ и $(-T)$ поднятие может расти при $(+t) > (-T)$, либо погружаться при $(+t) < (-T)$, либо оставаться на одном уровне при $(+t) = (-T)$ (рис. 29).

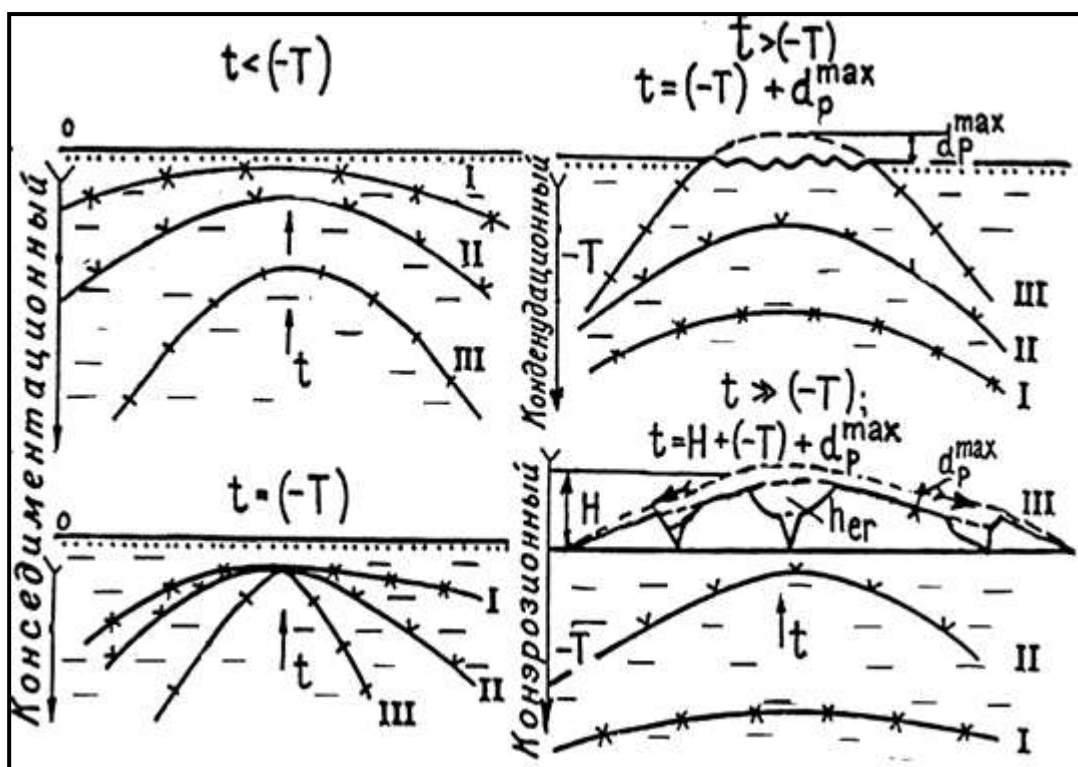


Рис. 29. Развитие частного поднятия (t) в условиях общего погружения ($-T$) (Костенко, 1999).

Неравномерность — еще один параметр, отражающий изменение скоростей тектонических движений при развитии структурной формы. Этот параметр запечатлен в ступенчатости или «лестницы», которая образуется на склонах развивающихся поднятий. Интерпретация геоморфологического профиля позволила выявить разновозрастные ступени, соответствующие стадиям развития рельефа. Они обозначены синими прерывистыми линиями. Ступени с наиболее высокими абсолютными отметками соответствуют более древним стадиям развития рельефа (рис. 30).

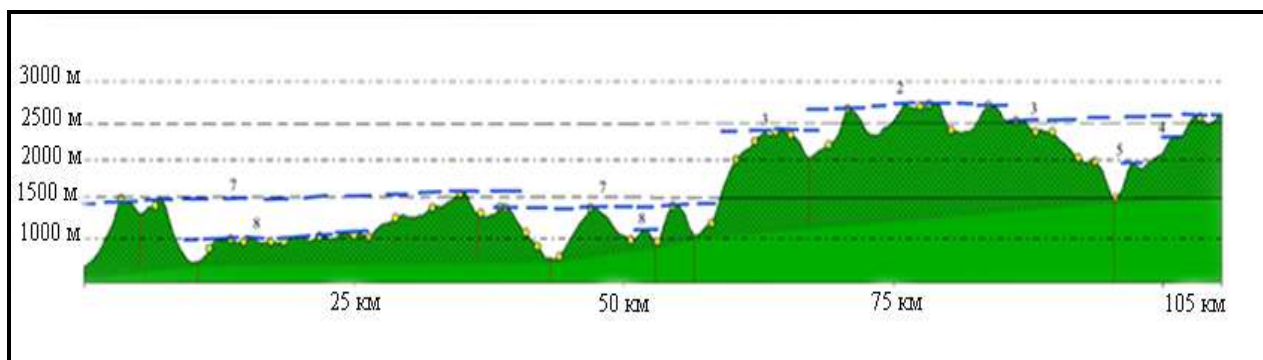


Рис. 30. Геоморфологический профиль с нанесенными линиями сопоставления одновозрастных поверхностей выравнивания (цифры 2-8).

Увеличению скоростей роста структур соответствуют крутые участки (склоны) ступеней, а пологие указывают на сокращение скоростей, приближающихся к нулевому значению. Ступени на склонах связаны с циклами развития речных долин. В областях погружения – соседних с поднятиями впадинах формируются коррелятивные импульсам поднятий разновозрастные комплексы четвертичных отложений. Выделяют более продолжительные интервалы (мегациклы), охватывающие млн. лет и циклы длительностью в тысячи лет. Первые отвечают этапам рельефа.

Интерпретация геоморфологических профилей и выделение ступеней рельефа на топографических картах позволяет строить карты циклов развития как локальных структурных форм, так и этажей рельефа (палеогеоморфологические карты), на основании которых можно судить об этапах развития рельефа. При построении палеогеоморфологических карт важно помнить, что некоторые ступени рельефа могут быть обусловлены литологией пород, поэтому необходимы и знания о геологическом строении. Важно знать не только относительный возраст ступеней рельефа (более высокая ступень древнее), но и абсолютный возраст водораздельных поверхностей и террас, который уже определяется по образцам пород, взятых в полевых условиях.

Построение палеогеоморфологических карт или карт этажей рельефа.

Основой для построения палеогеоморфологических карт служит топографическая основа, на которой закладываются линии геоморфологических профилей по водораздельным поверхностям. Это важно, так как должна учитываться последовательность образования цикловых ступеней, сохранившихся на водоразделах, и соответствующих циклам развития рельефа. Самые высокие (с максимальными абсолютными отметками) ступени соответствуют древним циклам, низкие – молодым. При выделении цикловых ступеней следует объединять поверхность выравнивания или днище речной долины (пологий участок в рельефе) и вышерасположенный склон (крутой участок), т.е. одновозрастные элементы рельефа, сформировавшиеся в один цикл развития (рис.31). На топографической карте

поверхность выравнивания или днище долины соответствует разряжению горизонталей рельефа (расстояние между соседними горизонталями большое), склон – области сгущения горизонталей (расстояние между соседними горизонталями меньше). На рис. 32 показана методика выделения цикловых ступеней по карте и профиле.

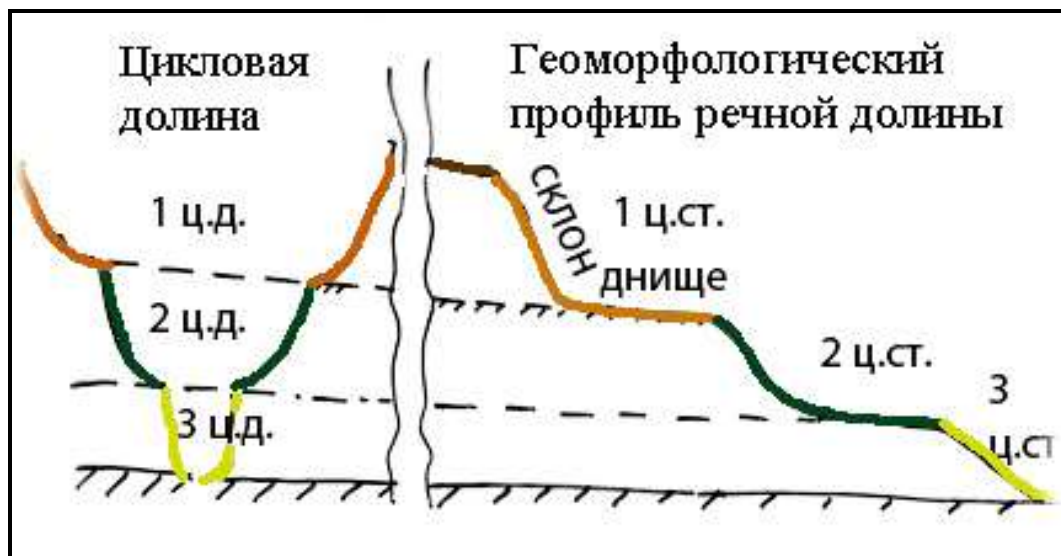


Рис.31. Цикловая долина (1-3) в поперечном сечении долины и на геоморфологическом профиле.

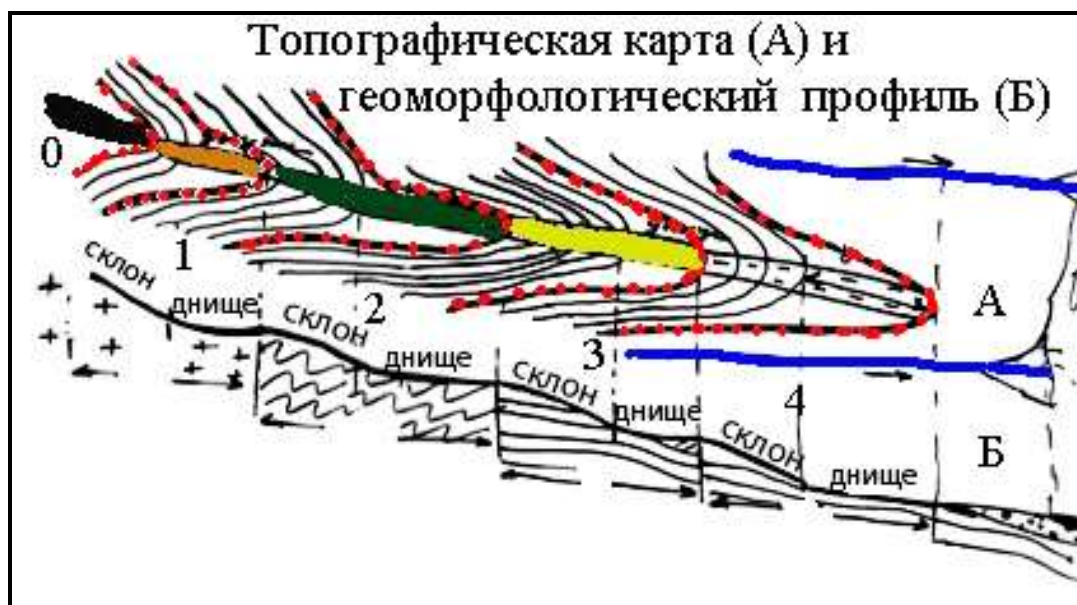


Рис.32. Выделение цикловых ступеней на водоразделе (А) по карте и на геолого-геоморфологическом профиле (Б).

Далее проводится корреляция выделенных разновозрастных ступеней рельефа на водоразделах по всей карте (рис.33). Таким образом выделяются региональные цикловые ступени. Чем больше водоразделов будет проанализировано, тем корректнее

палеогеоморфологическая карта. Ступени объединяются в этажи рельефа. Поэтому такие карты можно называть картами этажей рельефа.

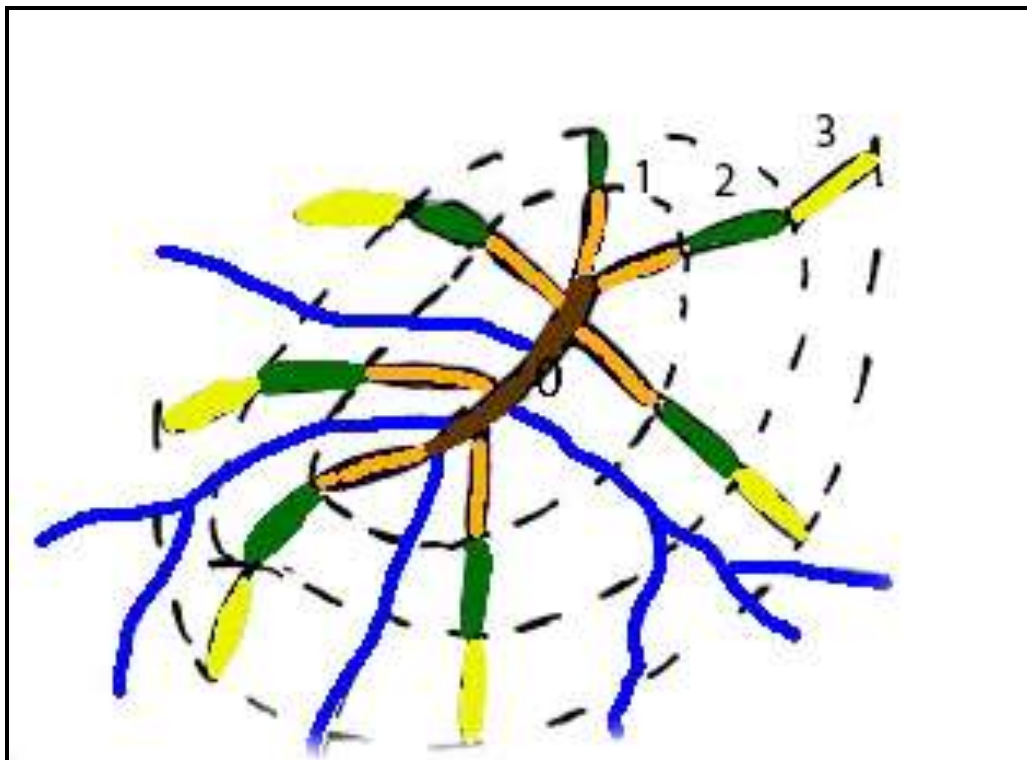


Рис.33. Корреляция одновозрастных ступеней рельефа (1-4) по водоразделам поднятия. Границы одновозрастных ступеней находятся примерно на одинаковых абсолютных отметках рельефа. Одновозрастные ступени объединяются в более крупные этажи рельефа.

Стадийность – параметр, отражающий эволюцию развития рельефа во времени. Одним из основателей эволюционного учения о формах земной поверхности является американский исследователь Уильям Моррис Дэвис (1850-1934). Он вслед за Лоусоном (1893) выделил пять стадий развития рельефа (детство, юность, зрелость, старость, дряхлость), основанных на циклах выравнивая. Согласно Лоусону (1893) «геоморфологический цикл» – это период времени, в течение которого процессы субаэральной эрозии преобразуют поднятый участок суши и образуется низкая равнина. Эти исследователи рассматривали стадийность развития рельефа на примерах мегаформ рельефа – орогенов. На примере Кавказского горного сооружения стадийность можно представить следующим образом. Первая стадия – стадия зарождения будущего горного сооружения соответствует позднему олигоцену–нижнему миоцену (майкопу). В это время горное сооружение как таковое еще не выражено в рельефе, а существуют лишь отдельные поднятия, которые испытывают конденудационное развитие. Скорости роста еще невелики. Вторая стадия – стадия конэрозионного развития начинается в позднем миоцене. В это время происходит активный рост горного сооружения, который сопровождается формированием

континентальных молассовых комплексов в предгорных и межгорных впадинах. Следующая стадия – современная, начинается в конце миоцена - плиоцене. В это время существенно усложняется строение горного сооружения: обособляются хребты, появляются новые речные долины, наиболее высокие поднятия входят в область хионосферы. На фоне этих процессов происходит разрастание центральной части горного сооружения в сторону предгорных и межгорных впадин, внутри которых, в свою очередь, начинается рост поднятий. Хорошим примером являются Терский и Сунженский хребты в Терско-Каспийской предгорной впадине. Эти особенности стадийного развития запечатлены в геоморфологической зональности.

Н.П. Костенко (1999) применила эту теорию к развитию частных орографических форм (поднятий), выделив стадии зарождения орографической формы ($t \geq D_p$, **А** на рис.34), ее морфологического становления ($t > D_{p \max}$, **Б**) и отмирания ($t = D$, $t \rightarrow 0$ или $t=0$, **В** и **Г**) где t – рост орографической формы, D_p – плоскостная денудация, $D_{p \max}$ – максимальное значение плоскостной денудации).

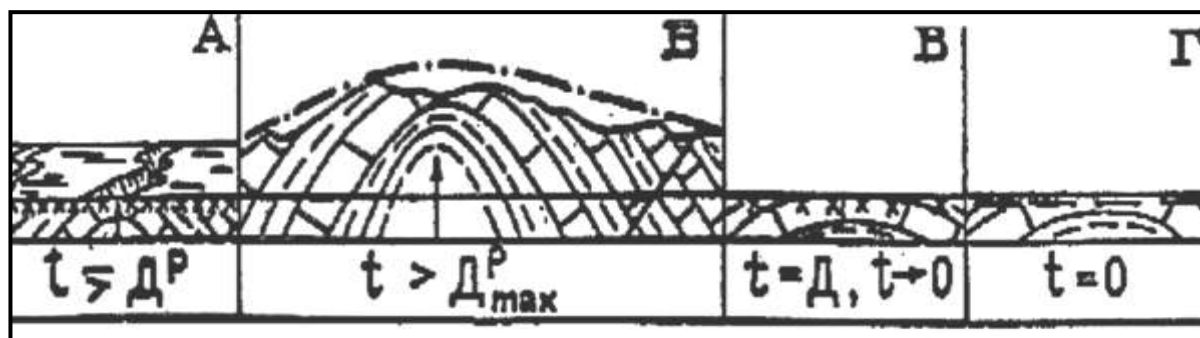


Рис.34. Стадийность, как свойство направленного развития структурных форм (по Н.П.Костенко,1999).

Зональность. Динамические параметры стадийность и зональность связаны между собой. Рассмотрим зональность на примере горного сооружения Большого Кавказа (рис.35). Наиболее поднятой областью, где расположены палеозой-мезозойские структуры с максимальными отметками рельефа, является центральная часть сводово-глыбового поднятия орогена (цифра II на рисунке 35). Севернее и южнее расположены его склоны, причем северный – пологий, а южный - крутой (II). Северный склон граничит на севере с предгорными впадинами: Западно- и Восточно-Кубанской на западе и Терско-Каспийской на востоке (I). Ставропольское поднятие отделяет Восточно-Кубанскую впадину от Терско-Каспийской. Южный крутой обрамляется Рионской на западе и Куринской на востоке межгорными впадинами (III).

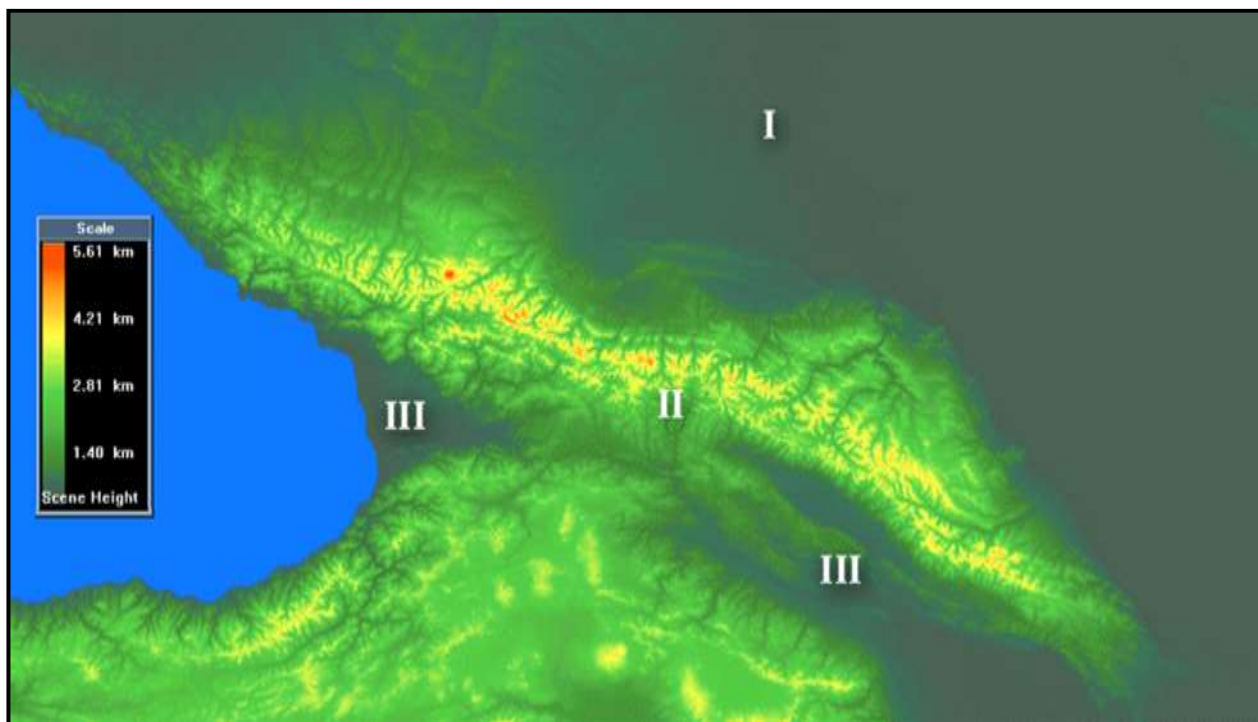


Рис.35. Зональность горного сооружения Большого Кавказа. Цифрами обозначены: I – Терско-Каспийская предгорная впадина; II – сводово-глыбовое поднятие и склоны (крутой южный и пологий северный) орогена Большого Кавказа; III – Рионская и Куринская межгорные Впадины

Динамические параметры – стадийность и зональность тесно связаны друг с другом и отражают *направленность* развития рельефа. На современном этапе отчетливо наблюдается тенденция общего воздымания и разрастания поднятий за счет сокращения и отмирания впадин. Это особенно ярко проявляется в орогенах, где межгорные и предгорные впадины постепенно втягиваются в поднятия, зарастая хребтами (Большой Кавказ). Большинство платформенных равнин также испытывают тенденцию к поднятию. Так, интенсивное поднятие испытывает Восточно-Сибирская платформенная равнина, в общее поднятие втянута Австралийская равнина; в пределах Северо-Американской равнины воздымаются области Канадского щита и Гренландии; преобладает поднятие в отдельных частях Западно-Сибирской, Китайской, Африканской равнин, в слабое поднятие втянута Русская равнина.

Унаследованность и новообразование – динамические параметры, характерные как для мегаформ рельефа, так и частных орографических форм. *Унаследованными* являются структуры, образовавшиеся на ранних стадиях развития и отражающиеся в более поздних новейших дислокациях. При этом сохраняется тип деформации и знак движений. Например, к *новейшим унаследованным* относятся разломы и складки, образовавшиеся в герцинскую тектоническую фазу и выраженные в современном рельефе *новейшими развивающимися* структурами. Выявить их можно по сопоставлению древних структурных планов с

поверхностью современного рельефа. При этом используют результаты построения и интерпретации геолого-геоморфологических профилей, привлекают структурные карты поверхностей древних глубинных горизонтов геологического разреза, сейсмические профили, данные бурения и др. Эти данные необходимы для работы в равнинных территориях. Для горных районов привлекают карты мощностей и фаций, геологические, тектонические карты и другие геолого-геофизические материалы.

Как показали исследования, наследуются, как правило, крупные структурные формы, среди которых преобладают разломы, простирания крупных складок и разрывов, а также их элементы. Например, зоны поперечных конседиментационных разломов северного склона орогена Большого Кавказа, заложившиеся еще в поздней юре, прослеживаются и в молодых отложениях предгорных впадин. Субмеридиональный участок крупной речной долины р. Еты – Пур наследует грабен в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты. В пределах Восточно-Европейской платформы (Русской равнине) глубинные дислокации – авлакогены отражаются в рельефе в виде зон линеаментов или (слабых зон). Например, Пачелмский авлакоген частично соответствует в рельефе Московско-Рязанской линеаментной зоне (рис. 36).

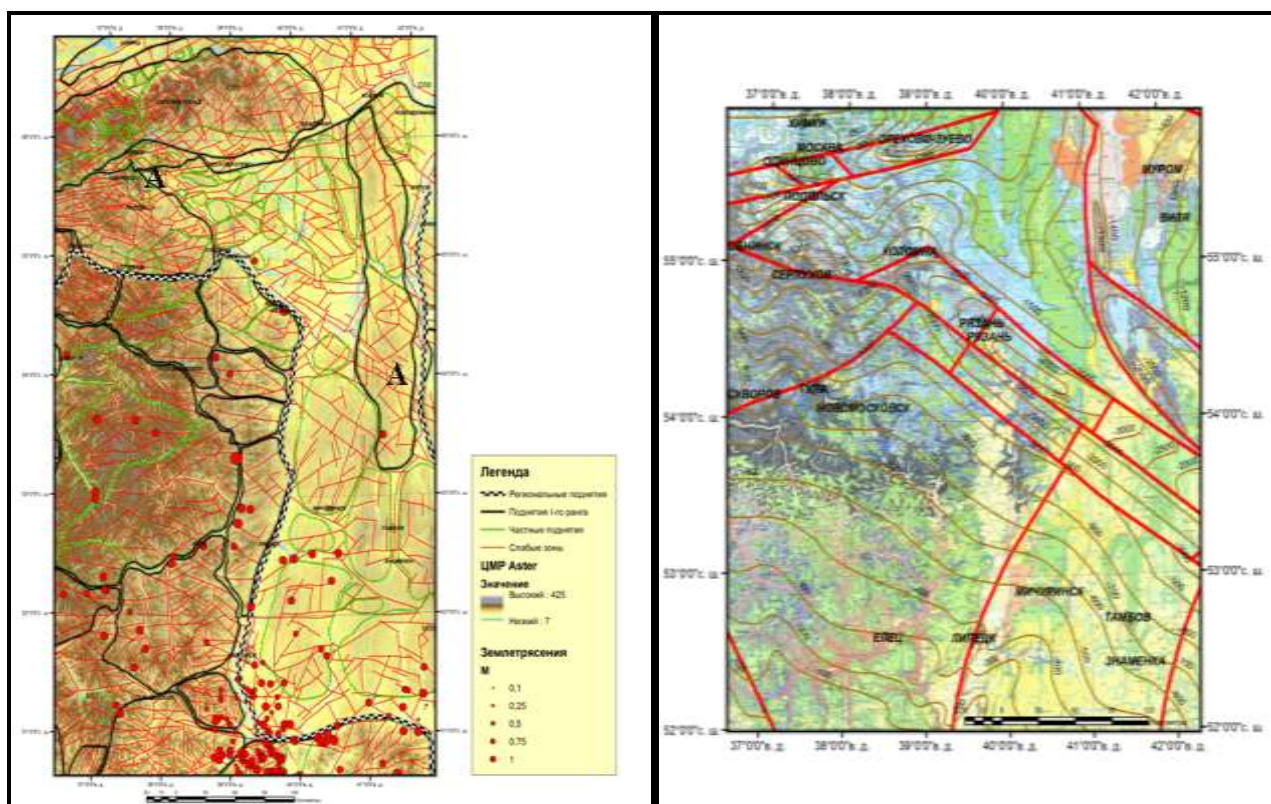


Рис.36. Структурно-геоморфологическая карта центральной части Русской равнины (Панина, Зайцев, Сенцов, 2016) – слева и фрагмент геологической карты с разломами фундамента (красные линии). Буквенные обозначения АА (Московско-Рязанская линеаментная зона) на структурно-геоморфологической карте (слева) соответствуют положению Пачелмского авлакогена (красные линии северо-западного простирания на карте справа).

Авлакогены, контролируют простираание не только слабых зон (линеаментов), но и довольно часто определяют ориентировку новейших структур – поднятий и впадин. Простираанию Пачелмского авлакогена подчинены границы некоторых поднятий Среднерусской возвышенности, а ветвями Среднерусского авлакогена контролируются простираания поднятий на северо-востоке Московской синеклизы (Ярославское, Нерехтинское, Галичское). Клязьминское понижение и субширотное Московско-Дмитровское поднятие сохраняют простираание Подмосковного авлакогена.

Тем не менее, унаследованность не следует путать с копированием древних структур молодыми дислокациями. На более поздних стадиях развития при смене тектонических обстановок, как правило, происходит усложнение древних структурных планов с образованием новых дислокаций. Такие структуры называются *новообразованными*. В области платформенных равнин новейший структурный план характеризуется, как правило, разрастанием поднятий на фоне сокращения впадин с образованием нового структурного рисунка по сравнению с фундаментом, при этом наследуются только элементы древних дислокаций. Ярким примером является Окско-Донской прогиб, практически весь «заросший» поднятиями, наиболее выразительным из которых является Окско-Цнинский вал. Другим примером служит Прикаспийская впадина, наиболее прогнутая (до 22 км) по фундаменту структура, которая в современном рельефе осложнена многочисленными разноамплитудными (от первых метров до 250 м), в том числе, погребенными поднятиями.

Для определения степени унаследованности и новообразования структур в областях погружения сравнивают дислокации, выраженные в рельефе (т. е. новейшие), и структуры в разных горизонтах осадочного чехла и фундамента. Такое сопоставление удобно делать с использованием ГИС-технологий. В обнаженных горных районах, где структуры хорошо читаются на поверхности, проводят корреляцию геологических и геоморфологических разрезов (рис.37).

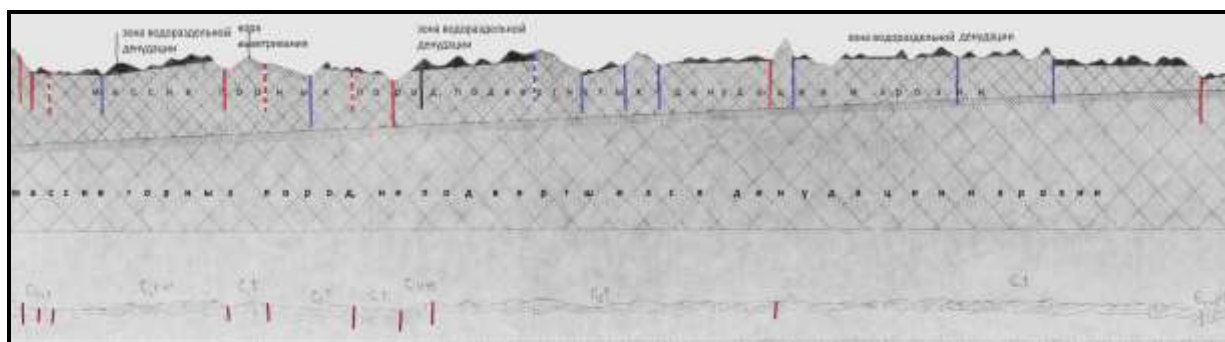


Рис. 37. Сопоставление геологического (внизу) и геоморфологического (вверху) профилей. Красным показаны новейшие разрывы, унаследованные от древних этапов развития (они есть на геологическом и геоморфологическом профилях), синим – новообразованные разрывы (они только на геоморфологическом профиле и, следовательно, образовались в новейший этап развития), черным –

древний разрыв (он не выражен в рельефе). Сплошной линией показаны высокоамплитудные разрывы, прерывистой – малоамплитудные.

Существует еще ряд динамических параметров таких как, необратимость, направленность развития, выделенных и описанных Н.П. Костенко (1999).

Рассмотренные статические и динамические параметры в зависимости от их сочетания определяют разнообразие и развитие структурных форм – развивающихся и неразвивающихся. Структурные формы, выраженные в рельефе, или погребенные изучает структурно-геоморфологический анализ, позволяющий оценить является ли структура активной, т.е. развивающейся ($t>0$) или пассивной ($t=0$), которая подвергается только селективной денудации. В случае разрывов, используя определенные признаки, можно не только выявить разрывное нарушение, но и выяснить является ли разрыв новейший, современный или древний, а в отдельных случаях определить его кинематику. Сопоставление выраженных в рельефе структурных форм с геолого-геофизическими данными позволяет оценить степень их унаследованности и новообразования, а также тенденции их развития.

Проведение структурно-геоморфологического анализа имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Результаты анализа рельефа важно при проведении инженерно-геологических изысканий, выявлении структурных ловушек твердых и жидких полезных ископаемых; оценке геодинамической ситуации, влияющей на проницаемость горных пород, что важно при выявлении участков выбросов метана в шахтах, оценке режима нефтегазоносных скважин; строительстве гидроэлектростанций, прокладки нефте- и газопроводов, мониторинге экологической ситуации и др.

РАЗДЕЛ IV. МЕГАФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Понятие мегаформы включает наиболее крупные неровности рельефа земной поверхности, созданные взаимодействием эндогенных и экзогенных факторов за новейший этап развития, т. е. за последние 34 млн. лет (олигоцен-четвертичное время). Следует заметить, что в последних публикациях временные рамки «новейшего этапа» раздвинуты до 200 млн. лет, времени начала распада последнего, палеозойского суперконтинента – Пангеи. Этот этап часто называется «геоморфологическим».

Однако, если принять во внимание тот факт, что большая часть мегаформ земной поверхности – орогенные пояса (Альпийско-Средиземноморский, Тихоокеанский), платформенные равнины, срединно-океанские хребты, окраинные моря с островными дугами на западе Тихого океана получили свое выражение в современном рельефе, главным образом, в течение олигоцена – квартера, более обоснованно принимать за начало новейшего этапа олигоцен (34 млн. лет.). Рамки этого этапа определил Владимир Афанасьевич Обручев (1863-1956). Он же ввел термин неотектоника 1985 году, а термин новейшая тектоника принадлежит Сергею Сергеевичу Шульцу. Идею выделения этого временного интервала поддерживал и развивал в своих работах Николай Николаевич Николаев этого временного интервала. К началу олигоцена, структурный план Земли в основном принял вид, близкий к современному. Конец эоцена – начало олигоцена знаменуется коренной перестройкой земной коры, сопровождавшейся усилением интенсивности вертикальных и горизонтальных движений, изменением физико-географических обстановок, ростом рельефа, превращением горно-складчатых сооружений в пенеплены, развитием или возрождением орогенов, наконец, появлением человека. Наибольшая интенсивность тектонических движений отмечается в позднем миоцене – плиоцене. Некоторые исследователи считают, что с плиоцена (5 млн. лет) в Евразии начинается новый цикл тектонических событий (А.Д. Архангельский, А.Н. Мазарович и др.).

Наиболее крупные неровности Земли – мегаформы рельефа первого порядка – *поднятия континентов и океанические впадины*. В тектоническом отношении они различаются строением и мощностями земной коры и литосферы, обусловленными различными геодинамическими процессами (спредингом, субдукцией, коллизией и др). Внутренняя геодинамика планеты выражается на поверхности Земли в формах рельефа – поднятиях и впадинах, разного ранга: от протяженных (млн. км) орогенных поясов до локальных поднятий и впадин (десятки метров) и проявляется в различных типах и амплитудах новейших тектонических движений, вулканизме, сейсмичности и др. Размах

рельефа от самой высокой отметки на суше (примерно 8 км в Каракоруме) до самой низкой в океане (примерно 12 км в Марианской впадине) составляет примерно 20 км. Континентальные поднятия занимают меньшую по сравнению с океанами площадь – 39,3 % (океаны – соответственно 60,7 %). Слагаются мощной (до 70-75 км) континентальной корой. Абсолютные отметки рельефа достигают 8 км. Океанские впадины характеризуются тонкой (до 7-8 км), лишенной гранитно-гнейсового слоя, океанской корой, а самая глубокая отметка рельефа составляет более 11 км.

Согласно принципу изостазии, т.е. стремлению земной коры к равновесию, крупные неровности земной поверхности должны компенсироваться на глубине. Как известно, существуют две изостатические модели: В. Эри и Г. Пратта, каждая из которых объясняет происхождение мегаформ рельефа Земли. Модель В.Эри предполагает компенсацию высоких и, следовательно, более тяжелых масс земной коры ее погружением в мантию. Доказательством этого служит резкое увеличение мощности земной коры (до 75 км) под орогенами, в то время как под платформенными равнинами ее мощность уменьшается до 40 км (почти вдвое). По-другому объяснял генезис рельефа Г. Пратт. Он считал, что существующие неровности земной поверхности представляют собой блоки земной коры разной плотности: более легкие массы создают в рельефе поднятия, а более тяжелые – впадины. В таком случае граница земной коры и мантии должна быть горизонтальной. Выявленная латеральная неоднородность строения земной коры не опровергает и эту модель. По-видимому, в природе работают оба механизма, на что указывает многообразие форм рельефа и обстановок его формирования.

Распределение мегаформ рельефа на Земле – материков и океанов, характеризуется антиподальностью. Так, Северному Ледовитому океану в южном полушарии соответствует материк Антарктида; Тихому океану, расположенному в восточном полушарии – в западном противостоят материки Африка и Европа; Австралии – Северная Атлантика; Северной Америке – Индийский океан и только Южная Америка имеет антиподу сушу Юго-Восточной Азии. В целом, в северном и восточном полушариях преобладают континентальные поднятия, в южном и западном – океанические впадины. Каттерфельд (1962) объяснял антиподальность “приливами твердой Земли”, обусловленными притяжением Луны и Солнца. Согласно его гипотезе, в результате приливных деформаций одновременно возникли впадина Тихого океана и Африка. Далее Тихоокеанская впадина обрастала кольцом континентальных поднятий – Евразии, Австралии, Антарктиды, Северной и Южной Америк, а по периферии Африки – впадины Индийского и Атлантического океанов. Как показывают современные исследования, роль лунных и

солнечных приливов, как главного внешнего источника воздействия на Землю, особенно в поздний этап ее развития, явно преувеличена.

Новые данные о возрасте океанской коры (не древнее 180 млн.лет), геологические и геофизические исследования строения Земли указывают на то, что основным источником глубинных процессов, ответственных за формирование рельефа земной поверхности, является внутренняя тепловая энергия Земли. Палеомагнитные, палеоклиматические и геологические данные указывают на неоднократное перераспределение на Земле континентальных поднятий и океанических впадин. В последнее время наиболее достоверно выделяют 4 эпохи существования единых суперконтинентов, чередующиеся с периодами их распада. Причем отмеченная антиподальность – противостояние материковых поднятий океаническим впадинам существовала всегда. Так, в прошлом материк Пангее противостоял океану Панталасса. Современные модели общемантийной и двухъярусной конвекции объясняют цикличность развития мегаформ рельефа Земли, которая коррелирует с инверсиями магнитного поля, изменениями скорости вращения Земли и другими ее параметрами. Не исключается воздействие Луны и Солнца на глубинные процессы перераспределения вещества внутри Земли, особенно на ранних стадиях ее развития.

Таким образом, мегаформы современного рельефа Земли являются результатом взаимодействия сложных эндогенных процессов, реализующихся в вертикальных и горизонтальных тектонических движениях блоков земной коры, вулканизме, сейсмичности и др. и экзогенных, которые вместе с климатом нивелируют созданные неровности поверхности. Существующий лик Земли, заложившийся, скорее всего, в олигоцене, оформился к концу плиоцена - началу плейстоцена и продолжает формироваться в настоящее время.

Мегаформы рельефа континентов

В пределах континентов имеются формы рельефа второго порядка – это области горообразования или орогенные пояса и платформенные равнины. В океанах также имеются свои горы - срединно-океанические хребты и равнины, которые называются абиссальными. Мегаформы рельефа второго порядка в свою очередь осложняются орографическими формами меньшего порядка – поднятиями и впадинами. В пределах орогенных поясов выделяются горные страны или орогены, которые, в свою очередь, включают горные хребты (поднятия) и впадины, состоящие из ряда неровностей более высоких порядков.

Существуют формы рельефа областей перехода от континентов к океанам, расположенные в пределах шельфа и континентального склона – шельфовые равнины, впадины окраинных морей, островодужные горные сооружения, глубоководные впадины.

Эти формы рельефа характеризуются различными типами земной коры: от континентальной под шельфовыми равнинами до океанической в глубоководных впадинах и субконтинентальной под островодужными сооружениями, где происходит процесс преобразования океанской коры в континентальную.

Неровности Земли континентов включают области горообразования и платформенные равнины, являющиеся *мегаформами рельефа II порядка*.

Области горообразования

Современные области горообразования суши группируются в системы орогенных (горных) поясов. В новейший этап (олигоцен-четвертичный) образовались и продолжают формироваться *орогенные пояса* – межконтинентальный коллизионный субширотный Альпийско - Гималайский (от Пиренеев до Памира), образовавшийся в результате закрытия мезозойского океана Тетис и окраинно-континентальные – Восточно-Тихоокеанский (Андийско-Кордильерский) и Западно-Тихоокеанский. Последние два являются результатом субдукции Тихоокеанской плиты под Южную, отчасти Северную Американские плиты и под восточную окраину Азиатского континента соответственно. Результатом этих процессов явилось образование горных поясов Северной и Южной Америк и островодужных горных сооружений Камчатки, Курильских островов, Японии, Новой Зеландии и др.

Орогенные пояса, в свою очередь, состоят из отдельных *орогенов* или *горных стран*. Так, Альпийско-Гималайский, состоит из 20 орогенов, каждый из которых имеет протяженность от несколько сотен метров до тысячи и более км. Эти орогены (Пиренеи, Альпы, Апеннины, Динариды, Карпаты и др.) отделяются друг от друга межгорными впадинами как континентальными, так и океанскими (Альборанская, Тирренская). Например, ороген Большого Кавказа, являющийся частью восточного сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса, отделяется от Малокавказского орогена Рионской и Куринской межгорными впадинами. Эти структуры уже относятся к мегаформам рельефа III порядка (рис.38,39).

Орогены в своем большинстве высотой до 5 км имеют мощную (в среднем 55 км) континентальную кору, характеризуются мобильным тектоническим режимом: контрастными и высокоамплитудными новейшими тектоническими движениями, создающими резко расчлененный рельеф; активным проявлением вулканизма; высокой сейсмичностью. Для наиболее высоких Гималаев (более 8 км) мощность континентальной земной коры достигает 75 км. Высота горных систем зависит от обстановок формирования – сжатия или растяжения и их величины, ширины морского (океанического) бассейна будущего орогена.

Орогены могут иметь различную конфигурацию в плане: линейную и дугообразную, изогнутую. Линейную форму в плане имеют Пиренеи, Кавказ. Дугообразны Альпы, Карпаты. С позиции тектоники плит изогнутость горных сооружений объясняется облеканием вещественными комплексами жестких глыб – инденторов, оторвавшихся от древнего континента Гондвана и движущихся в северном направлении в сторону Евразийской плиты. Такими инденторами являются Адрия, Аравия, Индия.

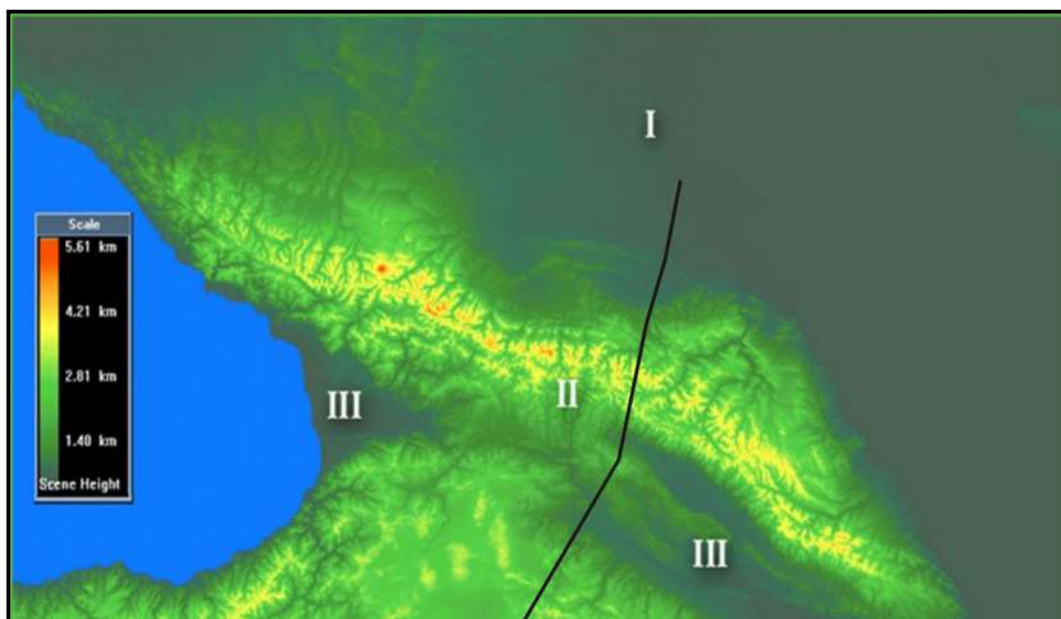


Рис. 38. Мегаформы рельефа III порядка - орогены Малого и Большого Кавказа. Верхний рисунок – ЦМР, где цифрами показаны: I – предгорная ападина, II – горное сооружение Большого Кавказа, III – межгорная впадины.



Рис. 39. Геоморфологический профиль через Большой и Малый Кавказ (линия профиля на рис.38).

О темпах подъема орогенов в новейший этап можно судить по кривым (рис. 40). На кривой видно, что вначале роста горных сооружений идет медленно и этот интервал охватывает продолжительное время, а начиная сначала 10 млн. лет скорости подъема увеличиваются и резко возрастают на рубеже 5 млн. лет.

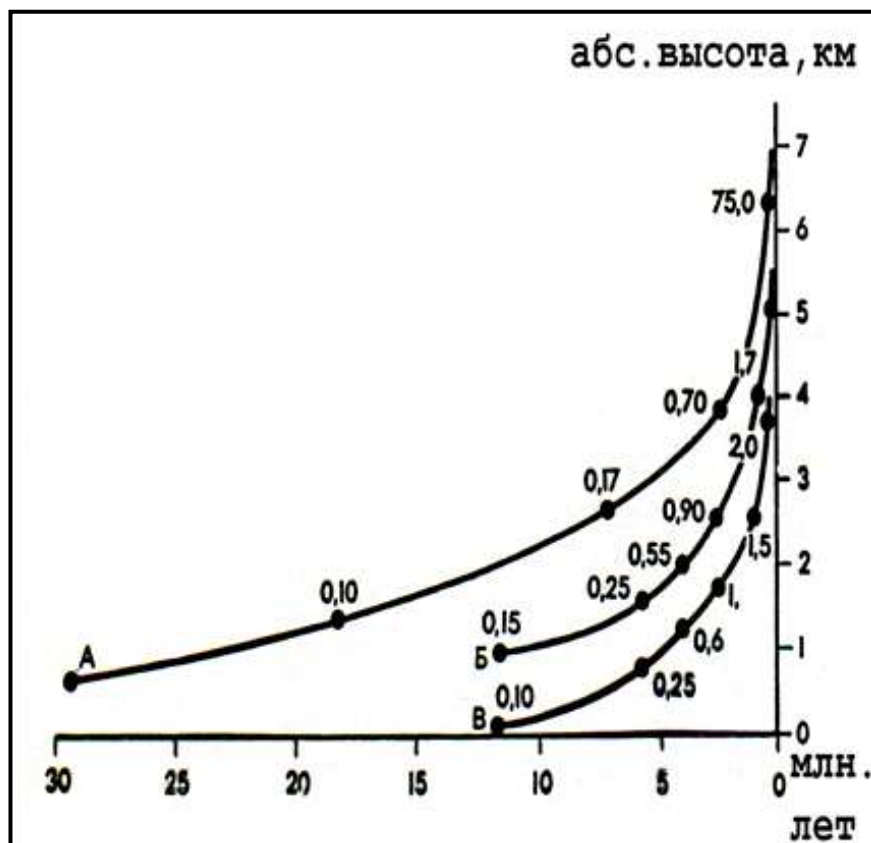


Рис.40. Темпы подъема орогенов за олигоцен-четвертичное время: Памира (А, по О.К.Чедия (1972), А.А.Никонову и М.М.Пахомову (1976); Большого (Б) и Малого (В) Кавказа (по Е.Е.Милановскому (1968) и Е.М.Щербаковой (1973)). Отметим, что начиная с рубежа 5 млн. лет (плиоцена) скорости подъема резко возрастают.

Современный вулканизм приурочен к областям растяжения и маркирует на поверхности зоны разрывов. Примером могут служить гигантские вулканические нагорья Малокавказского горного сооружения, обусловленные активизацией крупных зон разломов – Ахурянским, Акстев-Разданским и др. Эти зоны разломов являются структурами растяжения, благоприятными для проявления вулканизма (рис.41). Приуроченность вулканов к зонам разрывов – характерная черта многих орогенов. Так, в вулканической провинции Олот (Северные Пиренеи) молодые вулканы маркируют разрывы, причем по возрасту вулканических проявлений можно судить о времени активизации разрыва.

Сейсмичность, как и вулканизм являются показателями активности орогенов на современном этапе. Сейсмические события приурочены к перифериям развивающихся

поднятий. Чаше эпицентры землетрясений маркируют новейшие разрывы, как правило, сдвиги (рис.42).

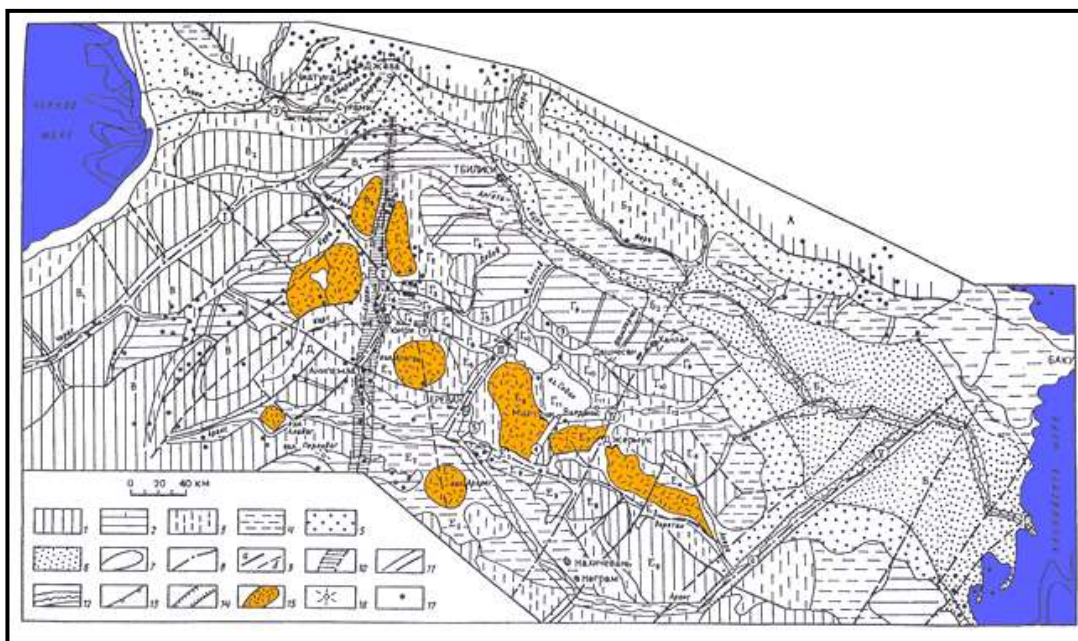


Рис. 41. Структурно-геоморфологическая карта Малого Кавказа (Костенко, Панина, Брянцева, 2001): 1–6 – суммарные конэрозионные поднятия, осредненные значения, в км: 1 – 2,5–3,0 и выше; 2 – 2,0–2,5; 3 – 2,0–1,5; 4 – 1,5–1,0; 5 – 0–0,5; 6 – < 0; 7 – обобщенные контуры хребтов-поднятий, ограниченные разрывами; 8 – трансорогенные разломы; 9 – региональные разломы и разрывы, различно выраженные в рельефе (а – отчетливо, б – неясно); 10 – зона глубинного Ахурянского разлома; 11 – локальные разрывы, разработанные речными долинами; 12 – обобщенные очертания долин в поясе меандр; 13 – граница Рионско-Куринской и Араксинской впадин; 14 – грабены; 15 – тектоно-вулканические нагорья с покровами лав; 16 – крупные вулканические горы; 17 – эпицентры землетрясений с амплитудами > 4 баллов. Главнейшие орогенные поднятия и впадины обозначены на карте цифрами и буквами. Молодой вулканизм приурочен к субмеридиональной зоне разломов - зоне растяжения в центральной части Малого Кавказа.

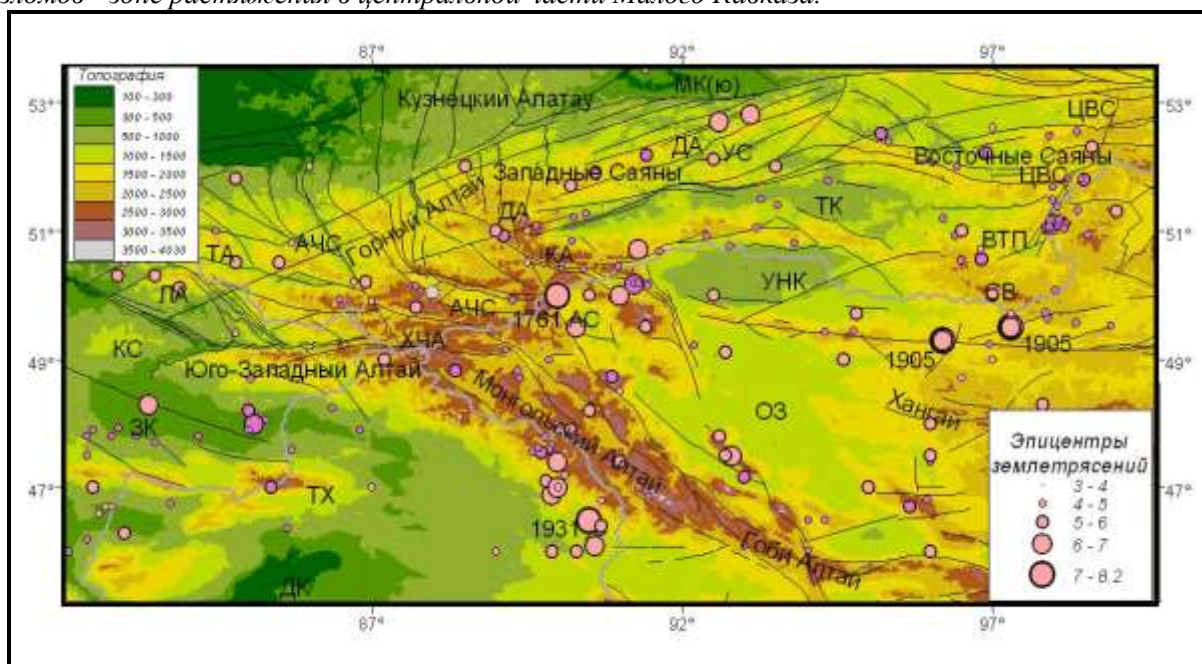


Рис. 42. Приуроченность землетрясений к активным разломам (по В.Г.Трифонову), топография и сейсмичность. Данные о высотах рельефа 2*2 мин осреднения. Землетрясения с 1761 по 1958 $M_b > 4.5$ (114); с 1963 по 2003 $M_b > 3.0$ (307)

Строение орогенов

Большинство орогенов обладает зональностью, выражающейся в неоднородном внутреннем строении различных сегментов и различном отражении их в рельефе. Мегаформами рельефа III порядка орогенов являются *горные сооружения, предгорные и межгорные впадины*. В рельефе горные сооружения выражены наиболее высокими сводовыми поднятиями с максимальными амплитудами рельефа. Далее, по мере приближения к платформенным равнинам, следуют склоны орогенов с меньшими абсолютными отметками, сменяющиеся сначала предгорьями, а затем - *предгорными впадинами*. Последние в рельефе представляют собой подгорные равнины с амплитудами поднятий в первые сотни метров.

Горные сооружения могут представлять собой единое поднятие или серию хребтов и поднятий, разделенных частными впадинами. В первом случае образуется *простое* горное сооружение, выраженное в рельефе общим поднятием, объединяющим несколько слившихся хребтов, разделяющихся долинообразными понижениями (рис. 43 А).



Рис. 43. Строение орогенов: А – простое, Б – сложное, Т – тектоническое поднятие, Д – денудация (Костенко, 1999).

Речные долины, заложенные вкрест и вдоль простирания систем хребтов, как правило, разрабатывают зоны древних и новейших разрывов. Наиболее поднята центральная часть горного сооружения. Такое строение имеют Пиренеи, Большой Кавказ, Крым, Анды и др. Во втором случае, горное сооружение представляет собой серию хребтов или поднятий, отделяющихся друг от друга крупными впадинами, выполненными молассами. Такие горные сооружения называются *сложными*. Примерами могут быть горные сооружения Тянь-Шаня, Копет-Дага, Малого Кавказа (рис. 43 Б). Геоморфологические профили простых и сложных горных сооружений отражают их различие (рис. 44 а и 44 б).

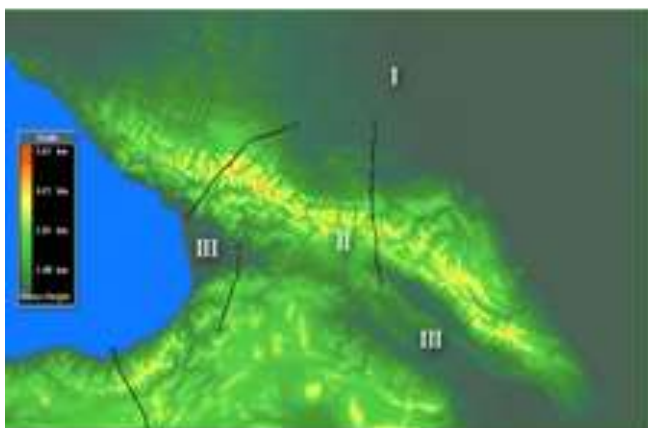


Рис. 44 а. Положение линий геоморфологических профилей (1-4) на ЦМР.

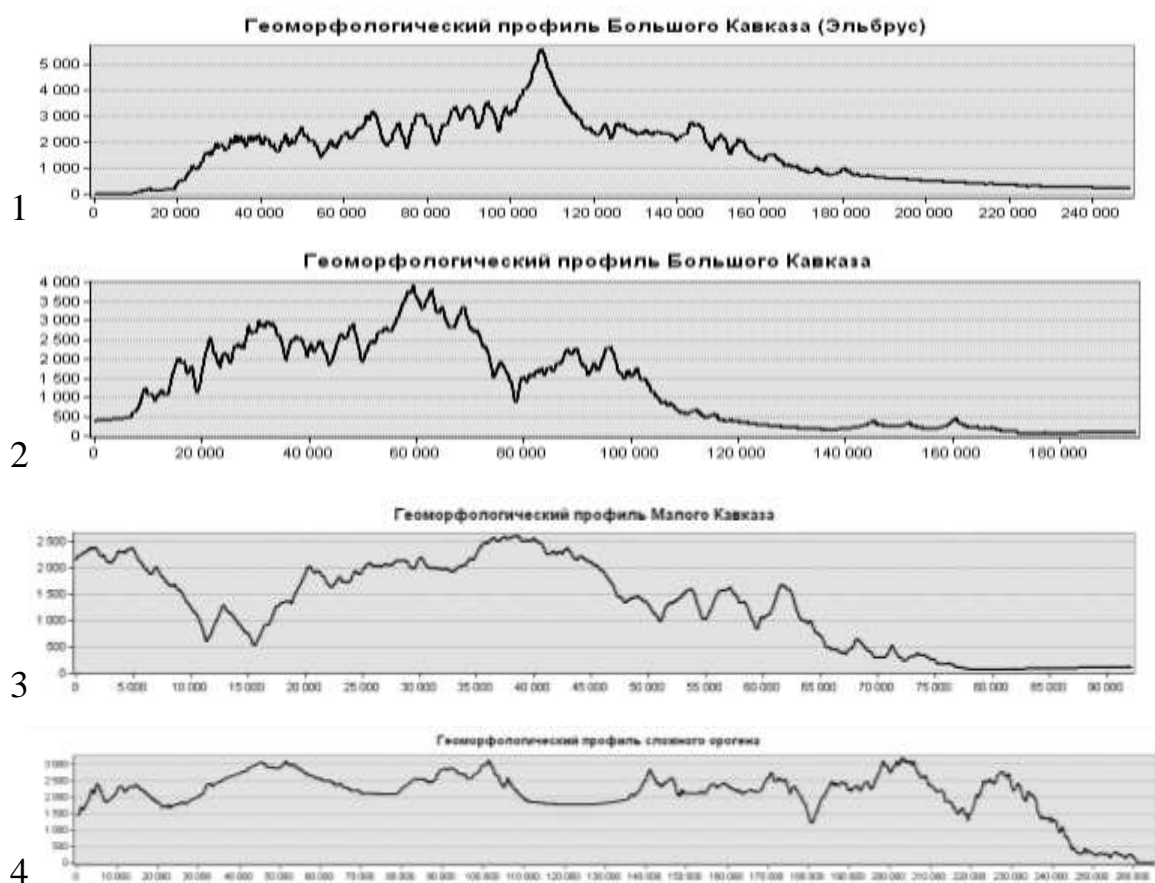


Рис. 44 б. Геоморфологические профили орогенов простого (Большой Кавказ) и сложного (Малый Кавказ) строения. Линии профилей показаны на рис. 42а.

В тектоническом отношении в пределах горного сооружения выделяются две зоны: более сложно построенная и деформированная *внутренняя* и *внешняя*, характеризующаяся сравнительно простым строением. Внутренняя зона горных сооружений представляет собой либо слитый воедино комплекс складчато-надвиговых "тонко- и толстокожных" деформаций различного возраста, образованных практически на месте океанического бассейна и не испытавших существенных перемещений. Такое строение имеют часто простые горные сооружения, такие как Большой Кавказ, Крым, Пиренеи и др. Внутренняя зона так называемых «террейновых орогенов» включает комплекс структур-блоков различного возраста и генезиса, перемещенных в результате коллизии от места своего образования на значительные расстояния. Примерами являются Северо – Американские Кордильеры, Анды, орогены Монголо-Охотского пояса Восточной Азии и др. Они могут быть выражены в рельефе как простым, так и сложным (Колумбийские Анды) горным сооружением. К внутренней зоне горных сооружений часто приурочены интрузивы и вулканиты. *Внешняя зона* горных сооружений, образованная на пассивной континентальной окраине, обладает сравнительно простым складчато-надвиговым, иногда моноклиальным (Лабино-Малкинская зона Большого Кавказа) строением и соответствует склонам горного сооружения. В отличие от внутренней зоны амплитуды перемещений здесь меньше (первые сотни км).

Горные сооружения обрамляются *пред- и межгорными впадинами*. Границей с горными сооружениями служат зоны разрывов, как правило, взбросов или надвигов. Предгорные впадины соответствуют передовым или тыловым прогибам, заложившимся на раннеорогенной стадии развития. Предгорные впадины имеют асимметричное строение – более крутой и глубокий внутренний борт ее примыкает к горному сооружению, а более пологий и наименее глубокий внешний граничит с платформенной равниной. В рельефе – это равнины, нередко осложненные поднятиями. Впадины выполнены молассами – продуктами денудации горных сооружений, мощность которых составляет первые километры. Молассы часто имеют двучленное строение и подразделяются на тонкую морскую и грубую континентальную. Эти молассы соответствуют двум этапам развития орогена – раннеорогенному, когда горное сооружение испытывает сначала конседиментационное и конденудационное развитие, а затем позднеорогенному, соответствующее конэрозионному становлению рельефа. В первый этап горное сооружение еще не имеет яркого выражения в рельефе, скорости поднятия и денудации уравновешены. Это длительный этап (например, на Кавказе он охватывает примерно 20 млн. лет). Наступающий позднее, позднеорогенный этап знаменуется резким увеличением скорости роста горного сооружения и, как следствие, накоплением континентальных моласс в

предгорной впадине. Начало этого конэрозионного этапа, например, на Кавказе соответствует примерно 10 млн. лет. Континентальные молассы состоят, главным образом, из аллювиально-пролювиальных, делювиальных отложений и характеризуются латеральной зональностью. По мере приближения к горным сооружениям молассовые комплексы становятся более грубыми. На периферии предгорные впадины выполняются более тонкими и молодыми толщами. Предгорные впадины часто осложнены молодыми внутренними поднятиями. Например, Терско-Каспийская предгорная впадина осложнена Терским и Сунженскими хребтами с абсолютными отметками до 600–700 м. Эти поднятия, как правило, являются бескорневыми, «тонкокожными» дислокациями. Образование их обусловлено активным ростом горных сооружений на новейшем этапе развития и вовлечением в процесс деформации прилегающих предгорных и межгорных впадин (рис. 45 а, б).



Рис. 45 а. Геоморфологический профиль через Терско-Сунженскую зону дислокаций (Северный Кавказ).



Рис. 45 б. Геологический профиль Терско-Каспийского прогиба через Терско-Сунженскую зону дислокаций (по Паниной, 1996): индексами показаны стратиграфические комплексы. Терский и Сунженский хребты (рис.45а) в геологическом отношении представляют собой складчато-надвиговые бескорневые дислокации (рис.45 б).

Хорошим примером зонального строения является развивающийся на новейшем этапе ороген Большого Кавказа (рис.46). На рисунке в изобаззах – линиях, соединяющих равные значения амплитуд новейших (с позднего миоцена) тектонических движений, отчетливо

выделяется центральное, наиболее поднятое в рельефе сводово-блоковое поднятие с пологим северным и крутым южным крыльями. Амплитуды на своде поднятия достигают значений чуть более 5 км, а на севере и юге на его склонах колеблются в пределах 1-3 км. Склоны на севере граничат с предгорной Западно-Кубанской впадиной, оконтуриваемой изобазой -1000 м и менее в наиболее погруженной части, и практически вырожденной в современном рельефе Восточно-Кубанской впадиной. Восточнее последней расположено Ставропольское поднятие с максимальными амплитудами до 1000 м. Южный склон горного сооружения Северо-Западного Кавказа круто обрывается в Туапсинскую впадину Черного моря, а восточнее граничит с Рионской межгорной впадиной. Эти крупные формы рельефа, представляющие собой системы локальных поднятий и впадин, ограничены зонами субширотных региональных разломов, как правило, надвигов и взбросов, активность которых подчеркивается сейсмичностью. Помимо субширотных (продольных) существенную роль в новейшей структуре Кавказа играют и протяженные субмеридиональные зоны разломов.

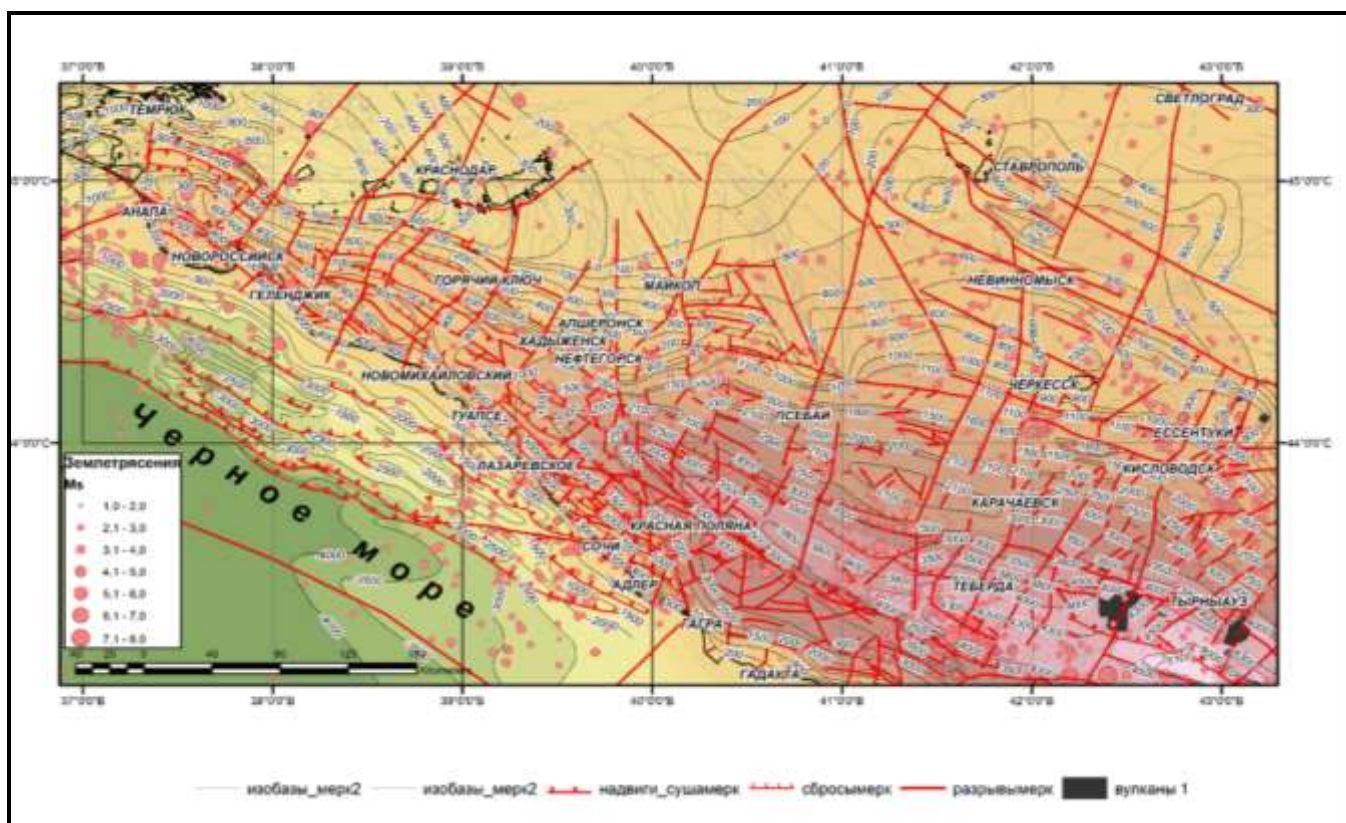


Рис. 46. Неотектоническая карта Северо-Западного и Центрального сегментов Большого Кавказа (Панина, Зайцев, 2019). Пояснения в тексте.

Классификации орогенов

В основу классификаций орогенов положены различные особенности: местоположение, история развития, обстановка формирования, тип деформации орогенной поверхности, тип преобладающих деформаций и др. По положению орогена в системе континент – океан выделяются: *окраинно-континентальные* (орогены Андийско-Кордильерского, Монголо-Охотского поясов, орогенные сооружения Чукотки, Камчатки, Корякии) и *внутриконтинентальные* (Альпийско-Гималайский пояс). *Окраинно-континентальные* в тектоническом отношении представляют собой коллаж разновозрастных террейнов (крупных блоков земной коры), имеющих различное строение и происхождение. *Внутриконтинентальные* образовались в области континентальной коллизии Евразийского и фрагментов Гондванского континентов. Одни, например, Гималаи формировались непосредственно в области коллизии, другие - на некотором расстоянии от нее (Тянь-Шань, Алтай).

По историко-геологическому критерию все орогены подразделяются на *первичные* (старое название «эпигеосинклинальные»), *эпиплатформенные* (дейтероорогенные) и орогены промежуточного типа или «*палеорогены*» (по Герасимову). *Первичные* - это молодые орогены, образовавшиеся в результате непрерывного тектоно – магматического цикла развития с момента раскрытия океанического бассейна до образования на его месте горного сооружения. Примером могут служить орогены Альпийско-Гималайского пояса: Пиренеи, Альпы, Кавказ, Загрос и др. Первичными являются и горные сооружения Северной и Южной Америк, сформировавшиеся на активной и пассивной окраинах. Этап горообразования первичных горных сооружений соответствует концу палеоцена – квартеру. Конэрозионный этап (с момента становления структурной формы в рельефе) для многих горных сооружений этого типа датируется поздним миоценом – временем проявления так называемой аттической тектонической фазы (Бетские Кордильеры, Загрос, Большой Кавказ).

Эпиплатформенные орогены, их еще называют *возрожденные* и *омоложенные*, такие как Тянь-Шань, Урал, Байкальская горная система, Восточный Саян и др., возникли в кайнозое (олигоцене-квартере) после длительного этапа платформенного развития. Например, системы субпараллельных, до 3 - 7 км высотой хребты Тянь-Шаня и Алтая выросли на значительном расстоянии от области коллизии Индийской и Азиатской плит и являются внутриплитными образованиями, возникшими на платформах примерно 24-18 млн. лет назад. До этого времени в течение длительного мезозойского этапа эти области испытывали платформенное развитие с выравниванием герцинского рельефа, и формированием кор выветривания (рис. 47).



Рис. 47. Космический снимок района Тянь-Шаня. Серия хребтов – складчато-надвиговых дислокаций, осложненных сдвигами, разделенных впадинами. Хребты испытывают активный рост, а во впадинах происходит накопление продуктов их размыва.

Внутриконтинентальный Уральский ороген возник на границе двух платформенных равнин – Русской и Западно-Сибирской в конце мезозоя – кайнозое. Уральское горное сооружение вытянуто в субмеридиональном направлении, ширина его сегментов меняется от 220 м и 180 м на юге и севере соответственно, сокращаясь до 80 м в центральной, наиболее узкой части. На современном этапе оно испытывает неотектонический рост, амплитуды новейших движений достигают 1640 м (г. Ямантау). В рельефе горное сооружение Урала представляет собой серию поднятий разного ранга, часто выраженных хребтами, которые создают линейно вытянутые системы преимущественно субмеридионального простирания. Поднятия разделены узкими впадинами-долинам, к которым приурочены разрывы, часто надвиги. По значениям амплитуд в рельефе системы поднятий группируются в Западную, Центральную и Восточную мегазоны. Наиболее ярко выражена в рельефе Центральная мегазона поднятий и глубоко врезанных долин, где максимальные амплитуды достигают более 1600 м. Существует и поперечная зональность, выражающаяся в изменении ширины сегментов, простирании хребтов, высотных отметок и др., что обусловлено, как правило, наличием разрывов (часто сдвигов), зонами трещиноватости пород, которые разделяют Урал на Северный, Средний и Южный сегменты. Структурно-геоморфологическое строение Среднего и Южного сегментов отражено на рис. 48. В геологическом отношении Урал представляет собой серию складчато-надвиговых структур надвинутых, как правило, на Предуральский прогиб, который, в свою очередь, по протяженному надвигу граничит с Восточно-Европейской платформой и по зоне разлома, скорее всего, сбросу с Западно-Сибирской плитой (рис. 49).

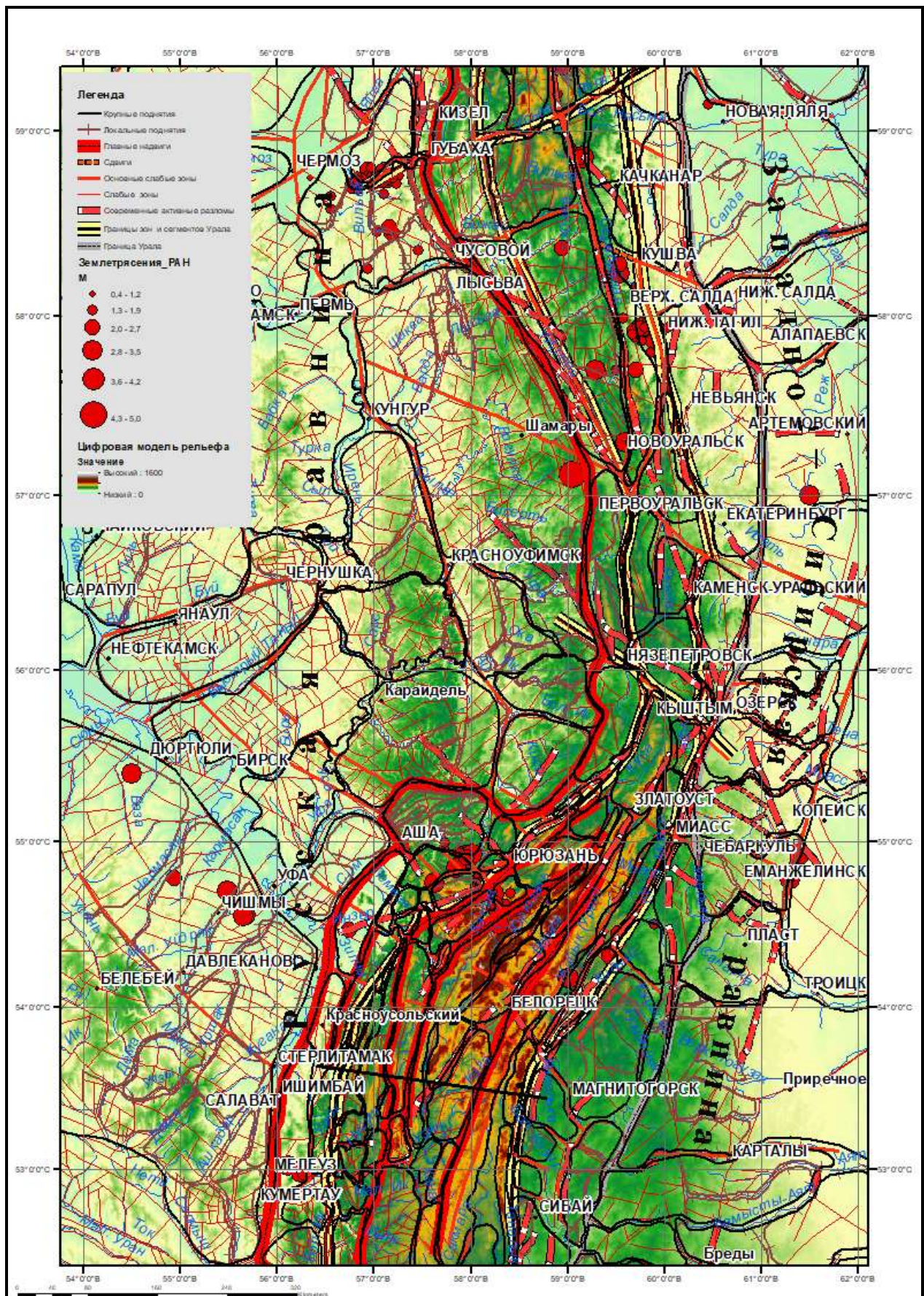


Рис. 48. Структурно-геоморфологическая карта Среднего и Южного сегментов Урала (Панина, 2023). Прямой черной линией показана линия профиля, соответствующая геологическому профилю на рис.46. Пояснения в тексте.

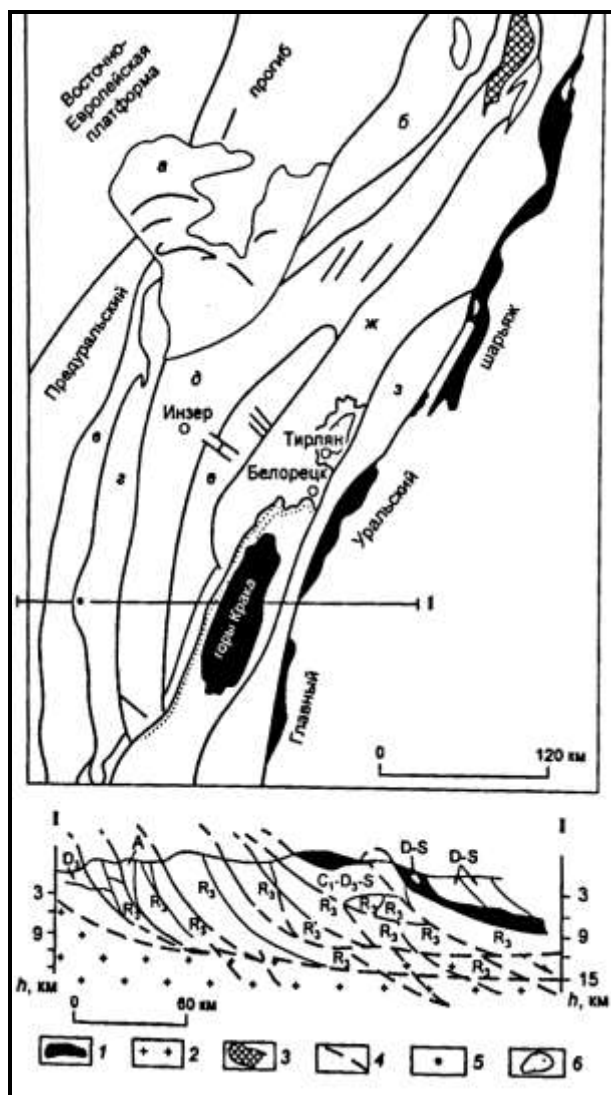


Рис. 49. Тектоническая схема и профиль Башкирского антиклинория (М.А. Камалетдинов и др., 1987). 1 – породы ультраосновного состава; 2 – породы кристаллического фундамента; 3 – Тараташский массив архей-раннепротерозойского возраста; 4 – надвиги; 5 – скважина Кулгунино-1; 6 – Зилаирский синклиорий. Надвиговые пластины: а - Каратау, б - Уфимский амфитеатр, в – Нугушская, г – Алатауская, д – Зильмердакская, е – Юрматинская, ж – Зюраткульская, з – Уралтау.

Коллизионные орогены

Наибольшим развитием среди современных орогенов пользуются *коллизионные*, образовавшиеся в результате столкновения континентальных плит. Горные сооружения образуются здесь на месте древних океанических бассейнов, например, мезозойского океана Тетис, преобразовавшегося в результате субдукции и последующей континентальной коллизии в систему орогенов Средиземноморского пояса. Ширина океанического бассейна, интенсивность сжатия на коллизионном этапе, направление и характер движения фрагментов древних континентов (инденторов) определяют рельеф и строение орогенов. Особенности древней геологической истории часто находят отражение в унаследованном развитии в рельефе протяженных зон глубинных разломов (древних швов) и древних мегаскладок, блоков (террейнов). Последние представляют собой так называемые мозаичные структуры,

состоящие из неразвивающихся (древних) и развивающихся (активных) структурных элементов – отдельных складок и разрывов. Как правило наследуются более крупные глубинные разломы, представляющие собой на новейшем этапе так называемые краевые разломы или швы, которые являются границами мегаформ II порядка – платформенных равнин и орогенов. Эти разломы являются унаследованными границами океанических и континентальных блоков – кратонов.

Для коллизионных орогенов характерна продольная зональность, обусловленная внутренней организацией структур сжатия – складчато-надвиговых, складчато-покровных, блоковых, осложненных сдвигами, сбросами и их комбинациями. Внутренние и внешние зоны выражены в рельефе горными сооружениями простого (Пиренеи, Большой Кавказ) и сложного типа (Загрос, Копет-Даг, Тянь-Шань). Продольная зональность часто осложняется поперечной. Последняя выражается в изменении амплитуд конэрозионных поднятий, ширины горных сооружений, характере деформаций, наличии поперечных выступов древних пород – массивов и др. В предгорных и межгорных впадинах на фоне развивающейся коллизии продолжается формирование внутренних поднятий, часто группирующихся в линейные хребты (Терско-Каспийская, Куринская впадины на Кавказе). Одним из примеров коллизионного орогена являются Пиренеи. В современной структуре Пиренейского горного сооружения выделяют четыре продольные зоны: центральное место занимает Осевая зона, обрамляют ее – Северо-Пиренейская, Субпиренейская и Южно-Пиренейская зоны (рис. 50).

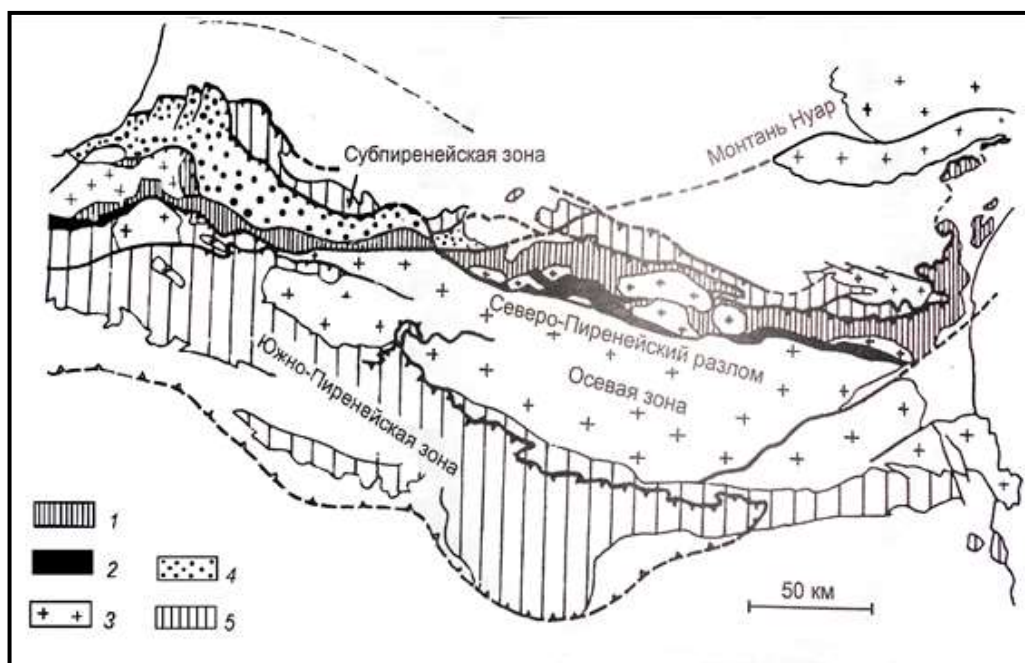


Рис. 50. Тектоническая схема Пиренеев (по Ж. Дибельмасу, из книги Хаина, 2001): 1 - Северо-Пиренейская зона; 2 - Метаморфический пояс; 3 - Осевая зона; 4 - флиши; 5 - Южно-Пиренейская зона. Зоны отделены друг от друга разломами.

Абсолютные отметки рельефа центральной или Осевой зоны Центрального и Восточного сегментов Пиренеев колеблются от 500 – 3500 м, преобладающая высоты – 2000 3000 м. Наивысшая точка 3404 метров (гора Ането). Для Южно-Пиренейской зоны характерны более низкие высоты рельефа, колеблющиеся от 0 до 1500 м. Наблюдается ступенчатое увеличение амплитуд поднятий при приближении к Осевой зоне (рис. 51, 52, 53). Помимо продольной существует и поперечная зональность.

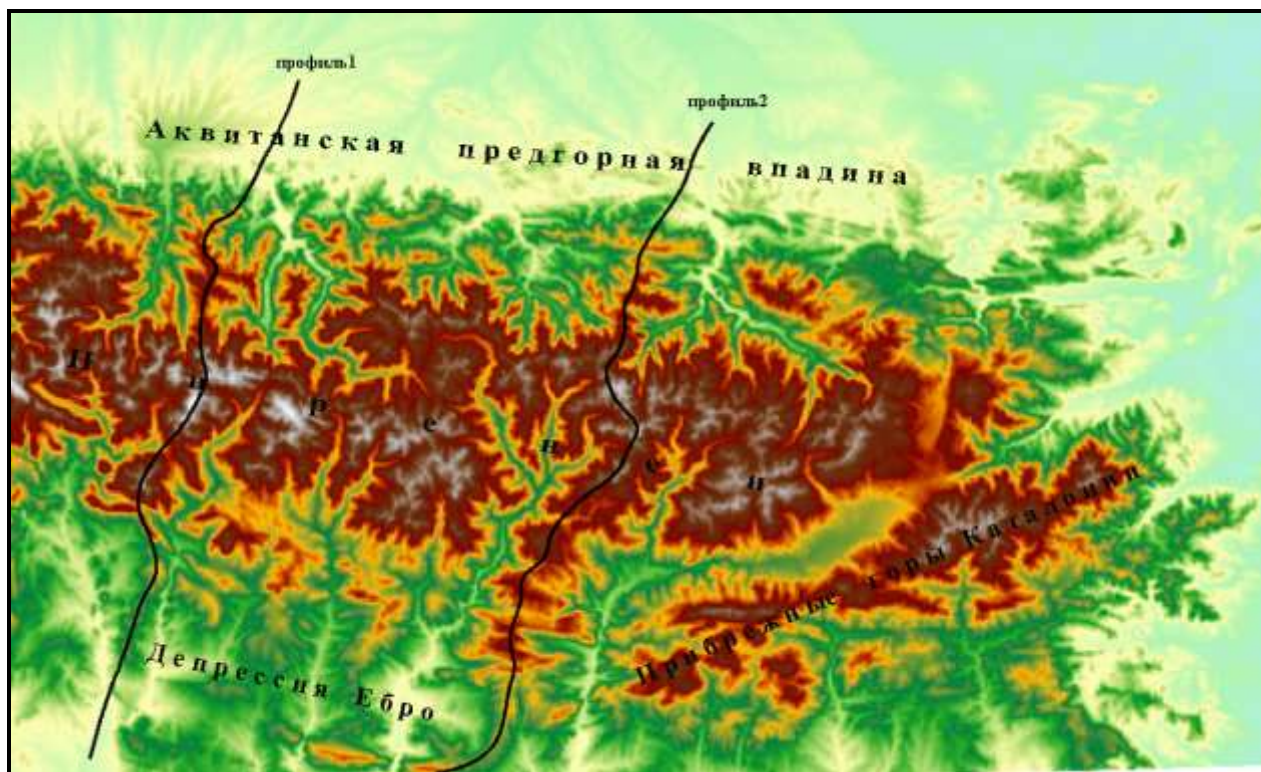


Рис. 51. Цифровая модель рельефа (ЦМР) Центрального и Восточного сегментов Пиренеев. Черным цветом показаны линии геоморфологических профилей.

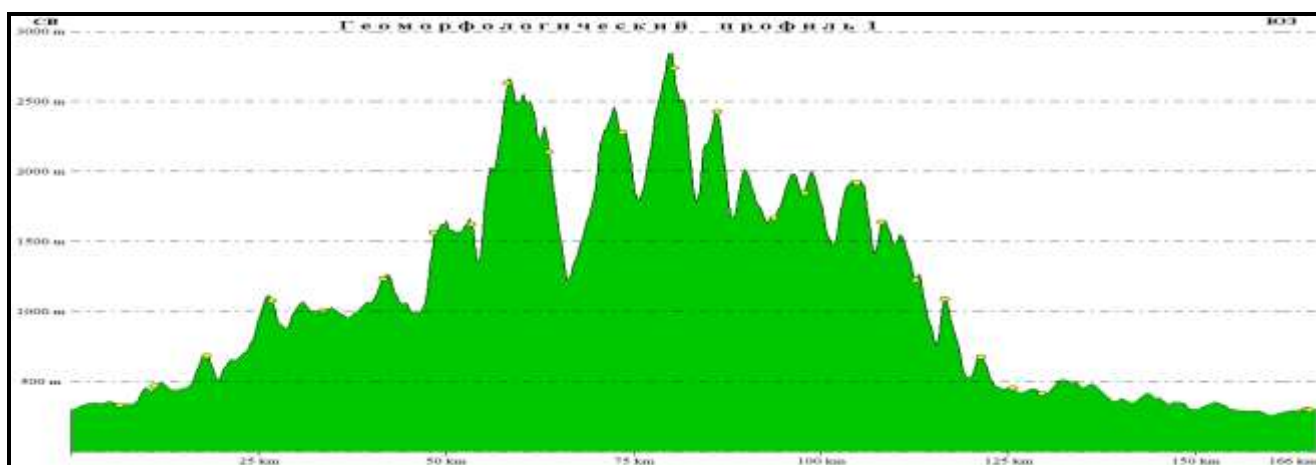


Рис. 52. Геоморфологический профиль 1 (линия профиля на рис.47). Серия хребтов, разделенных впадинами-долинами. Наиболее высокие абсолютные отметки рельефа (2500-2700 м) в центральной зоне, которые ступенчато снижаются по направлению к Аквитанской впадине и депрессии Эбро.

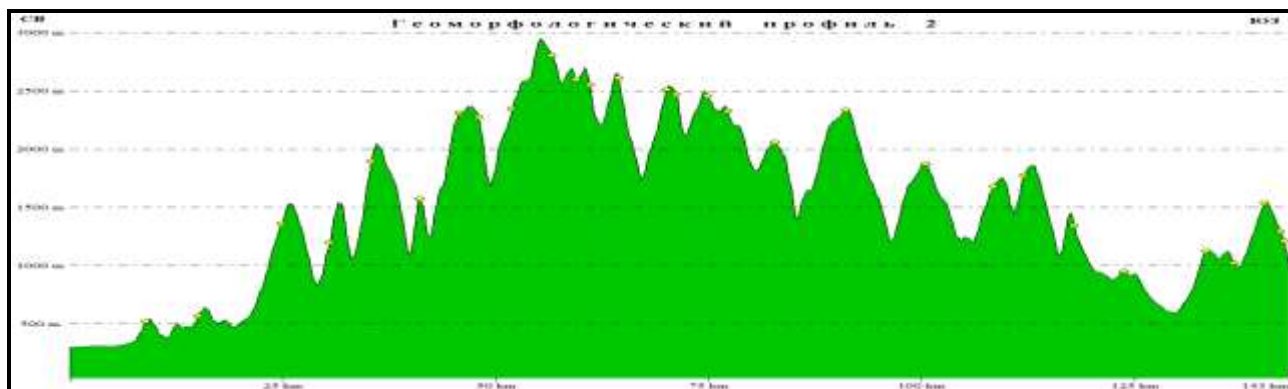


Рис. 53. Геоморфологический профиль 2 (линия профиля на рис.51). Серия хребтов, разделенные впадинами-долинами. Наиболее высокие абсолютные отметки в центральной зоне, которые ступенчато снижаются по направлению к Аквитанской впадине и депрессии Эбро. Видна асимметрия южного и северного склонов горного сооружения.

Осевая зона сложена гранито-гнейсовыми куполами, в подошве палеозойского комплекса находятся гнейсы и гранулиты, предположительно относимые к докембрию. Выше они сменяются метаморфическими образованиями кембрия-ордовика, терригенно-карбонатными отложениями девона-среднего карбона и с несогласием перекрываются молассами верхнекаменноугольного и пермского возраста и выше юрско-нижнемеловыми отложениями. Северо-Пиренейская зона представляет собой серию складчато-надвиговых северо-вергентных структур, сложенных, в основном, мезозойскими комплексами. Бассейн выполнен олигоцен-миоценовой молассой, несогласно перекрывающей мощный триас – эоценовый платформенный чехол. Моласса смята в пологие складки. Южно-Пиренейская зона значительно шире Северо-Пиренейской и имеет типичное многоярусное покровное строение. Южно - Пиренейская зона, в целом, надвинута на впадину Эбро, выполненную мощной континентальной олигоцен – миоценовой молассой, смятой в узкие гребневидные антиклинали, разделенные широкими синклиналями.

В тектоническом отношении Пиренеи представляют собой сочетание структур сжатия, формировавшихся в разное время. Заложение Пиренейской подвижной системы относится к концу раннего мела (поздний апт-средний альб), которая испытала сжатие в сеномане. На рубеже мела и палеогена проявилась новая фаза деформаций, но главная, пиренейская фаза, наступила в позднем эоцене. На южном склоне деформации продолжались в олигоцене, а с миоцена начался общий подъем горного сооружения. В рельефе хорошо выражены структуры парагенеза сжатия. В кинематическом отношении это надвиги северо-западного простирания с северным падением плоскости сместителя, развитые южнее Осевой зоны, и с южным падением сместителя – севернее Осевой зоны. Сдвиги имеют как северо-западное, так и северо-восточное простирание. Многие надвиги и другие разрывные

нарушения подтверждаются резкой сменой возраста отложений. В рельефе они выражены разрывами, разрабатываемыми речными долинами.

В отличие от Пиренеев и Большекавказского орогена, которые характеризуются линейной конфигурацией орографических форм, Альпы дугообразны в плане (рис.54). В рельефе – это серия хребтов, разделенных впадинами долинами и впадинами. Хребты сложены породами, смятыми в складки, нарушенные надвигами, взбросами (рис. 55, 56,57).

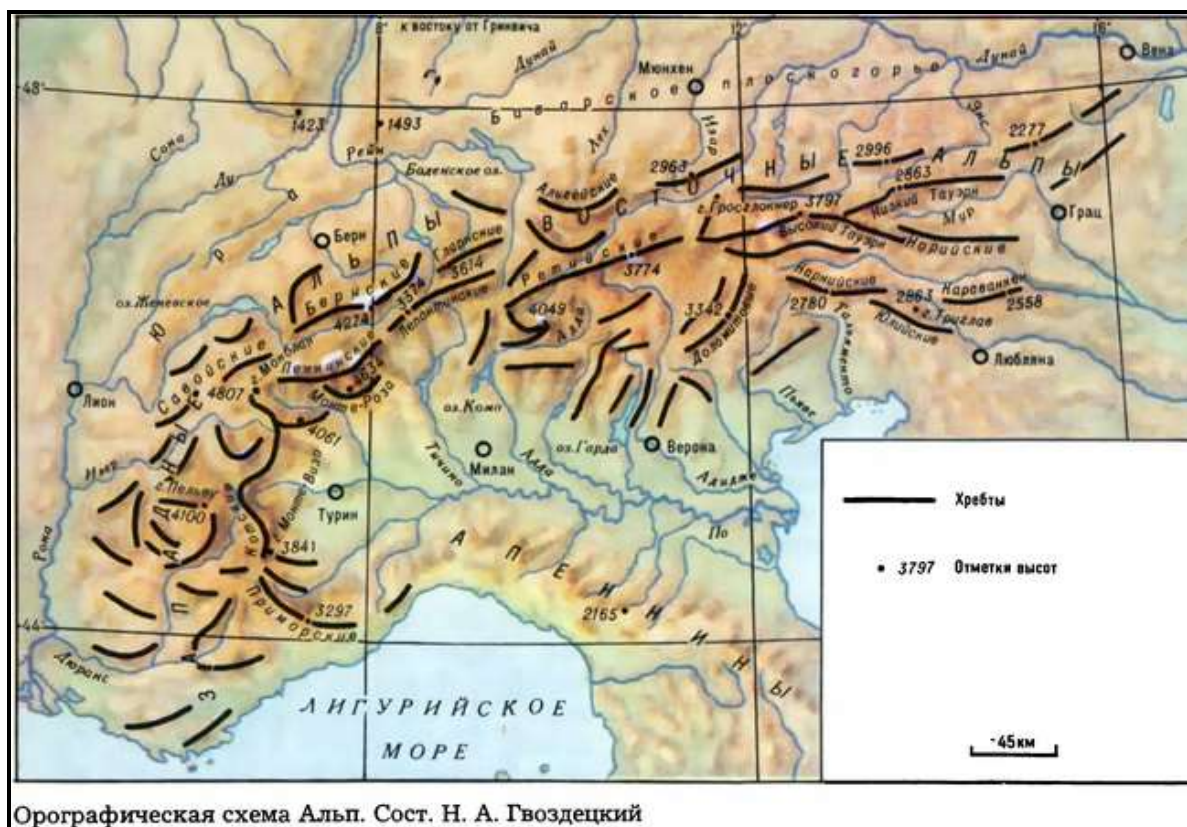


Рис. 54. Орографическая схема Альп. Самая высокая абсолютная отметка 4807 м - г. Монблан. В геологическом отношении – это серия складчато-надвиговых дислокаций, покровов, разделенных впадинами.

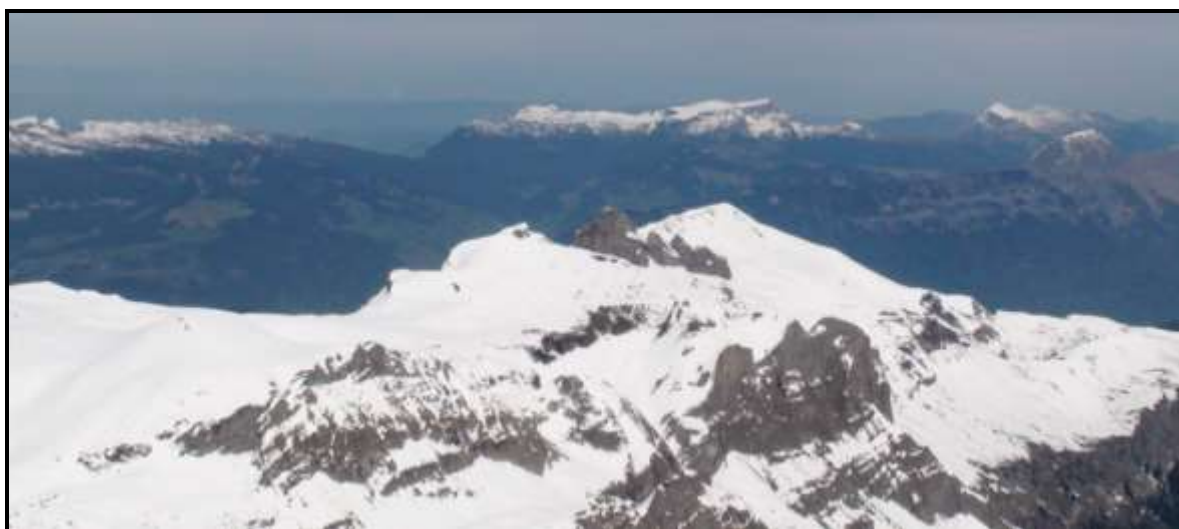


Рис. 55. Рельеф Швейцарских Альп. Вид с г. Шилтхорн (а. о. 2970 м). Хорошо видны покрытые ледниками вершины хребтов (белый фототон) и склоны, покрытые растительностью. Хребты разделяются впадинами, в центральной части которых развиты находятся речные долины.



Рис. 56. Строение одного из хребтов Швейцарских Альп (деталь). Вид с г. Шилтхорн (а.о.2970м). Видны складки, нарушенные разрывами, скорее всего взбросами.



Рис. 57. Фрагмент Альпийского горного сооружения. Видны смещения толщ по взбросам и надвигам. Разрывы и зоны трещиноватости разрабатываются эрозионной сетью.

Субдукционные орогены

Молодые *субдукционные* орогены формируются в областях перехода от океана к континенту, где субдукция океанской плиты идет с образованием островных дуг (например, Курильское горное сооружение, ороген на северо-востоке Японской дуги), либо, когда процесс субдукции осуществляется непосредственно под континент (Центральные Анды). В первом случае орогены называются *островодужными* или неорогенами (по И.П. Герасимову), во втором – *окраинно-континентальными субдукционными*. Эти орогены характеризуются контрастными горообразовательными движениями, обусловленными поддвижением океанической Тихоокеанской плиты под Евразийскую (Северо-Восток Азии) и Южно- и отчасти Северо-Американскую континентальные окраины; интенсивными магматическими процессами, выражающимися на поверхности субдукционным типом вулканизма (преимущественно среднего и кислого состава); высокой сейсмичностью. Горизонтальные скорости подвига в Курило-Камчатском желобе колеблются от 7,5 см в год на севере до 8,5 см в год на юге. Скорости вертикальных движений составляют 0,1–0,2 мм в год.

Островодужные орогены Западно-Тихоокеанской системы (от Алеутской и Курило-Камчатской до Кермадек на юге) формально относятся к областям перехода от континента к океану и подробно рассматриваются в разделе III.

Субдукционные окраинно-континентальные орогены отличаются от описанных выше отсутствием окраинного моря в тылу горного сооружения и изолированной островной дуги, а также мощной литосферой (более 100 км в Центральных Андах). Типичным орогеном, где процесс субдукции океанической плиты идет под континентом, являются Центральные Анды. В целом складчато-надвиговая, часто чешуйчатая структура разновозрастных, начиная от докембрийских до кайнозойских, комплексов, выражена в рельефе двумя системами хребтов: Береговой или Западной Кордильерой на западной окраине континента, и Главной, объединяющей внутренние системы хребтов Центральной и Восточной Кордильер (рис.60). Хребты отделены друг от друга продольными долинами, приуроченные, как правило, к зонам разрывов. Горное сооружение Перуанских Анд выражено в рельефе пятью линейными хребтами, сложенными разновозрастными отложениями, объединяющимися в Западную, Центральную и Восточную Кордильеры. Ширина орогенного сооружения составляет примерно 200 км. Степень и возраст деформаций меняется с запада на восток: наиболее молодые и слабо деформированные структуры расположены на западе. Горст-антиклинорий Центральной и Восточной Кордильер сложен древнейшими докембрийскими и палеозойскими породами, испытавшими первичную

деформацию в среднем – позднем палеозое и вовлеченными в орогенез в кайнозое благодаря субдукции плиты Наско под континент, начавшейся в конце мела - олигоцене (инкская фаза). В пределах следующей к западу Береговой системы хребтов (Кордильера Бланка), сложенной кайнозойскими интрузивами гранитов, находится самая высокая (7 км) вершина. Западнее располагается область развития вулканитов четвертичного возраста, приуроченной к долине реки. К этой зоне приурочены и землетрясения, глубина очагов которых достигает 300 км. Самая западная зона – Кордильера Негра сложена нижнемеловыми породами, деформированными в среднем миоцена – раннем плиоцене. С запада, со стороны океана располагается Перуанско-Чилийский глубоководный (более 5 км) желоб. На востоке, со стороны кратона, горное сооружение Анд обрамляется предгорной впадиной, выполненной кайнозойскими континентальными молассаами.

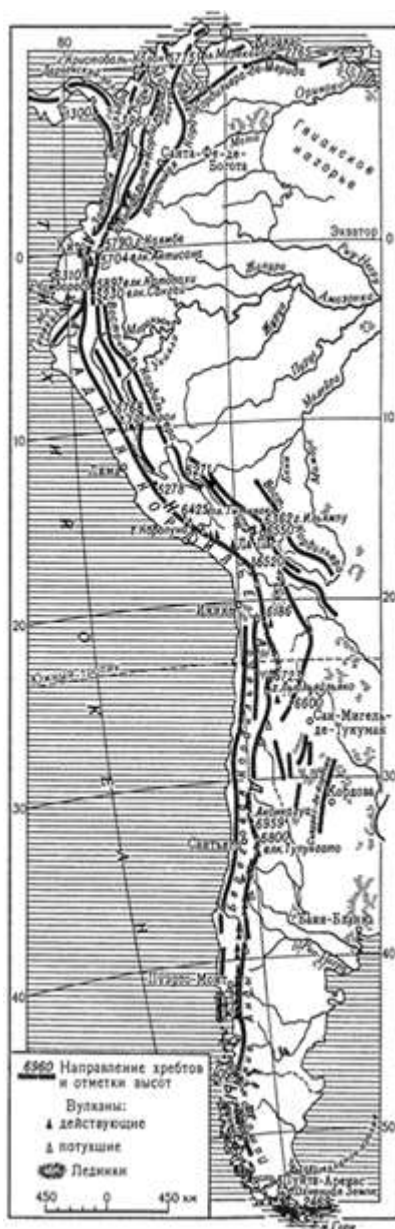


Рис. 60. Схема орогидрографии Анд. Системы хребтов, разделенных, как правило, приразломными долинами. Максимальная амплитуда рельефа 7 км.

Боливийские Анды представляют собой складчато-надвиговые структуры, осложненные кайнозойскими вулканами (рис.61).



Рис. 61. Космический снимок фрагмента Боливийских Анд, граничащих с аллювиальной равниной, осложненной педиментами и перекрытой конусами выноса.

Существует еще один тип образования горных сооружений, обусловленный надвиганием окраинно-материковых осадков на континент с образованием складчатого фланда во фронтальной и надвиговых структур в тыловой зонах, так называемый Аппалачский тип. В рельефе горное сооружение представляет собой линейные хребты и долины, которые образуют горный пояс шириной 25-100 км (провинция Долин и Хребтов Аппалачских гор). Абсолютные отметки рельефа колеблются от 300 до 1000 м (рис.62,63).

Рифтогенные орогены

К *рифтогенным* относятся орогены, образовавшиеся в результате процесса растяжения континентальной земной коры, сопровождавшимся интенсивным вулканизмом. Системы горстов выражены в рельефе хребтами и платообразными поднятиями, разделенными плоскодонными с крутыми бортами впадинами, соответствующими в тектоническом отношении грабен-синклиналиям. Примером является испытывавшая во второй

половине неогена деформации, Байкальская горная система, которая представляет собой сводообразное поднятие с впадиной посередине, занятое озером Байкал (рис.64).



Рис. 62. Спектральный космический снимок провинции Долин и Хребтов (фото из книги «Geomorphology from space», 1986).

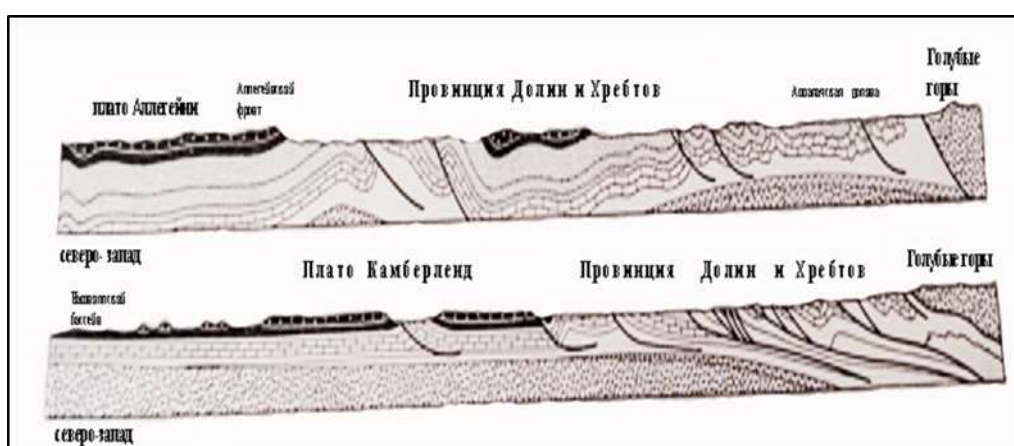


Рис. 63. Геологические профили провинции Долин и Хребтов. Серия складчато-надвиговых структур.

Горное сооружение Байкальской системы включает серию сводово-горстовых поднятий, возвышающихся над Байкальским рифтом в восточной части на 2 – 3 км (хребты Кодарский, Удоканский, Северо- и Южномуйский и др.), сложенных докембрийскими

комплексами. Эти хребты разделены рифтовыми (Байкальская, Муйская и др.) узкими внутригорными впадинами, выполненными кайнозойскими молассами мощностью 0,3-2 км. Некоторые из них, например, Чарская испытывают прогибание и расширение в голоцене. Впадина имеет неоднородное внутреннее строение и в рельефе представляет собой серию разновысотных блоков, испытывающих новейшие тектонические движения разного знака и амплитуды.



Рис. 64. Космический снимок Байкальской горной системы. Пояснения в тексте.

К рифтогенным относятся и Восточно-Африканские горные сооружения (Восточно-Африканское плоскогорье), сложенные породами допалеозойского возраста и перекрытые молодыми лавами. Здесь в олигоцене образовалась Восточно-Африканская система рифтов, продолжением которой служит рифт Красного моря, раскрытие которого произошло позднее, в позднем миоцене. Эти сооружения являются плечами рифта, имеют в плане овалы очертания и сводово-блоковое строение (Костенко, 1999).

Образование рифтов происходило на древней Африканской платформе, подвергшейся активизации в обстановке растяжения и сопровождалось вулканической деятельностью. На спектрональном космическом снимке (рис. 65), охватывающим фрагмент протяженной рифтовой системы, вулканы выделяются по красному фототону и округлым изометричным очертаниям (Кения, Килиманжаро, Меру и др.). Вулканы приурочены как к самому рифту (Грегори риф), так и к его обрамлению. Примерные границы рифтов показаны выделены синей прерывистой линией. Видно, как к основному рифту субмеридионального простирания (рифт Грегори) слева примыкает рифт Кариродо. Плечи рифта выражены

поднятиями (хр. Абердаре). В рельефе рифты выражены плокодонными долинами, обрамленными горными массивами и вулканами (рис. 66).

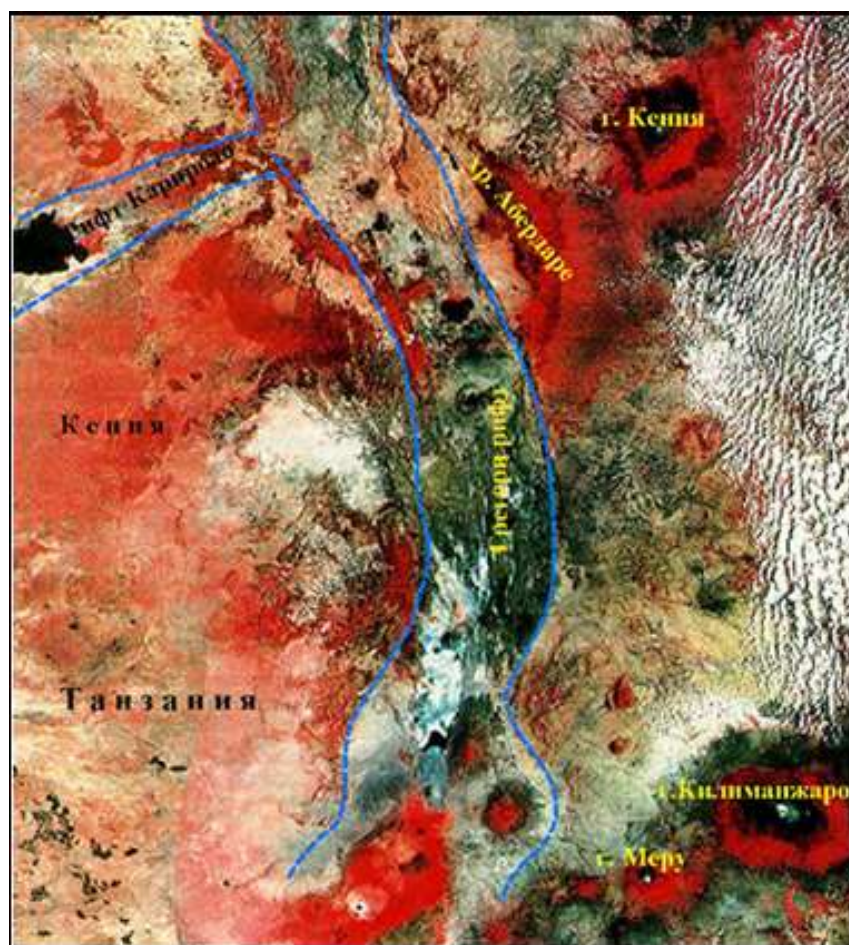


Рис.65. Спектрозональный космический снимок фрагмента Восточно-Африканской системы рифтов (из книги *Geomorphology from space*, NASA SP- 486,1986). Пояснения в тексте.



Рис. 66. Фрагмент Восточно - Африканской рифтовой долины (Северная Танзания). Слева — южная часть озера Натрон и вулкан Ол-Доинь-Ленга, справа плечо рифта, осложненное поднятиями на дальнем плане — нагорье (https://ru.wikipedia.org/wiki/Восточно-Африканская_рифтовая_долина#/media/файл:NgareSero.jpg).

На рис. 67 приведены механизмы горообразования согласно теории тектоники литосферных плит.

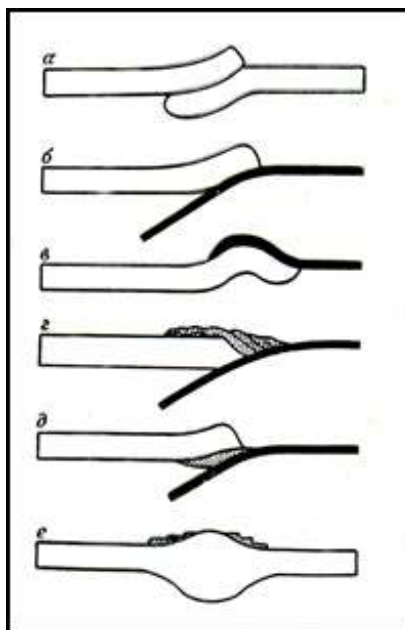


Рис. 67. Механизмы горообразования согласно теории тектоники литосферных плит:
а - континентальная коллизия (Гималайский тип), **б** - субдукция под континент (Андийский тип), **в** - обдукция (Кипрский тип), **г** - надвиг окраинно-материковых осадков на континент с образованием складчатого форланда во фронтальной и надвиговых структурах в тыловой 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.

По деформации доорогенной поверхности выравнивания выделяют горные сооружения: *сводовые, сводово-складчатые, глыбовые, сводово-глыбовые*. К сводовым горным сооружениям относится Большой Кавказ, к сводово-складчатым – Копетдаг, Тянь-Шань, к глыбовым – Байкальский ороген, к сводово-глыбовым – плато Путоран. Сводовая доорогенная поверхность выравнивания, как правило, сохранившаяся фрагментарно (как например, олигоценовая на Кавказе) оконтуривает центральную часть горного сооружения, располагаясь на самых высоких отметках рельефа, постепенно снижается на его склонах, погружаясь под комплекс моласс в областях предгорных и межгорных впадин. Она может быть нарушена разрывами конэрозионного этапа развития.

Для орогенов со *сводово-складчатым* типом поверхностей выравнивания характерно полное соответствие отдельных складок форм рельефа: антиклиналей – хребтам и поднятиям, синклиналей – впадинам и долинам. Яркими примерами здесь могут служить Копет-Дагский и Тянь-Шаньский орогены. *Глыбовым* типом обладают рифтогенные горные сооружения, где горное сооружение представляет собой совокупность горстов и грабенов,

разделенных сбросовыми дислокациями со сдвиговой составляющей. *Сводово-глыбовые* поверхности характерны для практически горизонтально-залегающих пород. О характере поверхностей выравнивая можно судить по геолого-геоморфологическим профилям.

Согласно разным критериям, положенным в основу классификаций Большой Кавказ является *внутриконтинентальным, первичным* (молодым), *коллизионным, сводовым* орогеном *простого* строения.

Основные характеристики орогенов

Орогены имеют мощную, до 75 км (Тибет, Гималаи) континентальную кору; характеризуются высокими амплитудами новейших тектонических движений до 8, 848 км (г. Эверест, Гималаи); резко расчлененным рельефом; развитием молодого кайнозойского вулканизма, приуроченного, как правило, к разломам, зонам трещиноватости и повышенной проницаемости горных пород, которые часто разрабатываются речными долинами; проявлением сейсмичности, что является показателем современной геодинамической активности. Большинство орогенов (кроме рифтогенных) формируется в обстановке сжатия, результатом которого является сложное складчато-надвиговое, вплоть до покровного, геологическое строение. Как правило, для них характерна продольная и поперечная зональность, подчеркнутая развитием новейших, выраженных в рельефе разрывных нарушений разного ранга и кинематики (надвигов, взбросов, сбросов, сдвигов и др.).

Простые орогены (см. выше рис. 43) имеют внутреннюю зону с наиболее высокими абсолютными отметками рельефа в сводовой части, сложенной более древними и сложнодислоцированными отложениями. Альтитуды рельефа уменьшаются на склонах в предгорной (внешней) зоне, и становятся еще меньше в областях пред- и межгорных впадин. Склоны характеризуются более простым геологическим строением, это, часто либо – моноклинали (Лабино-Малкинская зона на северном склоне Большого Кавказа), либо простые складчатые системы. Сводово-блоковые коллизионные орогены имеют, как правило, асимметричное строение, один склон круче по сравнению с другим, что можно объяснить поддвигом одной плиты под другую. Для зрелой стадии развития характерно зарастание пред- и межгорных впадин поднятиями (см. выше рис. 45 б).

Орогены часто наследуют элементы предшествующего структурного плана и основную тенденцию их развития – вовлечение склонов сводовых поднятий орогенов в процесс роста. Например, на Большом Кавказе в новейший этап наследуются крупные зоны разломов, заложившихся еще в палеозое (например, Пшекиш-Тырныаузская шовная зона). Современной тенденцией является сокращение площади впадин, за счет зарастания поднятий. В первую очередь это касается пред- и межгорных впадин, где на зрелой стадии развития появляются новые поднятия.

В своем развитии орогены проходят по В.Е. Хаину три стадии. Первая – раннеорогенная, когда происходит формирование тонкой молассы (преимущественно глинистые отложения позднего олигоцена – раннего миоцена). В это время закладывается прообраз будущего горного сооружения. Во вторую позднеорогенную стадию начинается активный рост горного сооружения, сопровождающийся размывом и сносом материала, который заполняет пред- и межгорные впадины. Большинство орогенов находится на этой зрелой стадии развития. Третья стадия – тафрогенная соответствует выравниванию рельефа. Современные горные сооружения еще не достигли этой стадии.

Эпи́латформенные горные сооружения по строению относятся к *сложным*. Они расположены либо между двумя платформами, например, омоложенное Уральское горное сооружение возникло между Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой), либо на окраине континента – орогены Андийско-Кордильерского пояса. Основные черты орогенов, описанные выше, характерны и для них.

Существенно отличаются от описанных выше *рифтогенные* горные сооружения. Они образуются в условиях континентального рифтогенеза на плечах главного рифта. Таким рифтом, расположенным в центре горного сооружения является оз. Байкал, по его краям в условиях растяжения формируются серия хребтов, осложненных сбросами, раздвигами, сдвигами. Кроме Байкальского к этому типу относятся Восточно-Африканские горные сооружения (Восточно-Африканское плоскогорье). По строению они относятся к сложным.

Квазиорогенные горные сооружения занимают промежуточное положение между орогенами и высокими платформенными равнинами. В рельефе – это плоскогорья, сложенные горизонтально залегающими породами (плато Путоран, Бразильское плоскогорье). С горными сооружениями их роднит высокий рельеф, обусловленный новейшими движениями, с равнинами – отсутствие современного вулканизма и сейсмичности.

Направленностью развития горных сооружений, кроме рифтогенных, является процесс наращивания континентальной коры. В рифтогенных горных сооружениях идет процесс деструкции (разрушение) континентальной коры.

Платформенные равнины

Низкими и высокими платформенными равнинами занято примерно 64% рельефа континентов (рис. 68), причем большинство их них – это не выровненные, вторичные мегаформы рельефа II порядка, а первично равнинные поверхности.

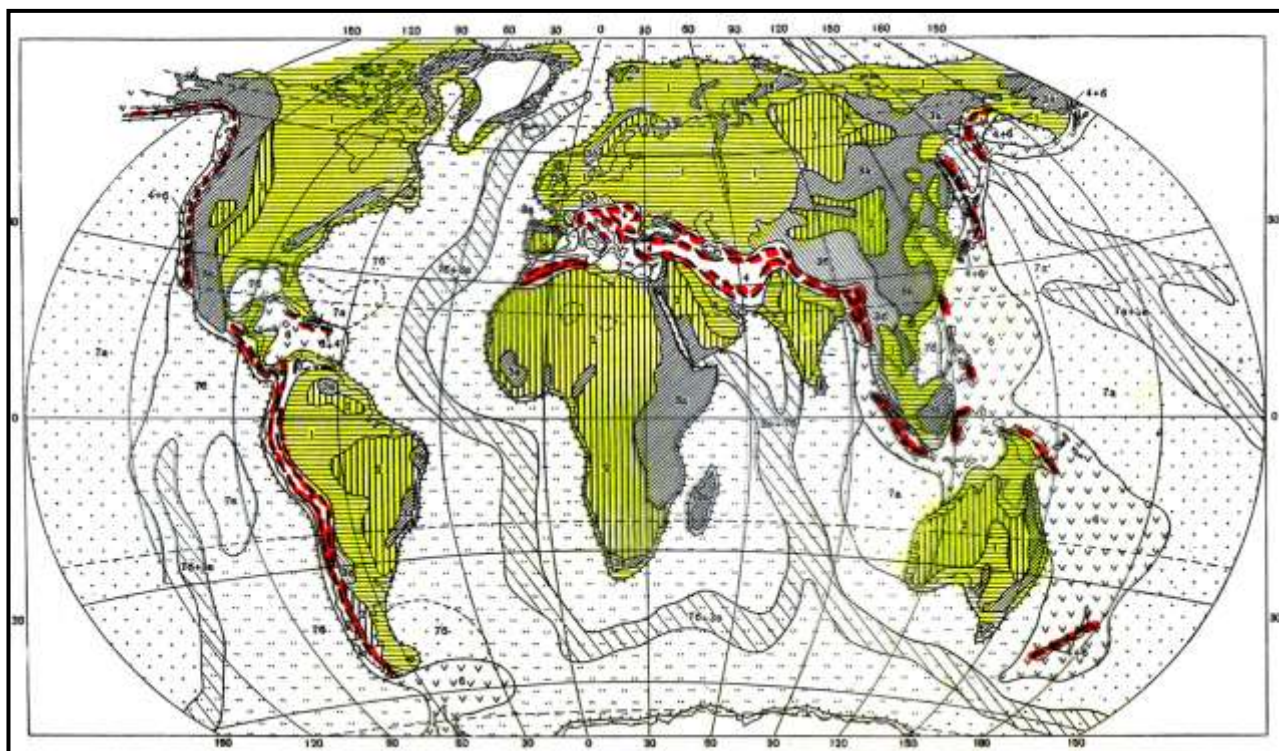


Рис. 68. Схема распределения платформенных равнин и горных сооружений на Земле. Низкие (1) и высокие (2) платформенные равнины – 64 % и их соотношение с молодыми горными сооружениями(3,4).

По сравнению с областями горообразования платформенные равнины подстилаются менее мощной (30-40 км) континентальной корой, характеризуются относительно стабильным тектоническим режимом, возможным проявлением вулканизма (Восточно-Сибирская платформенная равнина) и маломagnitude сейсмичностью (до 6 баллов на юге Воронежской антеклизы). Осадочный чехол платформ развит неравномерно, мощность его увеличивается в области синеклиз (до 22 км в Прикаспийской синеклизе или одноименной низменности), сокращаясь до 1,7 – 2 км (Московская синеклиза) и практически отсутствует на щитах и антеклизах. Знакопеременные вертикальные неотектонические движения характеризуются малыми скоростями и составляют первые миллиметры и десятые доли миллиметра в год. Они реализуются в образовании новейших поднятий и впадин, осложненных малоамплитудными (первые метры) разрывными нарушениями, зонами трещиноватости, слабыми зонами или линеаментами. Характерна разная степень унаследованности новейших дислокаций от крупных древних структур осадочного чехла и фундамента. Новейший структурный план, как правило, отличается от древних планов. Большинство платформенных равнин на новейшем этапе развития испытывает тенденцию к общему сводовому поднятию. В областях мощных ледниковых покровов новейшие тектонические движения маскируются гляциоизостазией, т.е. послеледниковым поднятием, что необходимо учитывать при изучении здесь новейших дислокаций.

Геодинамическая активность платформенных равнин проявляется не только в вертикальных, но и в современных горизонтальных движениях. Станциями GPS (Обнинская, Звенигородская, Менделеевская) в центральной части Русской равнины зафиксирован северо-восточный тренд горизонтальных движений со скоростями до 22 мм/год (измерения за период с 2002 по 2019 гг.), при этом вертикальные смещения остаются близкими к 0 и составляют 0,7 мм/год (Обнинская станция). На Балтийском щите максимальные скорости горизонтальных движений равны 21 мм/год (Мичуринское), а вертикальных движений составляют +2,0 мм/год за период 2006 – 2018 гг. Для сравнения, в области молодой Скифской плиты скорости горизонтальных движений в северо-восточном направлении составляют 25 мм/год, а вертикальных 0,6 мм/год за период 2002 – 2018 гг. (Зеленчукская станция, Предкавказье).

Существуют классификации платформенных равнин, в основу которых положены разные критерии. Этими критериями являются *возраст, местоположение, мощность и тип четвертичного покрова, рельеф поверхности*.

По возрасту выделяют *древние* (например, Русская, равнины Африки и Австралии; щиты – Балтийский, Канадский) платформенные равнины и *молодые* (Западно-Европейская, Скифская, Западно-Сибирская). Древние равнины формируются на платформах, у которых возраст фундамента архей-протерозойский, а формирование платформенного чехла начинается с венда, например, Русская равнина. К молодым равнинам относятся равнины, у которых фундамент палеозойского (каледонского, герцинского), мезозойского и кайнозойского возраста, например, Скифская и Западно-Сибирская, образованные на герцинском основании. В современном рельефе древние платформенные равнины преобладают. Молодые, как правило, обрамляют их. Примером является древняя Русская равнина, южнее которой находится молодая эпигерцинская Скифская плита. Молодые платформенные равнины обладают большей мозаичностью строения, т. е. на равнине развиты высокие поднятия – массивы и кряжи с амплитудами до 1100 м, как например, Вогезы (абсолютные отметки до 1100 м), Кембрийские горы (абсолютные отметки до 1085 м) и низменности – Парижский бассейн, Среднеевропейская низменность.

Древние платформенные равнины подразделяются на *низкие* с абсолютными отметками рельефа 140 - 300 м (Русская, Северо-Американская равнины) и *высокие* с отметками более 1000 м (Восточно-Сибирская, Африканская). Рельеф древних платформенных равнин более однороден и представляет собой цокольные нагорья, пластовые возвышенности, пластовые ступени. Например, древняя Русская равнина выражена в рельефе пластовыми возвышенностями и ступенями, новейшими поднятиями и впадинами разного ранга, которые осложняются малоамплитудными разрывами и слабыми

зонами или линеаментами, подчеркнутыми эрозионной сетью. Крупные возвышенности и низменности в одних случаях наследуют структуры фундамента, например, Среднерусская возвышенность, которая является прямым отражением в рельефе Воронежской антеклизы и Прикаспийская низменность, которая коррелирует с одноименной синеклизой фундамента, располагающегося на глубине более 22 км. В то же время на Русской равнине встречается и обращенный рельеф, например, Московская синеклиза – крупная отрицательная структура фундамента в современном рельефе выражена новейшими многочисленными поднятиями что указывает на втягивание ее в процесс воздыхания. На рис. 69 показано соотношение структурных элементов фундамента и рельефа, отраженного на цифровой модели (ЦМР). Хорошо виден прямой и обращенный рельеф. Наиболее высокие отметки рельефа присущи Украинскому и Балтийскому щитам, Тиманскому кряжу, западной части Воронежской антеклизы и фрагментам Волго-Уральской. Сравнительно низкие отметки рельефа приурочены к синеклизам – Прикаспийской, Мезенской. Здесь наблюдается прямое отражение крупных глубинных структур фундамента в рельефе. Обращенный рельеф развит в области – Московской синеклизы.

Развитое новейшее поднятие Воронежской антеклизы хорошо прослеживается на местности в районе Дивногорья (рис. 70). Благодаря неотектоническому поднятию территории на поверхность выходят карбонатные породы мелового возраста. На рост структуры указывает сеть молодых глубоковрезанных оврагов. Овражная сеть также имеет тектоническую преопределенность.

В новейшем структурном плане Воронежская антеклиза выражена системами новейших поднятий Среднерусской и Калачской возвышенностей с амплитудами 150–276 м, которые разделяются узкими впадинами и нарушены слабыми зонами (разрывами, системами трещиноватости и дробления пород) субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и реже субширотного простираний. К новейшим структурам - впадинам, границам поднятий, слабым зонам часто приурочены эпицентры землетрясений. Некоторые слабые зоны, которые подчеркиваются в рельефе гидросетью, подтверждены данными глубинного сейсмического зондирования, полученными в последнее время.

Важной характеристикой для платформенных равнин является *унаследованность* формами рельефа — поднятиями, впадинами, речными долинами — глубинных дислокаций фундамента и осадочного чехла. Унаследованные морфоструктуры (по И.П. Герасимову морфоструктура — крупная форма рельефа, развивающаяся во взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов при ведущей роли эндогенных) тяготеют, как правило, к периферическим частям Русской равнины, во внутренних развиты как несогласные, так и унаследованные морфоструктуры.

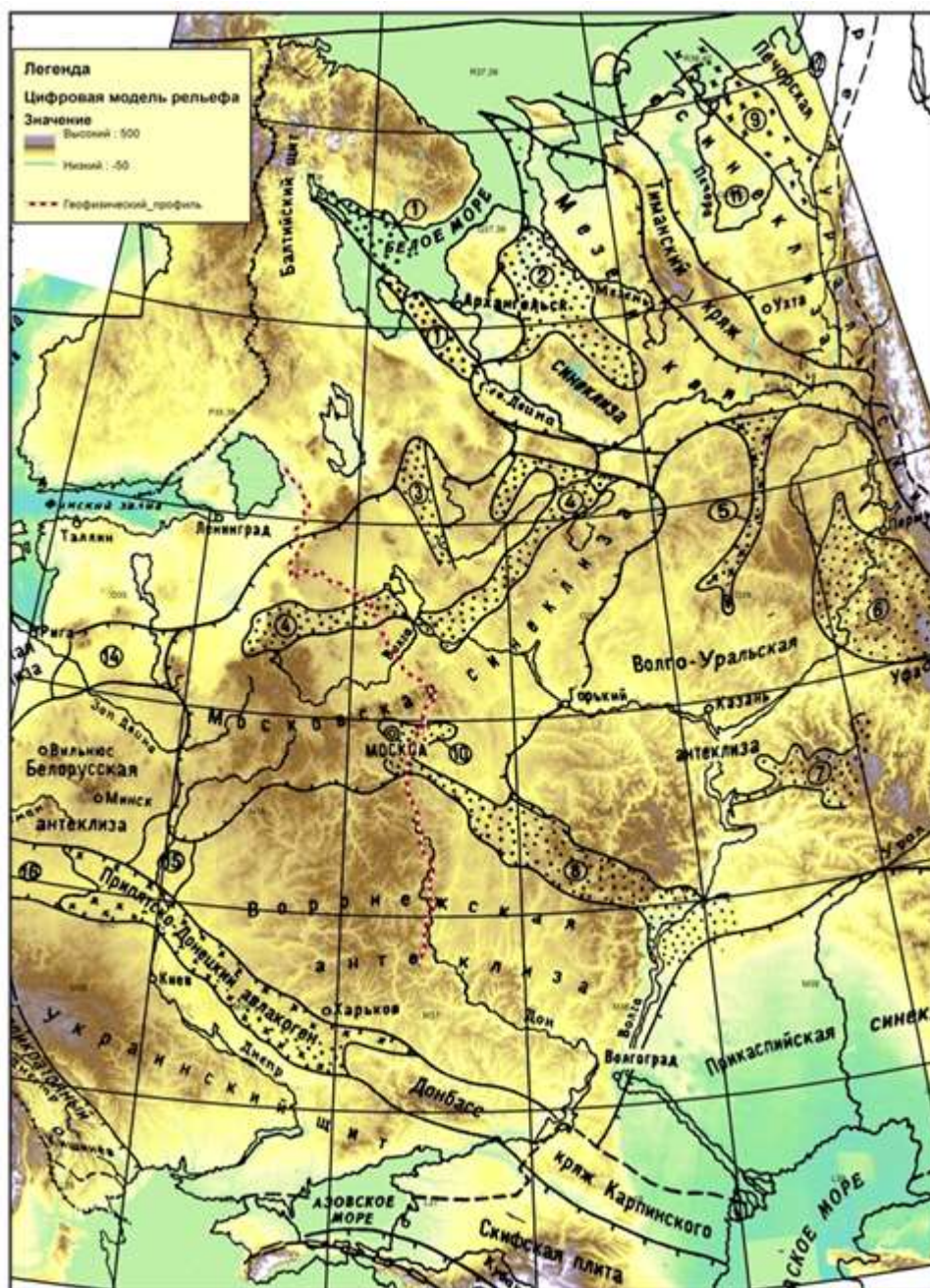


Рис. 69. Схема тектонического районирования Восточно-Европейской платформы (Юдахин и др., 2003), совмещенная с цифровой моделью рельефа Русской равнины.

Наибольшее соответствие новейших структур древним наблюдается в районах, где фундамент расположен близко к поверхности, например, Курское, Обояньское, Харьковское, Оскольское поднятия в пределах Воронежской антеклизы. Сопоставление слабых зон с разломами фундамента во многих случаях показало их соответствие. Особенно четко прослеживается влияние глубинных дислокаций в области авлакогенов. Ярким примером может служить Московско-Рязанская линеamentная зона, которая является отражением в рельефе Пачелмского авлакогена фундамента.



Рис.70. Рельеф Русской равнины в районе заповедника Дивных гор (Воронежская область). Здесь выходят на поверхность известняки мелового возраста, прорезанные глубокими оврагами, что указывает о неотектоническом росте развитых здесь поднятий.

На северо-западном склоне Московской синеклизы хорошо выражено в рельефе Московско-Дмитровское новейшее поднятие, выделенное В.И. Макаровым (1997) и соответствующее Клинско-Дмитровской гряде. Клинско-Дмитровская гряда характеризуется холмистым и пологоволнистым рельефом и прослеживается в субширотном направлении, начинаясь северо-восточнее г. Волоколамска от меридиана г. Клин на западе и заканчиваясь восточнее г. Переяславль Залесский, где обрамляется долиной реки Нерль. На северо-западе она граничит с Верхневолжской впадиной, сильно заболоченной и залесенной, с абсолютными отметками рельефа, близкими к 120-130 м, на юге – с болотистой Мещерской впадиной. Московско-Дмитровское новейшее поднятие включает серию частных поднятий, разделенных впадинами, и нарушено слабыми зонами (разрывов, трещиноватости, дробления пород). Для некоторых из них установлен разрывный характер. Абсолютные отметки рельефа частных поднятий колеблются от 220 до 295 м (рис. 71). Московско-Дмитровское поднятие состоит из частных (локальных) поднятий (Каменское, Льяловское, Алабушинское и др.), разделенных впадинами, что отражено на структурно-геоморфологической карте и профиле (рис.72, 73). Эти структуры хорошо коррелируют с глубинными дислокациями, показанными на структурной карте, построенной по кровле

каменноугольных отложений и на карте подошвы четвертичных отложений, а осложняющие их слабые зоны северо-восточного простирания соответствуют в фундаменте зоне разлома.

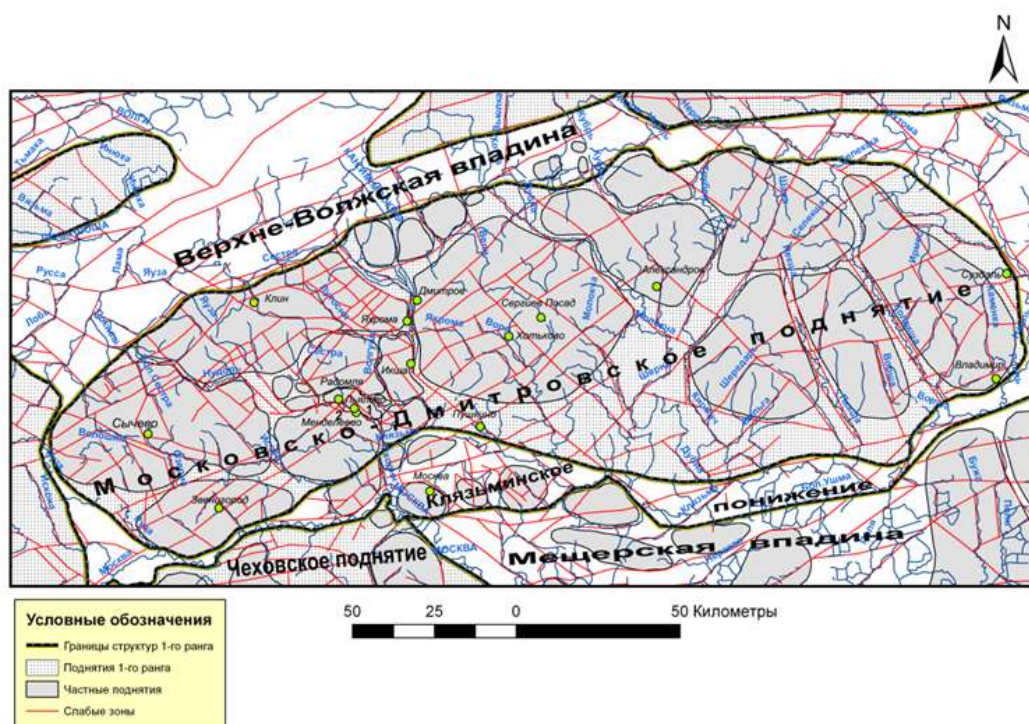


Рис. 71. Новейшее строение фрагмента центральной части Русской равнины. (Панина, 2016).

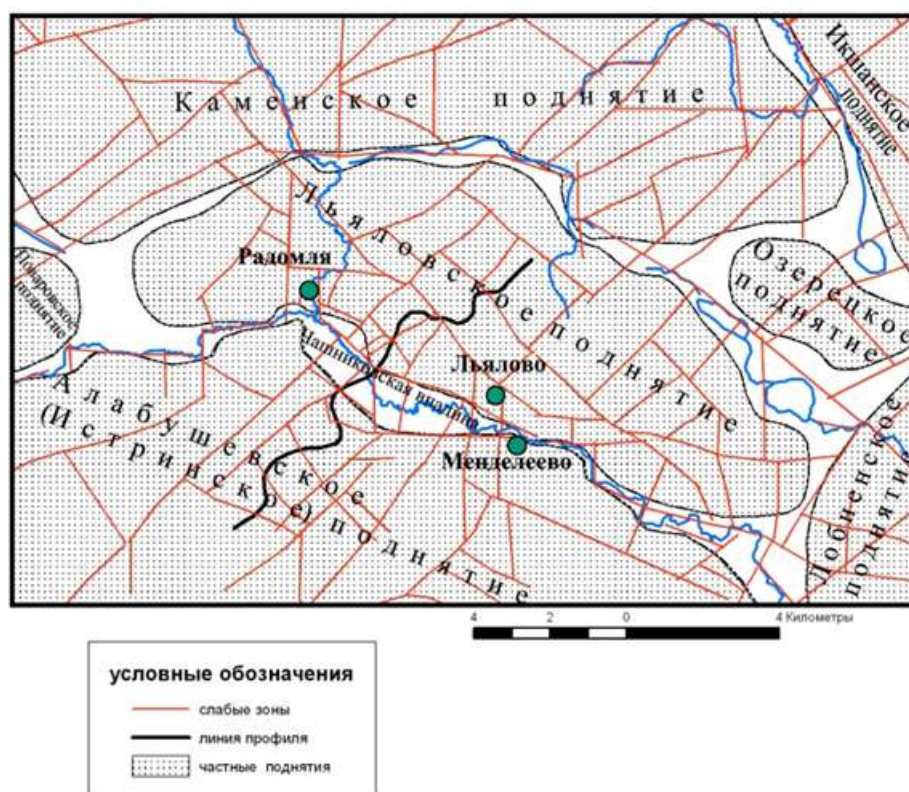


Рис. 72. Структурно-геоморфологическая карта фрагмента Московско-Дмитровского поднятия (Панина, 2016).

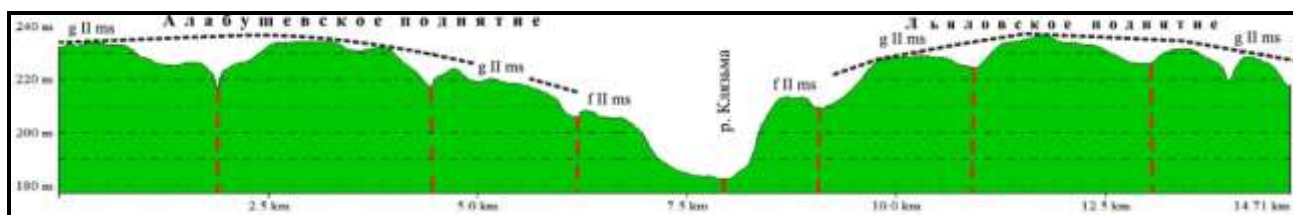


Рис. 73. Геоморфологический профиль. Местоположение профиля показано черной жирной линией на рис.71. Пунктирными черными линиями показаны обобщающие контуры новейших поднятий; красными линиями - разрывы, установленные по смещениям одновозрастных поверхностей водоразделов (g II ms) и площадок III террасы р. Клязьмы (f II ms).

Преобладание новейших поднятий по сравнению с впадинами на территории Русской равнины указывает на вовлечение ее в процесс воздымания на новейшем этапе развития.

Новейший структурный план в целом отличается от древних глубинных дислокаций, но влияние фундамента оказывает существенную роль на его формирование, что установлено проведенными в последнее время комплексными структурно-геоморфологическими исследованиями. Например, в пределах Волго-Уральской антеклизы Русской равнины, где мощность осадочного чехла над самыми высокими сводами составляет порядка 800 м, равнина осложнена серией возвышенностей. Самой крупной из них является Бугульминско-Белебеевская, которая наследует южную часть Татарского и Оренбургский свод фундамента, что относится к Волго-Уральской зоне поднятий.

Русская равнина характеризуется сводово-блоковым стилем новейших дислокаций, представляющий собой комбинацию разноранговых поднятий и впадин, нарушенных линеаментами или слабыми зонами (разрывами, трещиноватостью, повышенной проницаемостью). К этим зонам часто приурочены эманации гелия и водорода, что указывает на проявление геодинамической активности структур.

Слабые зоны часто являются отражением в рельефе скрытых под чехлом четвертичных отложений малоамплитудных разрывных нарушений и зон трещиноватости. Новейшие структуры, как правило, не копируют древние дислокации, а сохраняют простирания крупных структур фундамента и осадочного чехла, например, крупных разломов фундамента, и фрагментарно отражаются в рельефе в виде слабых зон (линеаментов), которые ограничивают отдельные блоки, поднятия и впадины. К некоторым из них приурочены максимальные значения эманаций гелия и водорода, проявления сейсмичности (интенсивность до 6 баллов на юге Воронежской антеклизы), повышенные значения теплового потока, соляные диапиры (Прикаспийская впадина). Особая роль принадлежит древним авлакогенам, которые контролируют простирание не только

линеamentов, но и довольно часто ориентировку новейших поднятий. Например, границы некоторых частных поднятий Среднерусской возвышенности согласны с простиранием Пачелмского авлакогена, на что было указано ранее (см. выше рис.36). Простираение поднятий на северо-востоке Московской синеклизы также контролируется ветвями Среднерусского авлакогена. Клязьминское понижение и само субширотное Московско-Дмитровское поднятие сохраняют простираение Подмосковного авлакогена. Сами авлакогены на новейшем этапе испытывают активизацию, что подтверждается повышенными значениями эндогенного теплового потока (Ладожский грабен, Галичский и Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген) и отражаются в новейших структурах. Окружающие Русскую равнину горно-складчатые сооружения Урала, Карпат, а также молодые Скифская и Тимано-Печорская плиты также оказывают влияние на формирование новейших структур, особенно на периферии равнины. Сохраняется похожая конфигурация, главным образом простираение, платформенных структур, прилегающих к этим активным областям, сохраняется.

К *древним* платформенным равнинам относятся цокольные денудационные плато и высокие пластовые равнины, занимающие большую часть территории Африки. Они развиты на древней платформе, фундамент которой сложен метаморфическими породами (гнейсами, сланцами, кварцитами) архейского-протерозойского возраста и часто перекрыт осадочным чехлом более молодых (палеозой-мезозойских) отложений. Меньшим развитием пользуются отдельные массивы, где фундамент выходит на поверхность, в северной части Африки по сравнению с южной территорией Африканского континента, где докембрийские породы широко распространены и образуют Южно-Африканский щит. В качестве примера можно привести Сахарскую равнину, осложненную возвышенностями в Тунисе (рис.74).



Рис. 74. Снимок фрагмента высокой равнины в Тунисе (окрестности пещерного города Матмата). Равнина перекрыта осадочными терригенными образованиями, которые слагают возвышенности (холмистый рельеф на дальнем плане). Слева видно плато.

Молодые равнины, приуроченные к плитам, характеризуются по сравнению с древними более контрастным рельефом, обусловленным дифференцированными тектоническими движениями. Например, абсолютные отметки рельефа эпигерцинской Скифской плиты колеблются от первых метров до 500 м и более, эпипалеозойской Западно-Сибирской – от первых метров во впадинах (Среднеобская) до 220 м в области поднятий (Белогорский материк). В новейшем структурном плане выделяются поднятия и впадины разного размера и конфигурации, нарушенные системами разрывов, зонами трещиноватости, отраженными в рельефе в виде слабых зон (линеаментов). В центральной части Западно-Сибирской платформенной равнины расположено субширотное сводово-блоковое поднятие Сибирских Увалов с абсолютными отметками 140-170 м. В рельефе – это сочетание частных поднятий и впадин, нарушенных разрывами, в том числе новейшими сдвигами и слабыми зонами (или линеаментами), которые разрабатываются речными долинами (рис. 75).

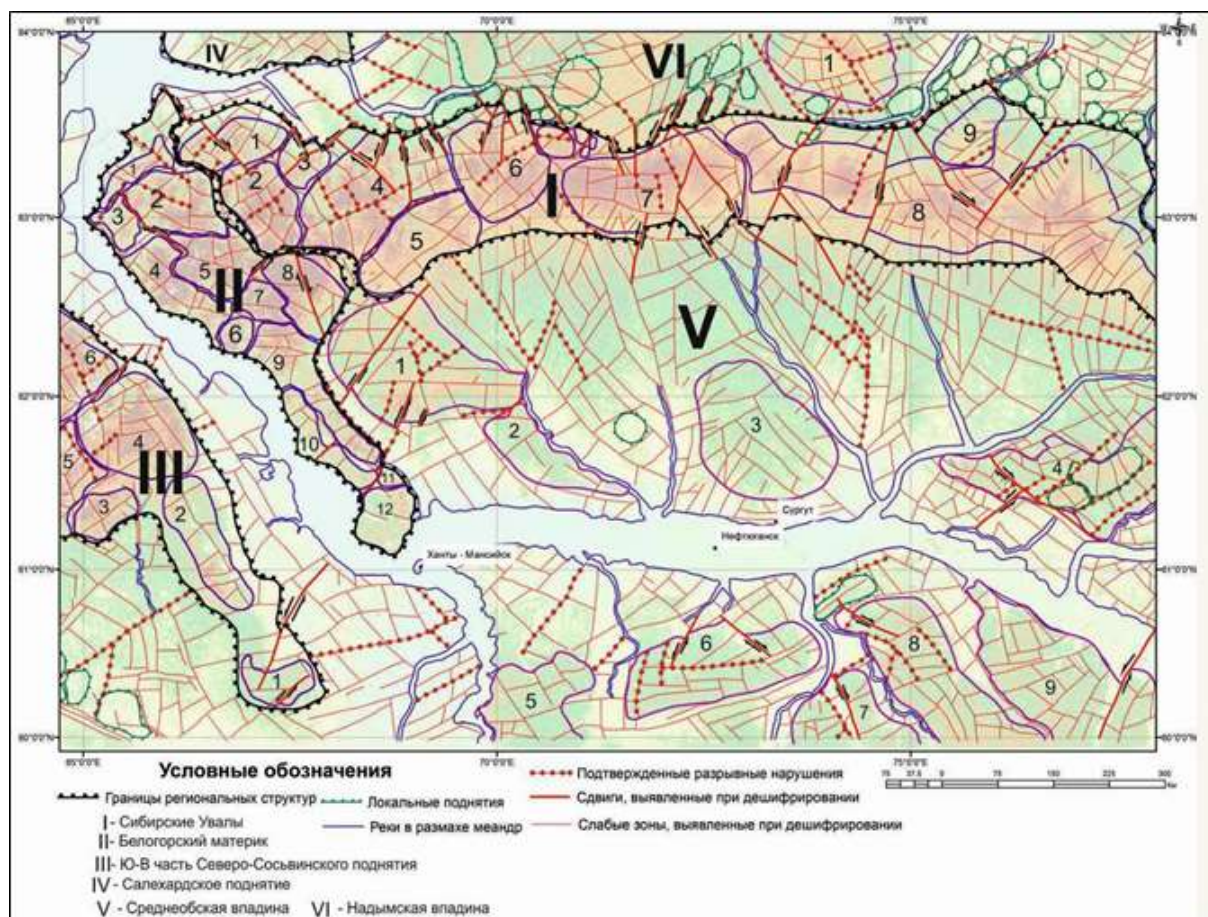


Рис. 75. Структурно-геоморфологическая карта центральной части Западно-Сибирской равнины (Панина, Мануилова, 2017). По сочетанию право- и левосторонних сдвигов, соответственно северо-западного и северо-восточного простирания, выраженных в современном рельефе установлено субмеридиональное сжатие, которое испытывают Сибирские Увалы на новейшем этапе развития.

Характерна унаследованность древних структур новейшими дислокациями. В одних случаях наблюдается их полное соответствие, в других — наследуются только фрагменты глубинных структур. Хорошо выражены в рельефе западная часть Сибирских увалов, Белогорский материк, которые соответствуют положительным структурам доюрского комплекса. Субмеридиональный отрезок долины р. Томь наследует Уренгой-Колтогорский грабен фундамента. По Е.А. Мануиловой (2022) унаследованных, выраженных в рельефе новейших структур, на территории Западно-Сибирской равнины более 50%.

Расположенная между горно-складчатым сооружением Большого Кавказа на юге и Русской платформенной равниной на севере, Скифская равнина, соответствующая в тектоническом отношении эпипалеозойской одноименной плите, в новейшем структурном плане представляет собой сочетание разноранговых разрастающихся поднятий и узких редуцированных впадин преимущественно субширотного простирания. Эти структуры нарушены разрывами субкавказской и субмеридиональной ориентировок (см. раздел выше рис. 27). Формирование их происходит под влиянием Кавказского орогена в едином с ним полем напряжения (субмеридиональном сжатии). Большой Кавказ разрастается, захватывая прилегающие к нему территории Скифской равнины, вовлекая ее в процесс поднятия. Многие зоны поперечных субмеридиональных разрывов Северного Кавказа продолжают и в область Скифской равнины.

В геодинамическом отношении молодые платформенные равнины более активны по сравнению с древними. Активизация выражается в проявлении современных тектонических процессов – вертикальных и горизонтальных движениях, сейсмичности, повышенных значениях теплового потока, максимальной концентрации углеводородов. Скорости современных положительных вертикальных движений составляют 2 - 4 мм/год и отрицательных колеблются от – 2 мм/год и менее. Согласно данным сейсмического районирования интенсивность землетрясений молодых платформенных равнин колеблется от 5 (Западно-Сибирская) до 7 баллов (Скифская). Для молодых равнин характерна более высокая степень унаследованности новейших дислокаций от древних и чаще встречаются прямые (унаследованные) морфоструктуры. В то же время на периферии могут быть и обращенные.

По местоположению различают *окраинно-континентальные (шельфовые) и внутриконтинентальные* платформенные равнины. *Шельфовые* равнины являются окраинно-континентальными, в они испытывают прогибание и перекрыты мощной толщей молодых осадков, что их сближает с океаническими впадинами. Обширные шельфовые

равнины приурочены к северным морям Евразии, где они наследуют, как правило, ледниковые формы рельефа прилегающей суши.

Согласно классификации, в основу которой положена мощность четвертичного покрова, выделяют *аккумулятивные, денудационные, денудационно-аккумулятивные (цокольные)* равнины. *Аккумулятивные* равнины приурочены к областям прогибания–синеклизам и впадинам на суше и шельфам, где на фоне прогибания происходит аккумуляция молодых образований. К этому типу равнин можно отнести и прибрежные западную часть Колхидской низменности (р-н Сухуми), а также приморские равнины в юго-западной части Африки. При большой мощности четвертичного покрова древние структурные планы фундамента и осадочного чехла замаскированы и выявление унаследованности молодых новейших структур от древних затруднено.

Денудационные равнины являются внутриконтинентальными и развиты на антеклизмах, щитах, валах платформ в областях неглубокого залегания фундамента или выхода его на поверхность. В рельефе они выражены высокими платообразными возвышенностями и плоскогорьями. Денудационные равнины характеризуются более высокими абсолютными отметками рельефа. Например, древняя Восточно-Сибирская - высокая равнина выражена в рельефе Средне-Сибирским плоскогорьем с абсолютными отметками 1035 м (Виллюйское плато) и более 1678 м (плато Путоран). Подобный дифференцированный рельеф характерен и для древней Африкано-Аравийской равнины, образованной на одноименной платформе.

Древние денудационные равнины развиты на щитах где фундамент выходит на поверхность и длительное время преобладают восходящие новейшие движения, на фоне которых происходит селективная (избирательная) денудация, интенсивность которой зависит от литолого-структурных особенностей строения субстрата. Поэтому рельеф этих платформ дифференцированный, появляются поднятия и впадины, осложняющие в целом равнинный характер. Примерами могут служить районы Балтийского и Канадского щитов (рис.76,77). Эти районы испытывают активизацию на новейшем этапе, которая выражается в проявлении сейсмичности (установлены магнитуды до 6 - 7 баллов в области Балтийского щита).

На древних, преимущественно денудационных равнинах широко развита регматическая сеть, представляющая собой сочетание трещин и разрывов субмеридионального, субширотного, и диагональных (северо-восточного и северо-западного) простирания. Эти системы трещин и разрывов ограничивает блоки рельефа. Регматическая сеть проявляется на всех мегаформах рельефа структурных элементах земной коры, где подчеркивается гидросетью. На аккумулятивных платформенных равнинах, где мощность осадочного покрова велика, разрывы и трещины замаскированы и выражены хуже.



Рис. 76. Рельеф Балтийского щита (Кольский полуостров). На переднем плане видна практически ровная поверхность, поросшая растительностью. На дальнем плане видны возвышенности, сложенные гранито-гнейсами архей-протерозойского возраста (фото В.А. Зайцева).

Поверхность древних денудационных равнин разбита системами трещин и разрывов, определенное сочетание которых может указывать на местоположение алмазоносных кимберлитовых трубок, например, Канадский щит (рис. 77).

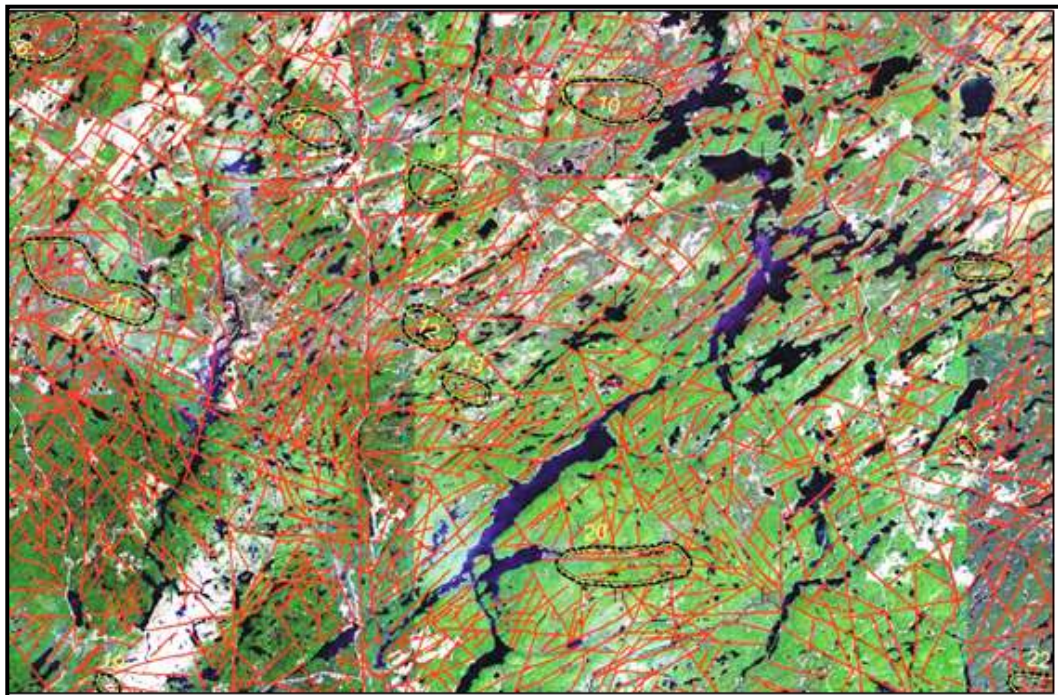


Рис. 77. Космокарта района Канадского щита (Панина, Зайцев, 2008). Красным цветом показаны линеаменты, черными контурами – участки, перспективные для кимберлитовых трубок, установленные по структурно-геоморфологическим критериям.

По преобладающему генетическому типу четвертичного покрова *аккумулятивные равнины* могут быть *моногенными и полигенными*. К моногенным относятся *ледниковые, флювиогляциальные, морские, аллювиальные и др.* Первоначально полигенные равнины могли быть сложены морскими отложениями, а затем, испытав поднятие, превратиться в равнины с четвертичным покровом эолового происхождения. Такие равнины имеют выровненный рельеф, осложненный эоловыми формами, как например, равнины Закаспия. По устройству поверхности выделяют *горизонтальные, наклонные, холмистые, волнистые равнины*.

Намечается эволюционный ряд: от орогенов, далее к молодым и, наконец, к древним платформенным равнинам. На ранней стадии развития структуры молодых равнин наследуют предшествующие дислокации орогенов. На более поздней – равнины испытывают общее сводовое поднятие, сопровождавшееся перестройкой морфоструктур, и новейший структурный план усложняется.

Мегаформы рельефа океанов

Мегаформами рельефа океанов являются области поднятия и опускания. Первые включают *срединно-океанические хребты, плато, микроконтиненты и другие поднятые над дном океана участки*, вторые соответствуют *абиссальным равнинам и котловинам* (рис.78). Мегаформы рельефа океанов, в отличие от континентальных, сложены тонкой океанической корой основного состава, которая зарождается в зонах срединно-океанических хребтов.



Рис.78. Мегаформы рельефа океана. Области поднятия: срединно-океанские хребты, плато, микроконтиненты и другие поднятые участки дна. Области погружения: абиссальные равнины и котловины (М. Тарп, Б. Хизен, 1967).

Области поднятия

Срединно-океанические хребты имеют общую протяженность 60 тыс. км, средняя глубина 2,5 км, ширина колеблется от 2000 – 4000 км, превышение над абиссальными равнинами 1500-3000 м. Хребты сложены базальтами, перидотитами, дунитами. В центральной части большинство хребтов (например, Срединно-Атлантический) осложнены *рифтовыми долинами*—узкими впадинами, глубина которых может достигать 5 – 6 км (рис. 79). Следует заметить, что не все хребты имеют в центральной части рифтовую долину. Например, она отсутствует у Тихоокеанского хребта, что может быть объяснено высокой скоростью спрединга по сравнению с относительно низкой скоростью (1-5 см/год) Срединно-Атлантического хребта. В условиях высоких скоростей спрединга рифтовая долина не успевает образовываться. В поперечном сечении срединно-океанические хребты представляют собой сводово-глыбовые поднятия, в той или иной степени разбитые на отдельные блоки, ступенчато понижающиеся к основанию (рис.80,81).

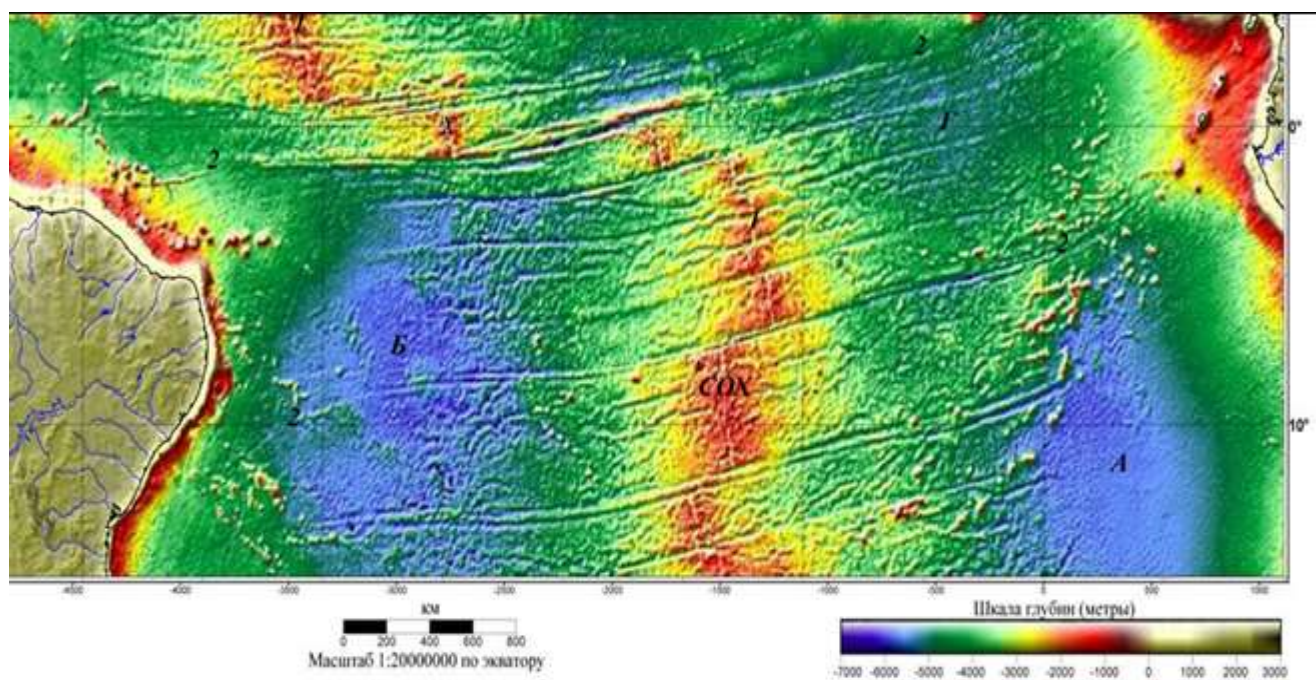


Рис. 79. Рельеф центральной части Атлантического океана по данным спутниковой альтиметрии (Соколов С.Ю.,1998). Фрагмент карты, созданной в лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН). СОХ – Срединно-Атлантический хребет: 1– рифтовая долина, 2 – трансформные разломы; 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).

Положение хребтов в разных океанах отличается. Центральное положение относительно океана занимает Срединно-Атлантический хребет, Индийский простирается в

северо- западном и северо-восточном направлении, Тихоокеанский смещается к востоку, в сторону Северной Америки.

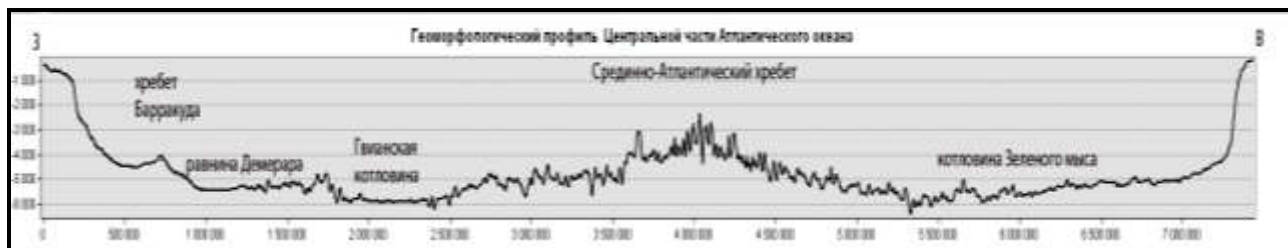


Рис. 80. Батиметрический профиль центральной части Атлантического океана.



Рис. 81. Батиметрический профиль центральной части Атлантического океана. В центральной части хребта видна рифтовая долина.

В тектоническом отношении срединно-океанические хребты представляет собой рифтогенную структуру, состоящую из серии продольных грабенов, ступенчато расходящихся в стороны от центральной части хребта. Основание склонов венчается осыпями. Хребты сложены базальтами, габбро, гипербазитами. К центральной части хребта приурочена магнитная аномалия, повышенный тепловой поток и сейсмические события. Срединно-океанические хребты осложнены продольными и поперечными разломами. В рельефе эти разломы представляют собой узкие впадины–щели, уходящие на большую глубину. Продольные разломы являются сбросами, поперечные – трансформными разломами. Последние открыты Дж. Вилсоном в 1965 г. по смещению магнитных аномалий. Трансформные разломы прослеживаются на значительные расстояния и являются лево- и правосторонними сдвигами. Протяженность их достигает нескольких тысяч км (Мендосино, Меррей, Клариян в Тихом океане). Амплитуды смещения составляют сотни км до 1000 км (разлом Мендосино). Смещение идет в зоне спрединга, за пределами которой знак движения меняется и оба крыла могут двигаться в одну сторону. В рельефе они представляют собой уступы высотой более 1 км или узкие ущелья глубиной до 1,5 км в гребневой зоне срединно-океанического хребта и до 0,5 км на флангах. 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. 82).

Срединно-океанические хребты сейсмически активны, нарушены разломами, к ним приурочены излияния магмы, что указывает на формирование этих мегаформ рельефа в условиях растяжения.

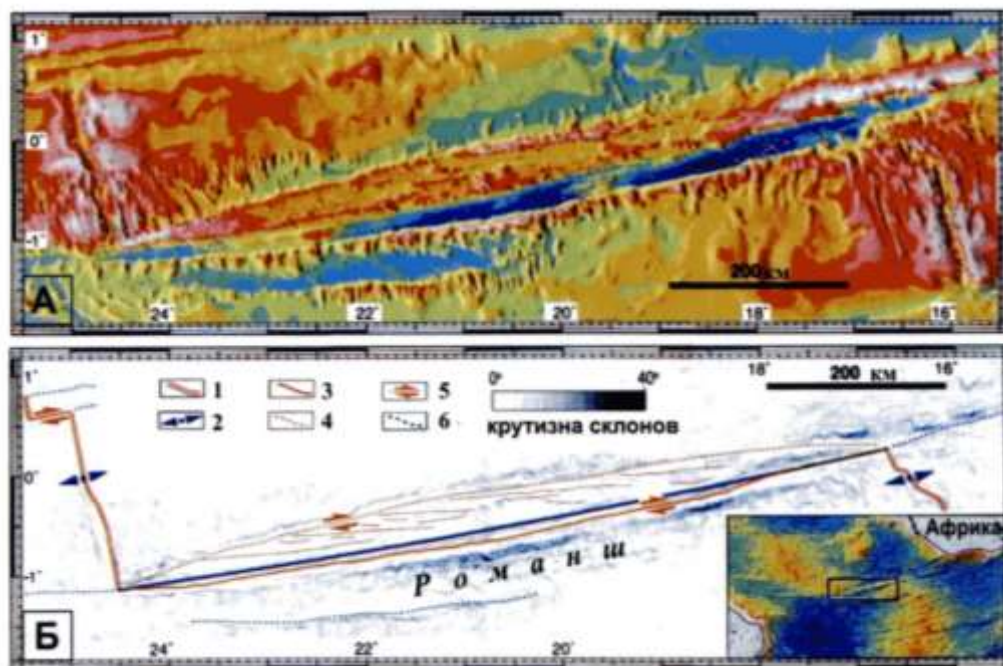


Рис. 82. Зона трансформного разлома Романиш в Атлантическом океане: А – подводный рельеф, глубины океана от 1000 м (светло-серый цвет) до 7800 м (темно-синий цвет); белые точки – эпицентры землетрясений с магнитудой > 3; Б – структурная схема, наложенная на карту крутизны подводных склонов (М. Лиги и др., 2002). 1 – Срединно-Атлантическая ось спрединга; 2 – направление спрединга; 3 – разломы; 4 – предполагаемые разломы; 5 – трансформное смещение; 6 – зоны трещиноватости.

К числу быстросрединговых хребтов относится Восточно-Тихоокеанское поднятие (скорости спрединга более 8 см/год). В рельефе – это широкое (2000-4000 км) сводовое поднятие. Рифтовая долина отсутствует, а вместо нее в центральной части находится горст.

Помимо срединно-океанических хребтов к областям поднятий в океанах с относительно высокими абсолютными отметками подводного рельефа относятся *линейные асейсмичные хребты* (например, хребет Нинети в Индийском океане, *платообразные возвышенности* – поднятия Крозе и Кергелен в Индийском и Хесса в Тихом, Бермудское плато в Атлантическом океане и др. Эти поднятия обладают сравнительно большой (более 30 км) мощностью осадочного чехла (поднятие Хесса). Плато Кергелен высотой 2-3 км, имеет кору океанского типа мощностью более 30 км и пронизано интрузиями (рис.83,84,85).

В рельефе ложа Индийского океана выделяются устойчивые глыбы или плиты, обладающие общей тенденцией к погружению (Сомалийская, Маскаренско-Мадагаскарская, Аравийская, Крозе и др.) и линейно вытянутые сводово - глыбовые поднятия с выровненными вершинными поверхностями (например, Мальдивский и Маскаренский хребты) и горстообразные хребты (Чейн, Меррей, Восточно-Индийский). Вал Кокос представляет собой сводовое поднятие, сильно разбитое разломами и превратившееся в систему горстовых морфоструктур. Все морфоструктуры нарушены разломами.

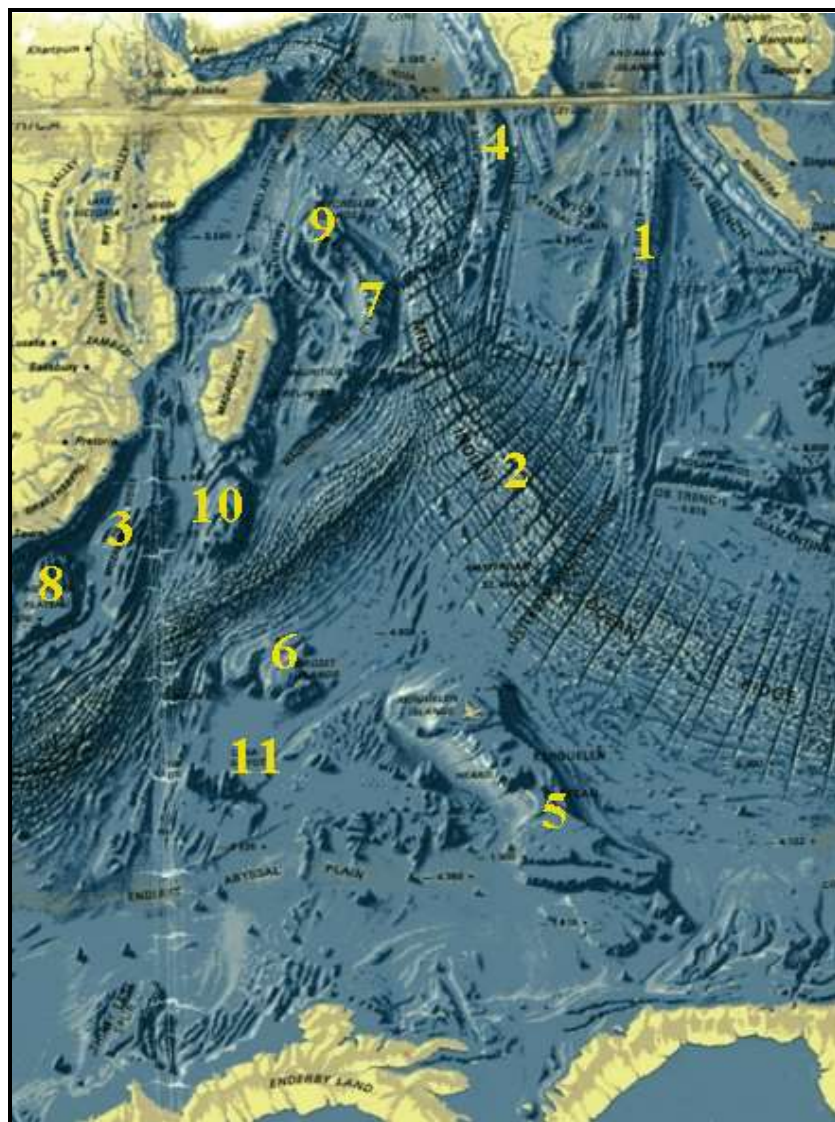


Рис. 83. Карта дна Индийского океана (М. Тарп, Б. Хизен, 1967). Цифрами обозначены: 1 – Нинети (Восточно-Индийский), 2 – Срединно-Индийский, 3 – Мозамбикский, 4 – Кокос; плато: 5 – Кергелен, 6 – Крозе, 7 – Маскаренское, 8 – Агульяс, 9 – Сейшельское; 10 – Мадагаскарское поднятие; 11 – гийот Лена

Сейшельские острова, расположенные в Индийском океане, представляют собой поднятые над морским дном участки Маскаренского подводного плато, являющегося частью Сомалийской плиты. Одним из островов архипелага является остров Маэ, который

представляет собой часть микроконтинента, отделившегося от суперконтинента Гондвана, испытавшего растяжение в неопротерозое. Остров сложен древними гранитными комплексами неопротерозоя, которые разбиты системами трещин и разломов, ограничивающие разновысотные блоки рельефа (рис. 86).

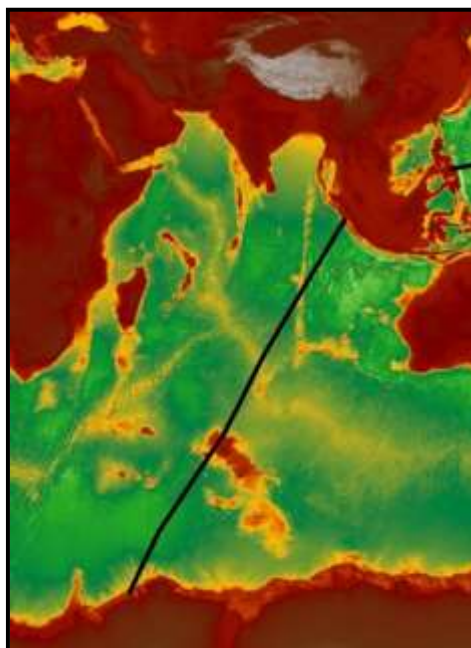


Рис. 84. Цифровая модель рельефа Индийского океана. Черным цветом показана линия батиметрического профиля (см.рис.75). Красно-желтые тона – поднятия, зеленые – впадины ложа океана.



Рис.85. Батиметрический профиль по линии на рис.84. На рисунке хорошо видны формы рельефа поднятий: плосковершинную поверхность и крутые склоны плато Кергелен, разделенного на две части; ассиметричный «изрезанный» характер склонов Срединно-Индийского хребта; острую вершину и крутые склоны хребта Нинети.

Доминирующие простирания зон в разных блоках высокого ранга меняется, что отражено в изменении рисунка роз-диаграмм, построенных в разных сегментах (А, Б, В, С) острова (рис. 87). Построенные вдоль и поперек острова геоморфологические профили выявили 12 уровней поверхностей выравнивания, которые смешаются по новейшим разрывным нарушениям с амплитудами до 50 м (рис. 88).

Блоковая тектоника на территории острова Маэ находит отражение и в современных движениях, выявленных современными GPS станциями. На фоне общего поднятия острова, слагающие его тектонические блоки обнаруживают тенденцию к горизонтальному перемещению в восток-северо-восточном направлении и на фоне вертикальных движений с разным знаком. Северо-восточное простираение трещин в древних гранитах острова Маэ характерно и для зон трансформных разломов хребта Карлберг, расположенного северо-восточнее острова, что указывает на единство проявления современных геодинамических процессов в этом регионе.

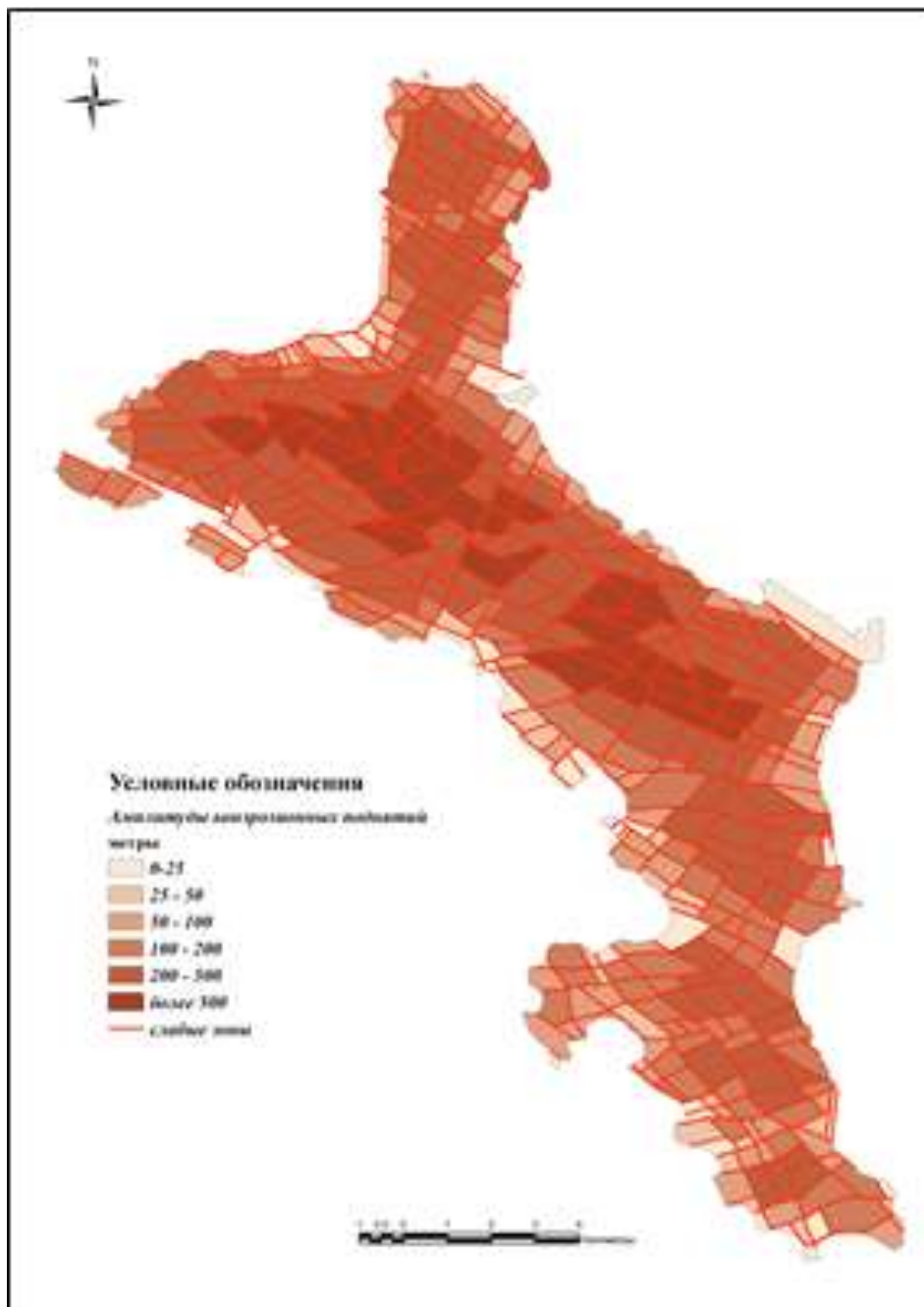


Рис. 86. Структурно-геоморфологическая карта острова Маэ (Сейшельские острова) (Панина, Зайцев, 2016).

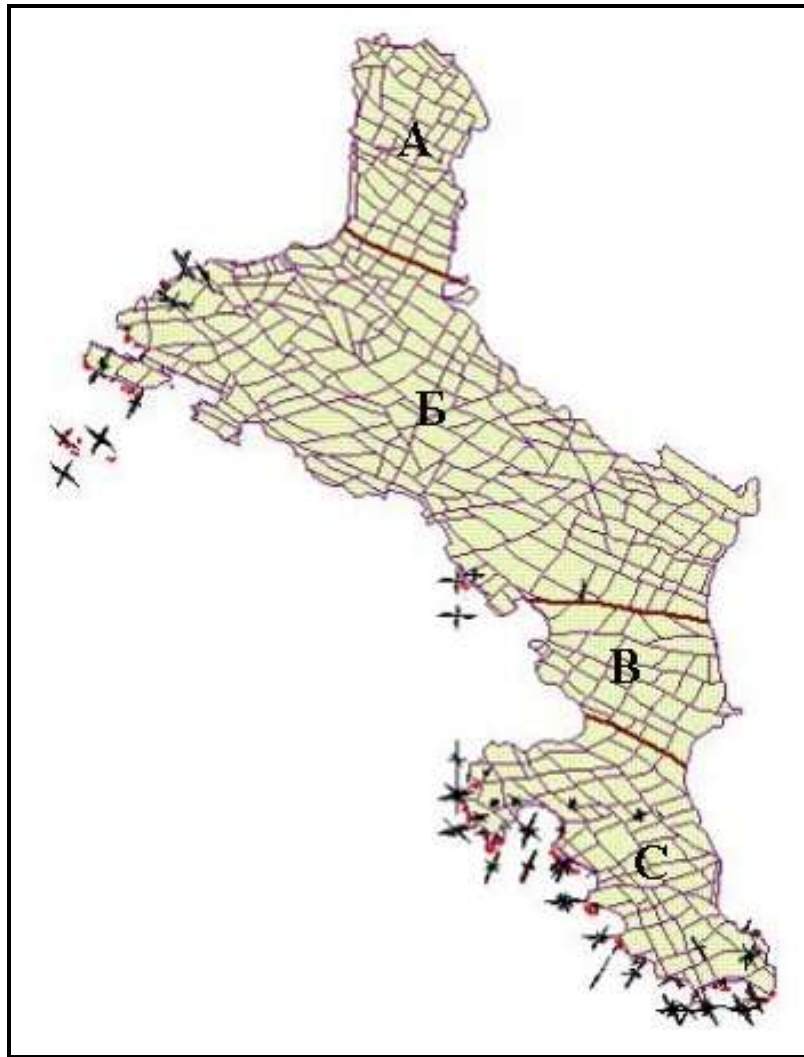


Рис. 87. Изменение простираия разрывов и трещиноватости пород в разных сегментах (А, Б, В, С) острова Маэ. Черным цветом показаны розы-диаграммы в разных крупных блоках.

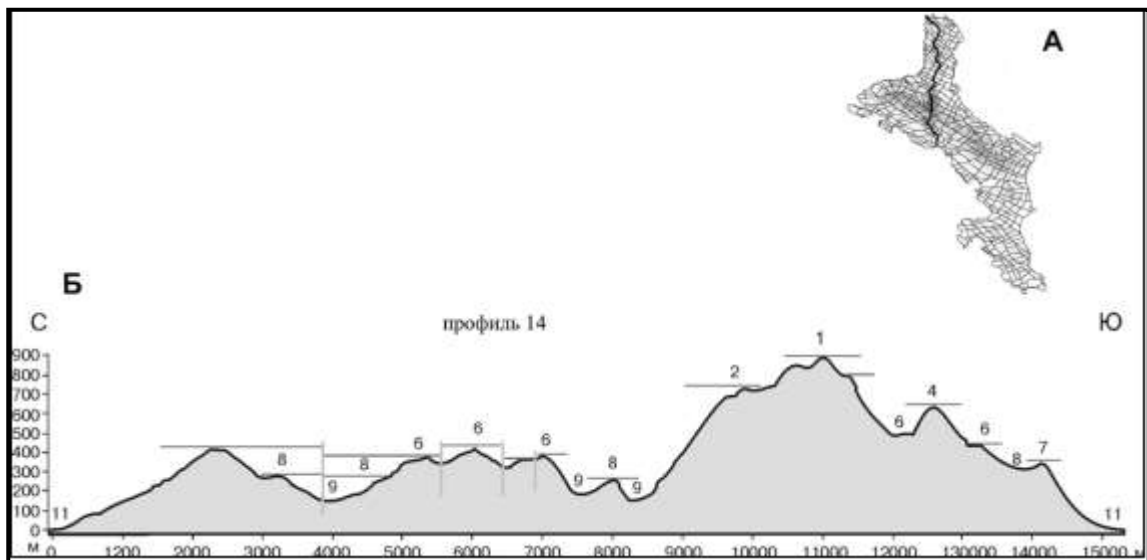


Рис. 88. Интерпретация геоморфологического профиля: А– положение профиля на карте; Б– интерпретация профиля. Хорошо видны вертикальные смещения по новейшим разрывам поверхностей 6-го и 8-го уровня с амплитудой 40–50 м (Панина, Зайцев, 2016).

Дно Атлантического океана в центральной части Северо-Американской котловины (глубиной более 5000 м) осложняется Бермудским плато. Оно представляет собой асимметричную горст-антеклизу, а в рельефе – это сводово-глыбовое сооружение, сложенное осадочными породами (известняками, песчаниками, глинами) мощностью 1-2 км. К более поднятым участкам приурочены коралловые постройки (Бермудские острова). Плато нарушено трещинами и разломами, к пересечению разломов приурочены вулканы.

В рельефе дна океанов существуют и *микроконтиненты* с корой континентального типа. К ним относятся плато Рокколл (Атлантический океан), Агуньяс. Плато Агуньяс находится в Индийском океане юго-восточнее Африки на глубине –2570 м, характеризуется плоским рельефом и континентальным рифтовым магматизмом. Происхождение микроконтинентов дискуссионно. С точки зрения тектоники плит – это структуры погрузившихся континентов, не испытавших процесс рифтинга. Согласно другой, микроконтиненты являются недоразвитыми континентами.

К областям поднятий океана относится *Императорско-Гавайский хребет*, состоящий из цепи вулканов – область современного вулканизма. Здесь расположена «горячая точка» или плюм – источник магматической долгоживущей тепловой аномалии в мантии, маркирующий продвижение Тихоокеанской плиты, что и приводит к образованию вулканов. Эти вулканы имеют подводную часть и выходят на поверхность, формируя цепь островов.

Есть и менее протяженные структуры, например, поднятие Шатского, примыкающее к хребту с запада. Глубоководные желоба осложняются *краевыми валами* – широкими поднятиями высотой 200–400 м.

К малым вулканическим поднятиям относятся *гайоты* или *гийоты* – потухшие изолированные вулканы со срезанной абразией вершиной (например, гайот Валери, расположенный на глубине 2 км в западной части Тихого океана). К гайотам часто приурочены колонии кораллов, которые образуют коралловый риф. На плоских вершинах гайотов часто формируются *атоллы* – коралловые острова с лагуной в центральной части (рис. 89). Высота атолла не превышает 3-4 м над уровнем океана.

Дно океанов усеяны многочисленными *холмами* вулканического происхождения высотой до 500 м. Особенно широко они развиты в Тихом океане, где на долю действующих вулканов приходится 75 % (рис. 90). Среди вулканических построек встречаются потухшие вулканы и действующие. Один из таких действующих вулканов в Тихом океане в трехмерном изображении показан на рис. 91. Здесь отчетливо видны вулканические аппараты – конической формы вулканы, фрагменты кальдеры, в центральной части одного из вулканов просматривается кратер, а на склоне другого – потоки лав.



Рис. 89. Атолл Нукуоро в Микронезии. Внешний склон-риф, рифовая платформа и лагуна(в центре).
 (https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/4b/Nukuoro_ISS013-E-28610.jpg).

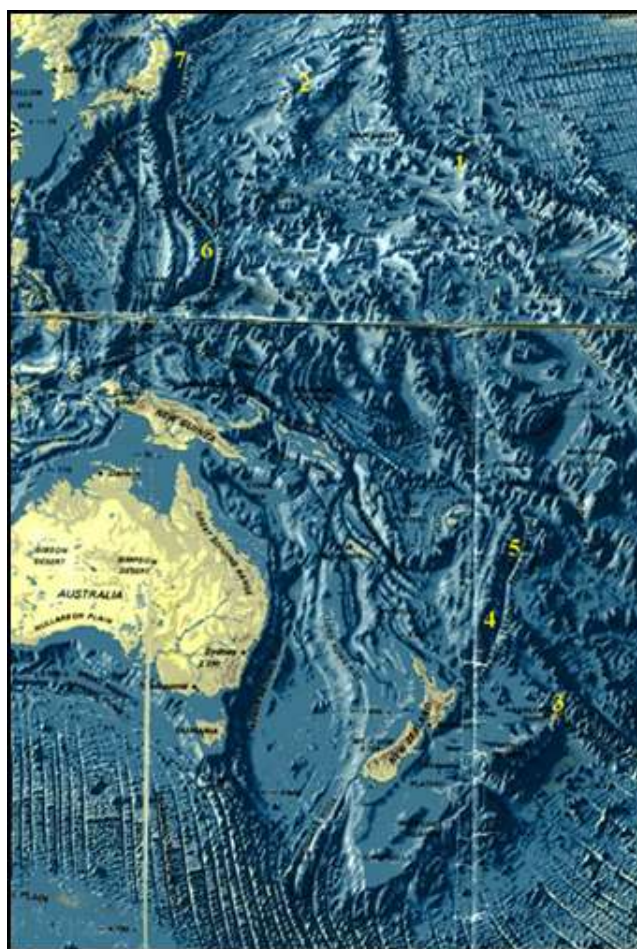


Рис. 90. Рельеф дна Тихого океана (М. Тарп, Б. Хизен, 1967). Цифрами обозначены:
 области поднятия: 1-Императорско-Гавайский хребет, 2-поднятия Шатского, 3-гайот Валери;
 глубоководные желоба: 4-Кермадек, 5-Тонга, 6-Марианский, 7-Японский.

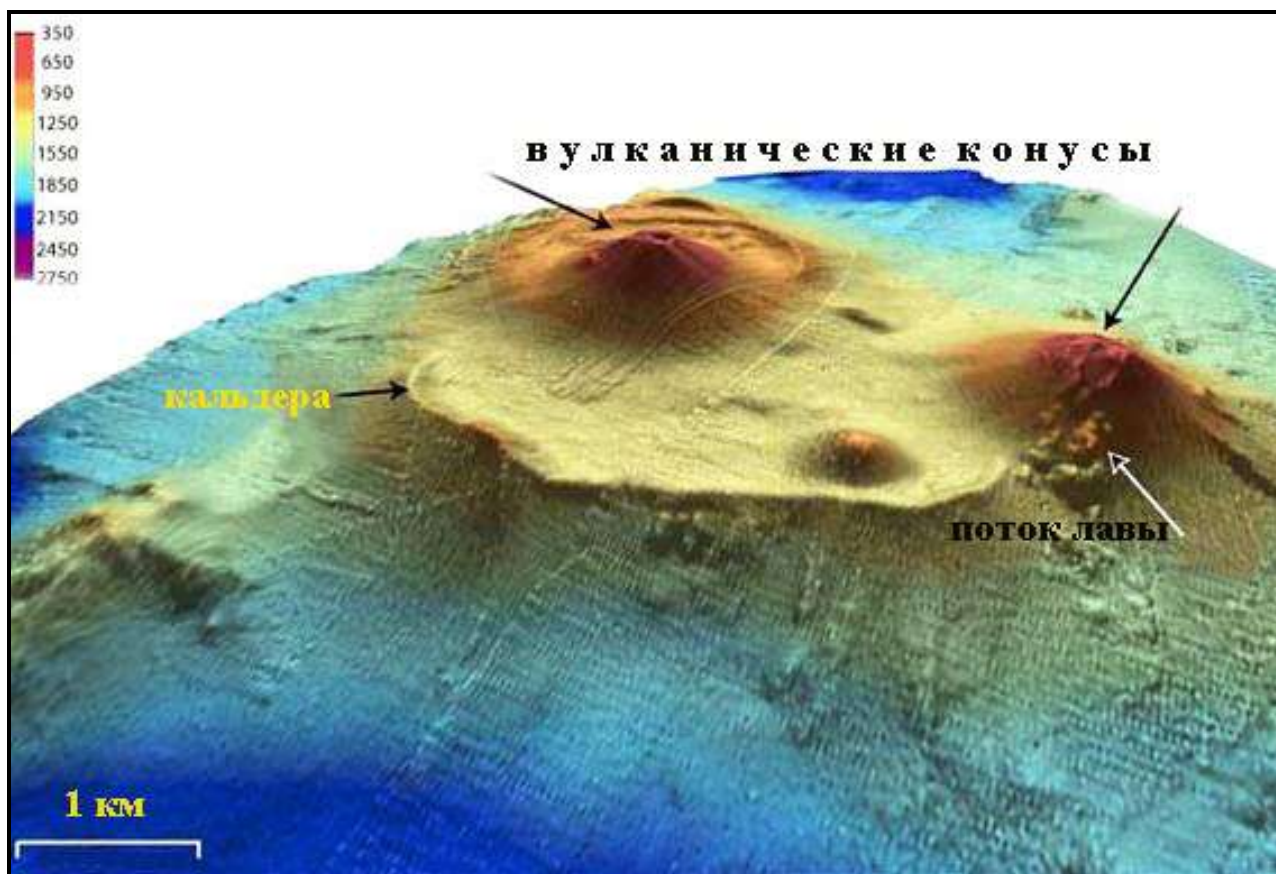


Рис. 91. Трехмерное изображение подводного вулкана. (Тихий океан), по <http://oceanexplorer.noaa.gov/explorations>

Области погружения

К областям погружения океанического дна относятся *абиссальные равнины* и *котловины*. *Абиссальные равнины* соответствуют относительно ровным участкам ложа океана с океанической корой доолигоценного возраста и характеризуются плоским (Атлантический океан) или холмистым (Тихий океан) рельефом. Они расположены на глубинах 4000–7000 м. По положению относительно срединно-океанических хребтов выделяют *окаймляющие* и *периокеанские равнины*. *Окаймляющие* абиссальные равнины расположены симметрично относительно срединно-океанического хребта в Атлантике, окаймляя его (рис. 92). *Периокеанские* равнины развиты во впадине Тихого океана в секторе от 20°с.ш. до 40°ю.ш. в северной и центральной его части, северной части Индийского и Атлантического океанов и к северу от Антарктиды (рис. 93).

В пределах абиссальных равнин выделяются *котловины* – более глубокие формы. Котловины, как правило, имеют изометричную форму и по периферии отделены наиболее поднятыми формами рельефа. Например, наиболее погруженные (до 7000 м) Бразильская и Ангольская, Гвианская и симметрично ей расположенные Гвинейская и котловина Сьерра-Леоне глубиной 4000 - 4500 м в центральной части Атлантического океана. Севернее

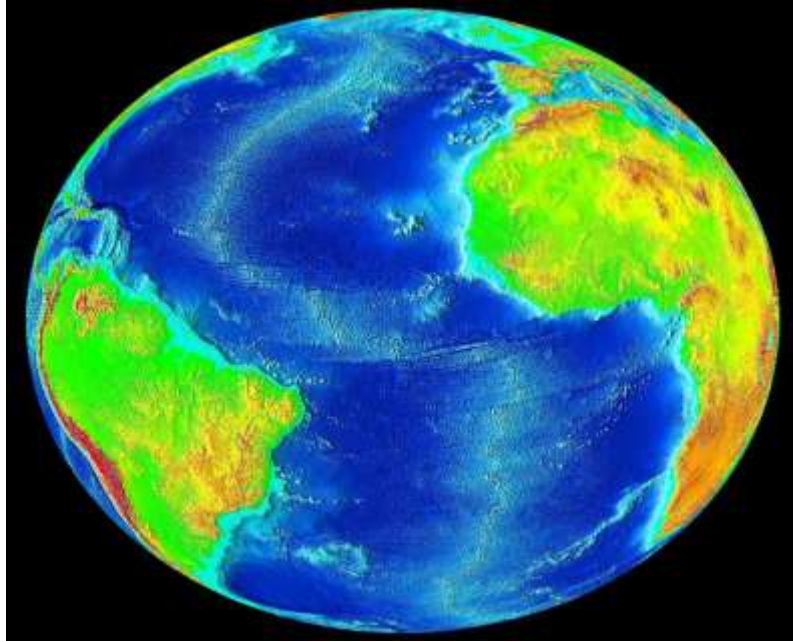


Рис. 92. Окаймляющие Срединно-Атлантический хребет абиссальные равнины Атлантического океана (Интернет-ресурсы). Более насыщенный синий цвет соответствует наиболее глубоким впадинам- котловинам, которые отделяются друг от друга поднятиями.

расположены ярко выраженные в рельефе, более глубокие (местами более 7000 м), окаймляющие Срединно-Атлантический хребет с запада Северо - Американская, Канарская и котловина Зеленого мыса с востока (рис.94).

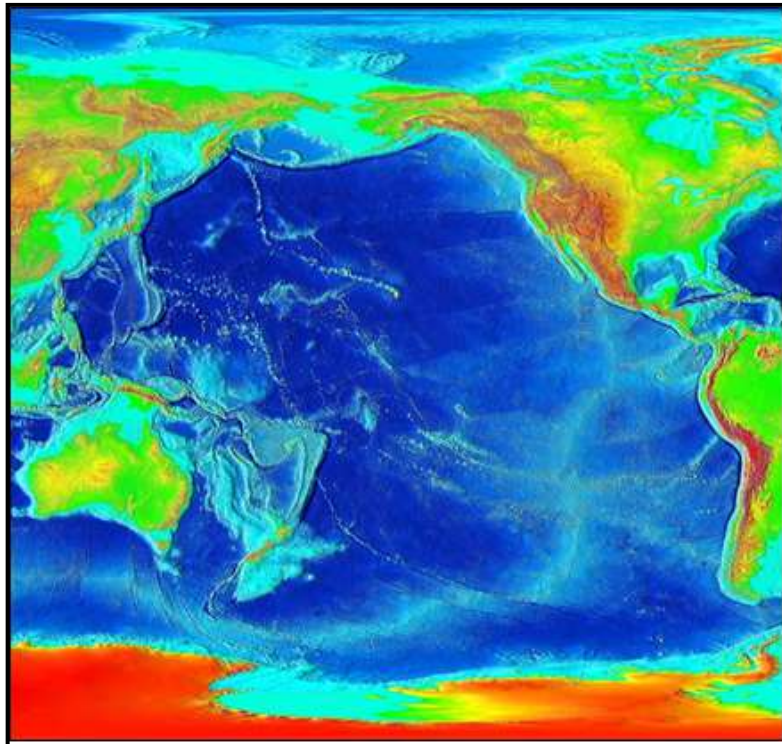


Рис.93. Периокеанские абиссальные равнины Тихого океана (интернет ресурсы). Тихоокеанское поднятие (хребет) смещен к востоку. Темно-синим цветом показаны котловины.

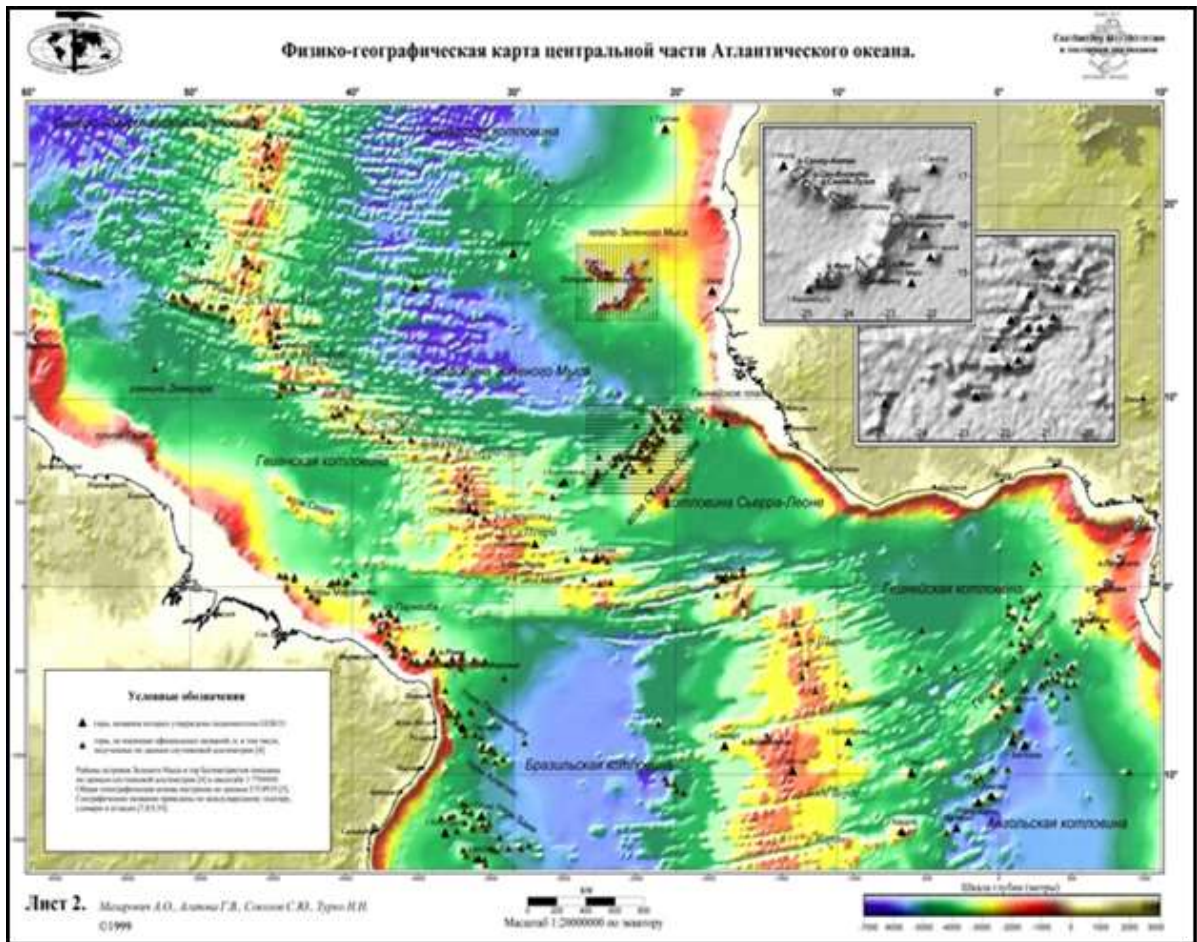


Рис. 94. Физико-географическая карта центральной части Атлантического океана (Мазарович, Агапова, Соколов, Турко, 1999). Черными треугольниками показаны горы.

В Тихом океане абиссальная равнина в пределах равнины выделяются котловины, примыкающие к Восточно-Тихоокеанскому поднятию (рис. 95, 96).

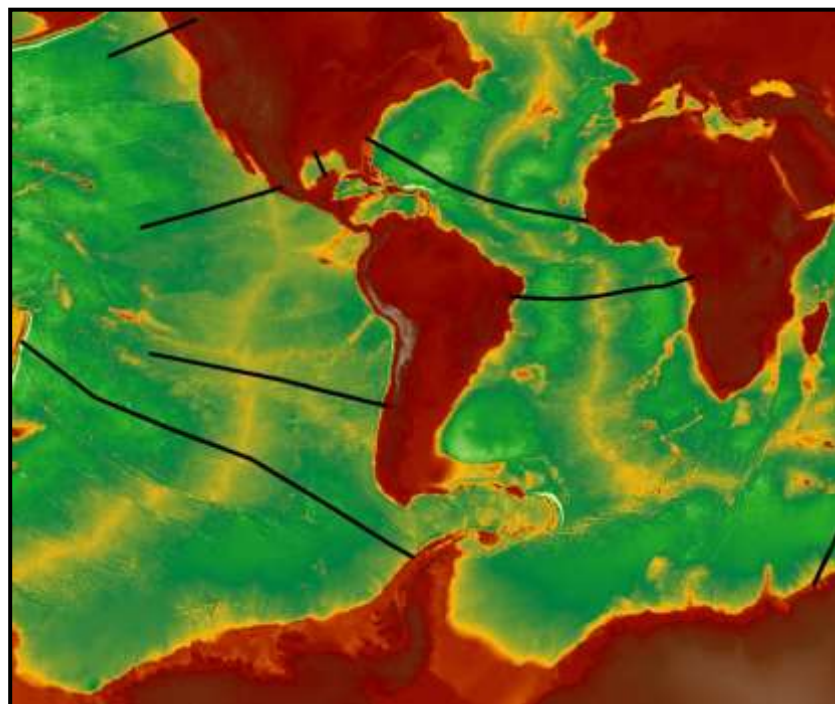


Рис. 95. Рельеф океанического дна. Желтый цвет – поднятия, зеленый – впадины. Черные линии – положение батиметрических профилей.

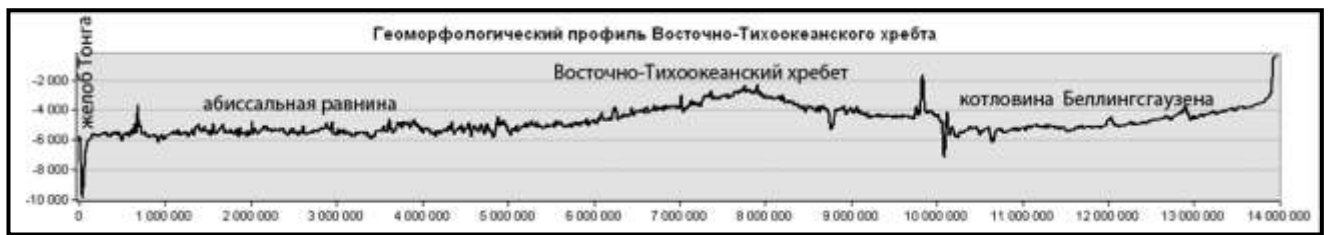


Рис. 96. Батиметрический профиль юго-западной части Тихого океана.

По строению дна для абиссальных котловин и равнин Атлантического океана характерен плоский рельеф, для Тихоокеанских равнин – холмистый, осложненный вулканическими постройками, гайотами, атоллами (рис. 95).

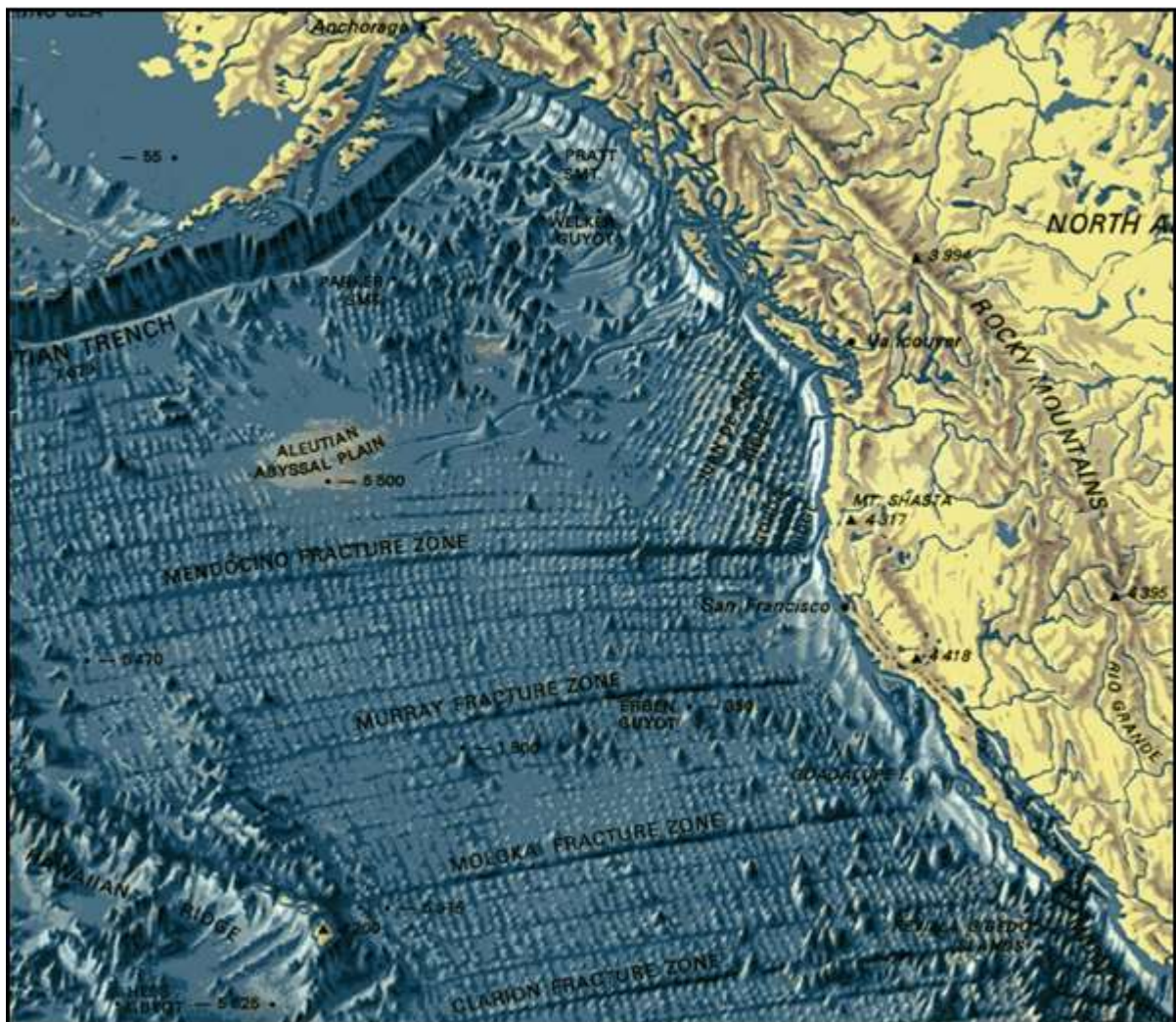


Рис. 95. Холмистый рельеф Тихоокеанских абиссальных равнин.

Таким образом, большинство мегаформ рельефа океана подстилаются корой океанического типа, за исключением микроконтинентов, где сохранилась континентальная

кора. В срединно-океанических хребтах, к которым приурочена область спрединга, происходит зарождение океанической коры. Для сравнения, в орогенах суши кора континентального типа. Рельеф в океанах вулканический, причем есть потухшие древние вулканы, а есть действующие. Вулканы приурочены к зонам новейших разломов и их пересечениям. По разломам происходят вертикальные и горизонтальные движения. Тип деформаций, как правило, блоковый или сводово-блоковый. Срединно-океанические хребты подчеркиваются сейсмичностью. Все эти характеристики указывают на активную новейшую геодинамику формирования рельефа океанов.

Мегаформы рельефа областей перехода от континента к океану

В тектоническом отношении области перехода от континента к океану традиционно принято подразделять на *пассивные* или атлантического типа, впервые выделенные Э. Зюссом в 1885 г., и *активные* или тихоокеанского типа. Согласно геодинамическим обстановкам активные окраины подразделяются на два типа: *конвергентный* (обстановка схождения) и *дивергентный* (обстановка расхождения, как это наблюдается в Аравийско-Африканском регионе). В свою очередь окраины конвергентного типа включают *островодужные* окраины с глубоководным желобом и островодужным сооружением, куда входят следующие подтипы:

А. 1) *обрамляющий* (Западно-Тихоокеанский), 2) *межконтинентальный* (Карибский регион) и 3) *средиземноморский* (реликтовый);

Б. окраины без желоба (Кордильеры)

В. с желобом, но без островодужного сооружения (Анды).

По рельефу выделяются платформенный и орогенный типы (рис. 96).

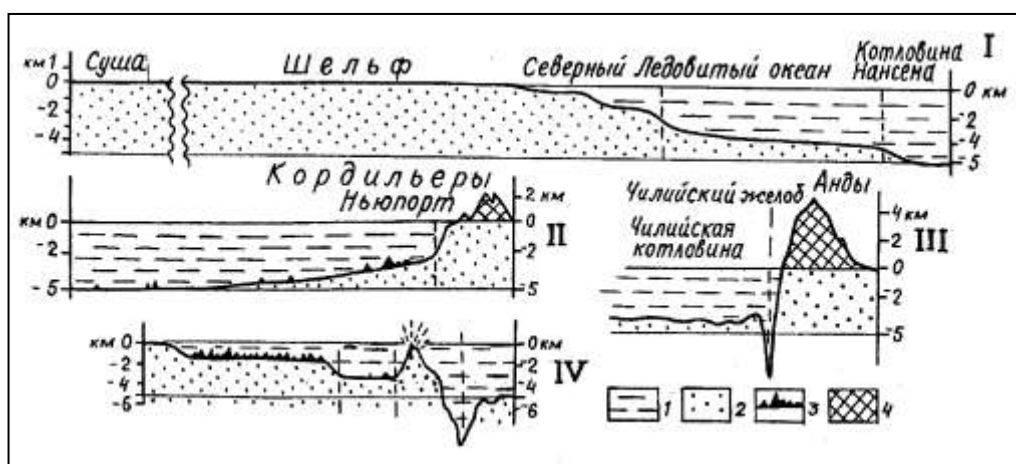


Рис. 96. Геоморфологические типы перехода от континента к океану (из книги Костенко, 1999). I – платформенный пассивной окраины – ступенчатая разновысотная равнина, II – III – орогенные: II – без желоба, III – с желобом; IV – островодужный обрамляющий. 1 – акватория, 2 – континент и океан, 3 – неровности подводного рельефа, 4 – горные массивы до уровня океана.

Пассивные континентальные окраины развиты вдоль побережий Атлантического океана (кроме Антильских островов и района Южно-Сандвичевой вулканической дуги), Индийского (кроме Зондской дуги), Северного Ледовитого и антарктического региона Тихого океанов. Структуры этого типа перехода имеют кору континентального типа и характеризуются спокойным тектоническим режимом: отсутствием сейсмичности и проявлений вулканизма. Как правило, окраины этого типа граничат на суше с платформенными равнинами и имеют широкие шельфы, например, в Северном Ледовитом океане. В геоморфологическом отношении они включают следующие мегаформы рельефа: шельф, континентальный склон, континентальное подножье (рис. 97).

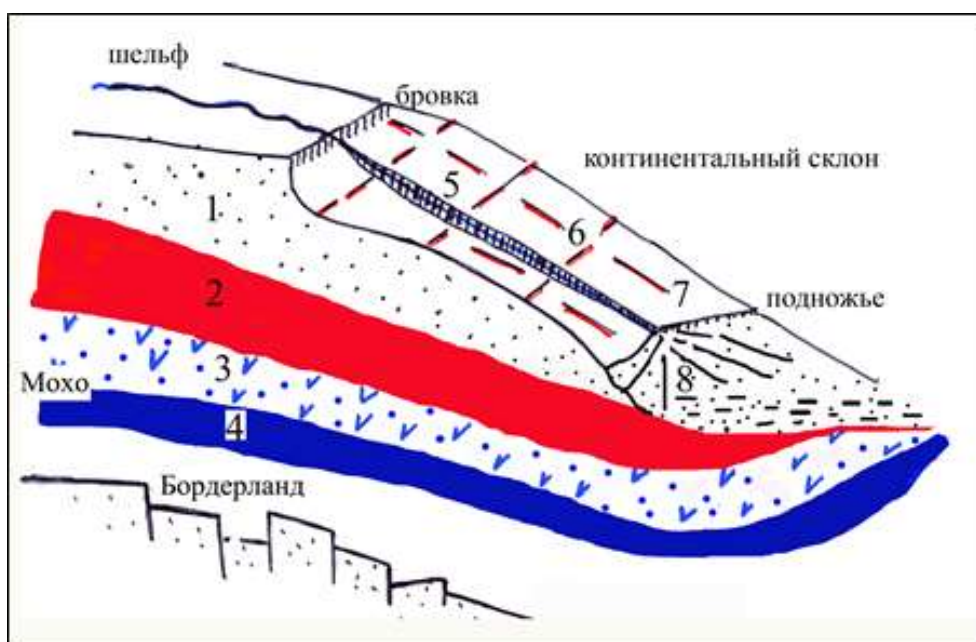


Рис. 97. Рельеф пассивной континентальной окраины. Цифрами обозначены: слои континентальной коры: 1 – осадочный, 2 – гранито-гнейсовый, 3 – гранулит-базитовый; 4 – мантия; 5 – каньон, 6 – поперечные разломы, 7 – продольные разломы, 8 – впадина подножья континентального склона. Континентальная кора выклинивается к ложу океана (абиссальной равнине).

Шельфы, как правило, представляют собой подводные окраины континентов, затопленные в результате таяния ледниковых покровов последней ледниковой эпохи, существовавшей примерно 18 – 13 тыс. лет назад. Вследствие таяния ледниковых масс уровень мирового океана поднялся. Таковы шельфы Атлантического океана. Глубины шельфов колеблются от 0 – 200 до 500 метров и более, как например, у Охотского моря. Рельеф равнинный, уклоны составляют первые градусы. Равнины шельфов чаще всего аккумулятивные (ледниковая аккумулятивная равнина на севере США, рис.98), реже встречаются денудационно – аккумулятивные (северо-восточный шельф Восточно-Сибирского моря, рис. 99) и абразионные. Последние называются бенчами.

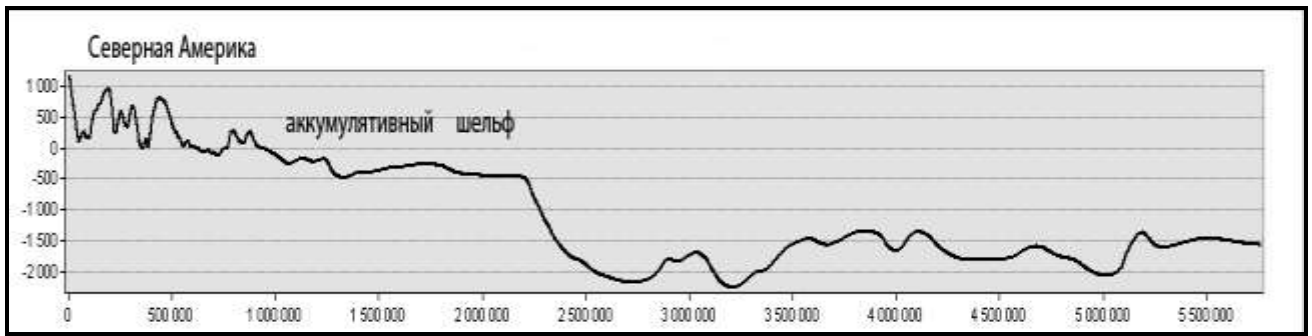


Рис. 98. Аккумулятивный тип шельфа. Затопленная ледниковая Северная равнина США.



Рис. 99. Денудационно аккумулятивный северо-восточный шельф Сибирского моря.

Равнинный рельеф шельфов осложняется авандельтами, подводными руслами рек, коралловыми рифами, ледниковыми формами, особенно в районах Северного Ледовитого океана. Подводные русла рек хорошо видны на (рис.100).

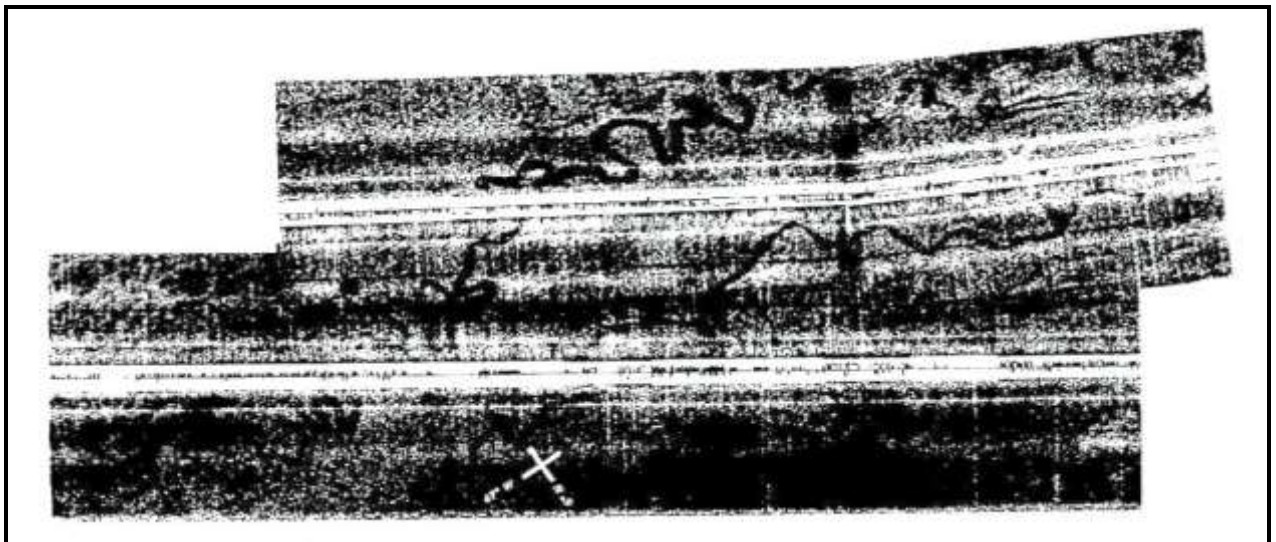


Рис.100. Фотоизображение шельфа, полученное эхолотированием. Хорошо видны подводные русла Амазонки (Ламонт-Доэрти Геологическая Обсерватория Колумбийского Университета).

Своеобразным строением рельефа обладает шельф у берегов Скандинавии, Исландии и Гренландии, который представляет собой волнистую аккумулятивную равнину, осложненную продольными и поперечными желобами. В тектоническом отношении

желобам соответствуют палеоген-неогеновые разломы, активизировавшиеся в четвертичный период (рис.101).

Континентальный склон, расположенный ниже бровки шельфа имеет уклоны от 5° – 7° до 15° – 20° , иногда более 50° (до 90°). Ширина склонов в среднем составляет более 200 км, глубины от 100–200 м до 1500–3500 м. В геоморфологическом отношении это наклонная равнина, часто осложненная продольными и поперечными разломами. Разломы чаще всего сбросового типа, что определяет ступенчатый продольный профиль. Комбинация поднятых и опущенных блоков, постепенно снижающихся по направлению к ложу океана, называется бордерлендами. Такой тип перехода наблюдается в районе Калифорнии (рис. 102).

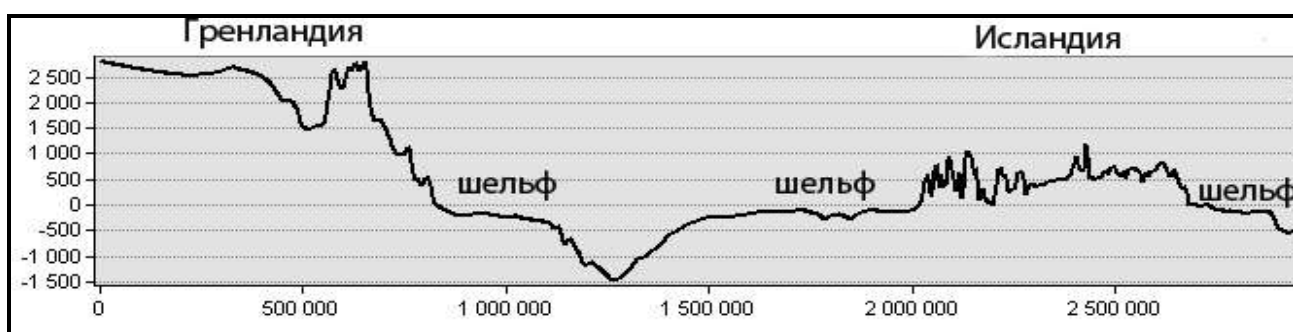


Рис. 101. Батиметрический профиль шельфов у берегов Гренландии и Исландии.



Рис. 102. Батиметрический профиль подводной окраины Калифорнии. Красным показаны разломы.

К продольным разломам часто приурочены глубокие (до 2 км) каньоны, по которым проносятся на большой скорости турбидные потоки, формируя у основания склона мощные (до 15 км) конусы выноса (рис. 103).

Западно-Европейские континентальные склоны осложнены структурными террасами. Иногда на периферии шельфы испытывают погружение до 2–3 км, образуя в начале крутой склон и краевые плато шириной сотни метров. Такие плато можно наблюдать у восточного побережья Южной Америки: плато Сан-Паулу или Сантос у берегов Бразилии,

Фолклендское плато на юге Южной Америки, плато Блейк на юго-востоке Северной Америки (рис. 104,105), плато Ворминг у западных берегов Норвегии и др.



Рис. 103. Подводные каньоны на континентальном склоне у берегов Нью-Джерси на фотоизображении, полученном с помощью эхолотирования (Б. МсГрегор, Геологическая Служба США).

Эти плато имеют блоковое строение и представляет собой совокупность горстов и грабенов. Границами блоков являются литрические сбросы глубинного заложения, которые выполаживаются на границе коры и мантии. Кора континентального типа, пронизанная дайками основных пород, утонена, мощность ее составляет 25–30 км.

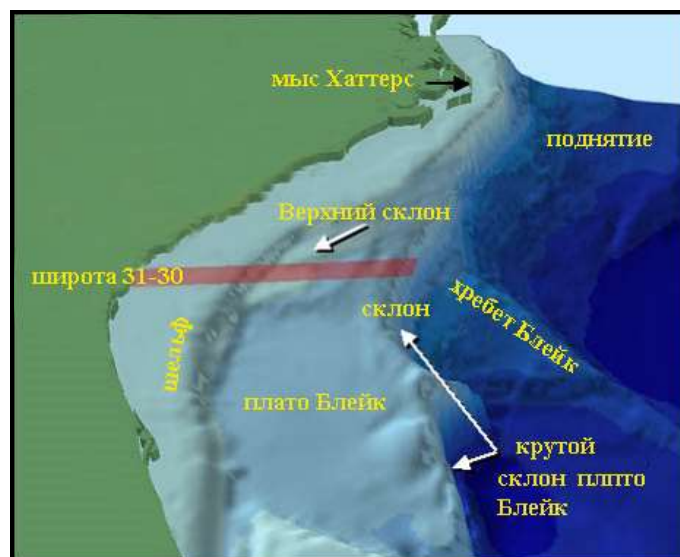


Рис.104. Рельеф переходной зоны от континента к океану в западной части Атлантического океана у ю юго-восточного побережья Соединенных Штатов Америки. Плато Блейк находится между шельфом и глубоководным бассейном глубиной около 500-1000 м (Национальное управление океанических и атмосферных исследований, Ocean Explorer; https://hmong.ru/wiki/Blake_Plateau).

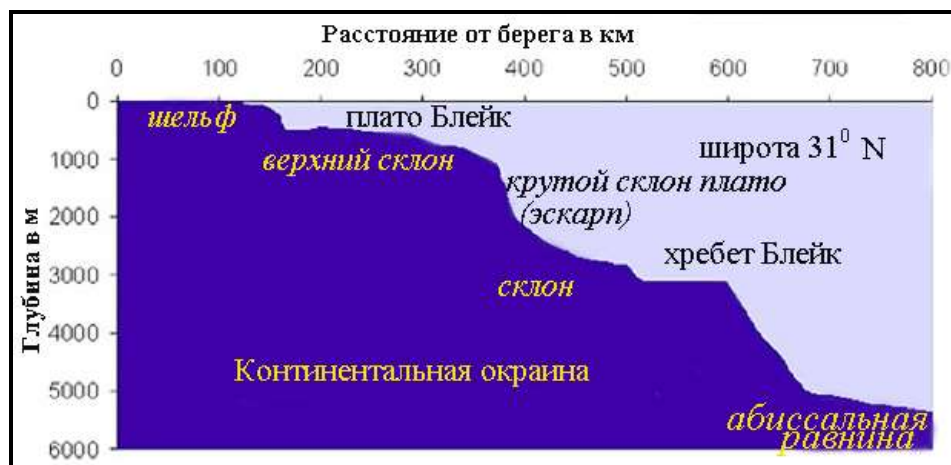


Рис. 105. Профиль континентальной окраины на $31^{\circ}30'$ северной широты (Национальное управление океанических и атмосферных исследований, *Ocean Explorer*; https://hmong.ru/wiki/Blake_Plateau).

Континентальные склоны считаются переходными областями континент – океан, где мощность континентальной коры уменьшается за счет сокращения осадочного и гранито-гнейсового слоев, а сама кора пронизана дайками основных пород, что позволяет отнести ее к субокеанскому типу. Смена субокеанской коры на океанскую происходит, по-видимому, в области *континентального подножья*. В рельефе – это асимметричная глубокая (до 5000 м) впадина, осложненная холмами и западинами, шириной сотни и тысячи км. В фундаменте подножье континентального склона соответствует, по-видимому, зоне глубинного разлома. Здесь происходит резкое выклинивание гранито-метаморфического слоя земной коры, мощность которой здесь оценивается в 15–20 м. Впадина выполнена мощной (3–5 км и более) толщей осадков лавинной седиментации, слагающих конусы выноса подводных каньонов. Далее находится ложе океана, представляющее собой абиссальную равнину глубиной 5–7 км.

Тенденцией развития пассивных окраин является постепенное превращение мегаформ рельефа континентов в мегаформы океанов. Начавшись примерно 200 млн. лет назад с раскрытия современного Атлантического океана в результате рифтинга – растяжения континентальной коры, этот процесс продолжается и сейчас. Континентальные окраины атлантического типа – это области, где процесс полного отделения континента от океана еще не завершен.

Второй тип областей перехода от континента к океану – *активный* – развит в пределах конвергентных границ и отличается мобильным тектоническим режимом. Здесь происходят сложные процессы превращения океанской коры в субконтинентальную и далее в континентальную, что сопровождается активным вулканизмом, сейсмичностью, образованием разломов. Как уже отмечалось, выделяют: островодужный (Западно-Тихоокеанский), приконтинентальный с желобом (Восточно-Тихоокеанский или андский) и

без желоба (Кордильеры) подтипы. Эти области перехода на суше граничат с горными сооружениями, поэтому их называют орогенными.

Островодужный подтип перехода по положению относительно континентов обладает тенденцией их обрамлять, как например, Западно-Тихоокеанская окраина; или располагаться между континентами, как бы связывая их (межконтинентальный), например, Карибский регион; наконец реликтовый средиземноморский, сохранившийся в Средиземном море. Во всех этих регионах происходит процесс субдукции – поддвиг океанских литосферных плит под континентальные. Основными мегаформами рельефа здесь являются, как правило, узкий шельф и континентальный склон (за немногим исключением, где эти элементы имеют большую ширину – Берингово, Охотское, Южно-Китайское и др. моря); окраинное море; островодужное горное сооружение; глубоководный желоб, осложненный со стороны океана краевым валом (рис. 106).



Рис.106. *Островодужный* (обрамляющий) подтип перехода континент–океан (из книги Костенко,1999). Красными линиями показаны разломы.

Вдоль глубоководного желоба осуществляется субдукция океанской литосферы под континентальную. Примерами областей островодужного типа перехода могут быть впадина Охотского окраинного моря – Курильское островодужное сооружение – Курило-Камчатский глубоководный желоб или Японское окраинное море, островодужное сооружение (о. Хокайдо), Японский глубоководный желоб (рис. 107).

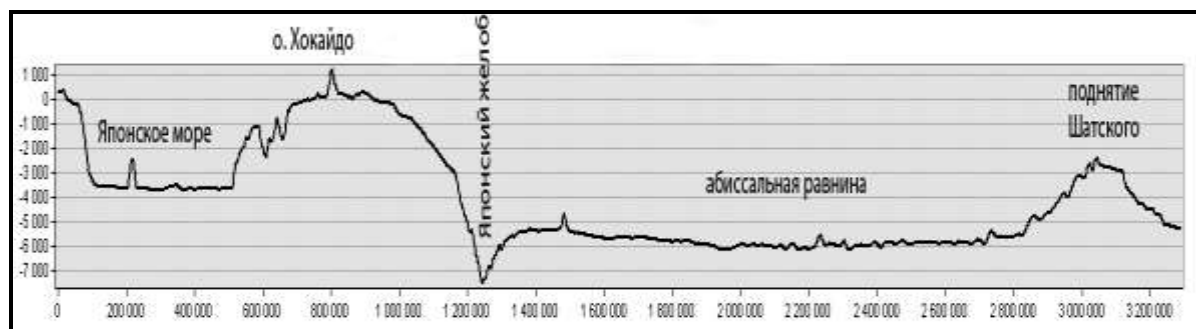


Рис. 107. Батиметрический профиль по линии Японское море – поднятие Шатского.

Окраинные моря (Бериногово, Охотское, Японское, Желтое и др.) представляют собой задуговые морские бассейны, в геоморфологическом отношении это некомпенсированные осадконакоплением впадины глубиной 2–3,5 км, иногда до 4 км и более с корой, как правило, океанического типа. Океанический тип коры обусловлен так называемым задуговым растяжением. Иногда окраинные моря осложняются внутренними поднятиями (например, поднятие Ямато высотой до 2 км). В Карибском регионе имеется несколько котловин окраинных морей. Обычно впадина окраинного моря имеет асимметричное строение – более пологий склон со стороны континента и более крутой, примыкающий к островодужному орогенному сооружению.

Островодужное сооружение представляет собой одно или более валообразных сводовых поднятий высотой до 4,7 км с контрастным рельефом. Сооружение нарушено разломами, к которым, как правило, приурочены вулканы центрального типа. Классическим примером является Камчатка. От континента горное сооружение отделяется впадиной окраинного моря, от океана – глубоководным желобом, который является аналогом предгорной впадины с кондепрессионным типом развития. В тектоническом отношении горные островодужные сооружения – это системы островных дуг (две или более), сложенных вулканическими образованиями преимущественно андезит-липаритового состава и обломочными осадками аккреционных призм, разделенные депрессиями. Продолжающийся процесс субдукции с образованием аккреционных клиньев или призм приводит к разрастанию континентальной земной коры, имеющей здесь мощность 30-35 км. Эта кора переходного субконтинентального типа, которая соответствует начальной стадии образования орогенов. Для большинства островодужных горных сооружений Тихоокеанского кольца возраст коры датируется как олигоцен – четвертичный. Примером островодужного горного сооружения является Курильская островная дуга, которая связывает горные сооружения Камчатки и острова Хоккайдо. Курильский ороген включает две протяженные цепи поднятий, возвышающихся над уровнем моря в виде островов внутренней Большой Курильской гряды (Парамушир, Уруп, Итуруп и др.) и внешней Малой Курильской гряды высотой до 0,5-1 км. Северо-восточным продолжением внешней дуги является подводный хребет Витязя. Хребты сложены вулканогенно-осадочными (преобладает андезито-базальтовый состав) образованиями верхнемелового и кайнозойского возраста. Поднятия разделяются впадиной, выполненной морскими осадками мощностью 2-4 км. Мощность молодой незрелой континентальной коры (субконтинентальной) всего 20 км. Северным продолжением Курильского орогена является более зрелый Камчатский, выраженный в рельефе двумя субмеридиональными параллельными хребтами с абсолютными отметками 2,5- 4,7 км, разделенными Камчатской впадиной. Восточная часть,

граничащая с Тихим океаном, осложнена вулканическим рельефом сопок, возвышающихся на 3,5 - 4,7 км над уровнем моря (Ключевская и др.). Всего насчитывается 28 действующих и 100 потухших вулканов, что указывает на продолжающийся процесс субдукции Тихоокеанской плиты под Камчатское горное сооружение. Со стороны океана Камчатское и Курильское горные сооружения граничат с Камчатско-Курильским глубоководным желобом глубиной 7–9 км, частично заполненным неоген-четвертичными осадками мощностью более 2 км. Мощность земной коры здесь составляет 15–17 км (рис.108).

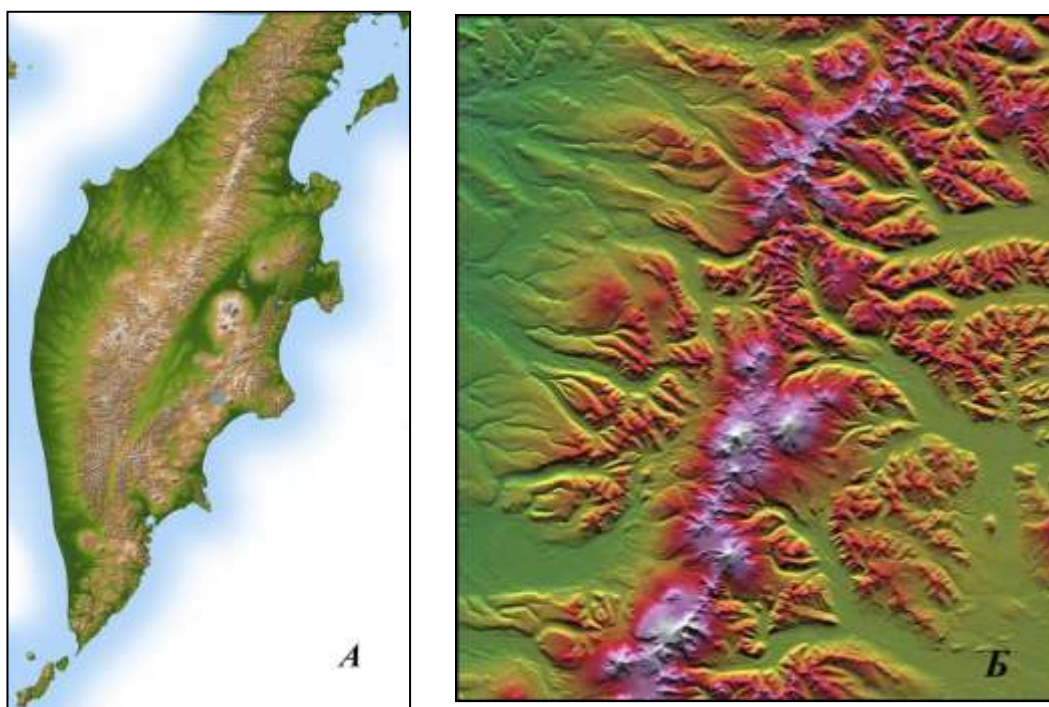


Рис. 108. Рельеф Камчатского орогена (А). Радарное изображение Восточного хребта (Б). Пояснения в тексте.

Различают энсиалические островные дуги, заложенные на коре континентального тип (Японская, Камчатская, Курильская) и энсиматические, имеющие океанические корни (Алеутская, Филиппинская, Марианская). Иногда может быть два и более островодужных сооружений, разделяющихся междуговыми морскими впадинами (например, Курильские, Японские острова). Островные дуги иногда изогнуты в плане, образуя серповидную форму (Индонезийские острова, Карибы). Островные дуги смыкаются с *глубоководными желобами*, выраженными в рельефе асимметричными щелевидными впадинами с глубинами от 5 до 10–11 (рис. 109,110).

Внутренний склон, обращенный к островодужному сооружению – крутой, внешний – пологий. В верхней части крутизна склонов может составлять 5 – 6 °, в нижней – 25–30 °. В тектоническом отношении глубоководные желоба представляют собой зоны глубинных разломов с гипоцентрами землетрясений 300–700 км.

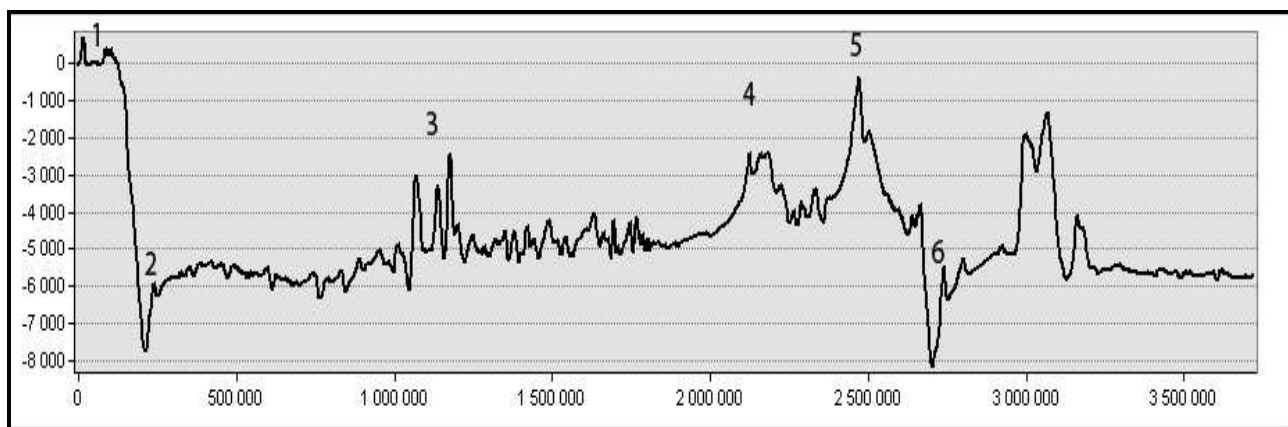


Рис. 109. Батиметрический профиль подводной окраины в районе Филиппин. Цифрами обозначены: 1 – Филиппины, 2 – Филиппинский желоб, 3, 4 5 – островодужные сооружения, 6 – Марианский желоб.



Рис. 110. Батиметрический профиль подводной окраины Австралии по линии Коралловое море – Соломонов желоб.

Вдоль этих сейсмофокальных зон, названных по имени исследователей Вадати–Заварицкого–Беньофа, осуществляется поддвиг океанской литосферы под континентальную. Поверхность этих зон имеет наклон в сторону континентальных окраин, которые характеризуются сильной сейсмичностью, очаги землетрясений располагаются на глубинах 60–300 км (рис.111).

Тектонические движения сопровождаются аккрецией – образованием аккреционных призм на внутреннем склоне желоба за счет соскабливания осадков с погружающейся океанской плиты („бульдозерный” эффект). Иногда эти осадки образуют поднятия или невулканические островные дуги (остров Ментавай в Зондском архипелаге островов). Со стороны океана желоб осложняется краевым валом, поднятием океанской коры высотой сотни метров (валы вдоль Курильского, Перуанского желобов). Склоны желобов осложнены оползнями и нарушены тектоническими, часто сбросовыми дислокациями. Совокупность сложных тектонических и склоновых процессов создает контрастный современный рельеф областей перехода. Вдоль окраин Западно-Тихоокеанского побережья с севера на юг наблюдается тенденция миграции глубоководных желобов в сторону океана. Это район

Марианского, Филиппинского глубоководных желобов, что объясняется сочетанием субдукции со сдвигом или косой субдукцией.

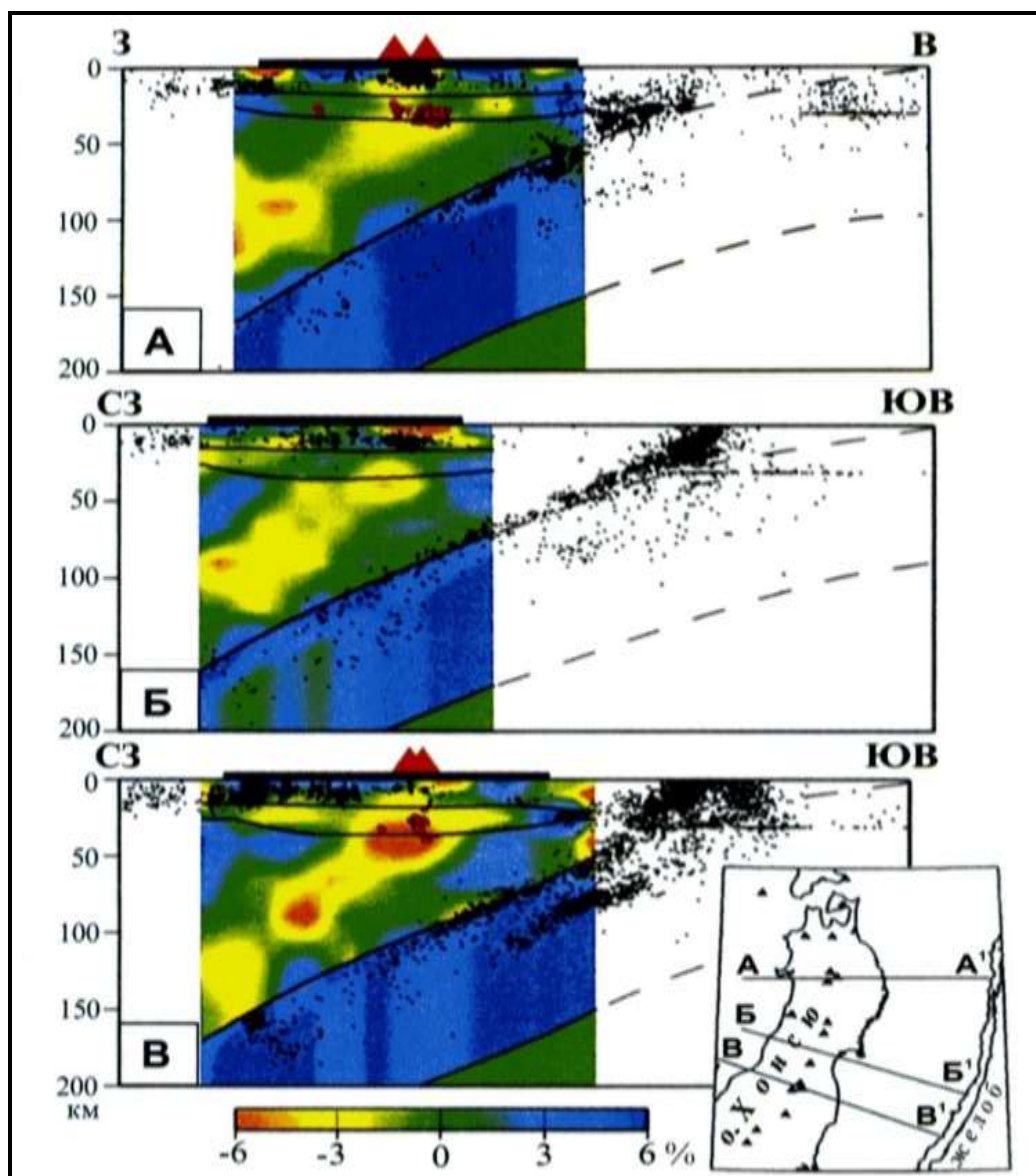


Рис.111. Глубинные корни вулканов Японской островной дуги по данным сейсмической томографии (Дж.Накаджима и др.,2001).Цветом показаны положительные и отрицательные аномалии скорости поперечных волн относительно «нормальных» для соответствующих глубин согласно шкале. Черные точки – сейсмические очаги; треугольники на профилях и на врезке – действующие вулканы.

Области перехода от континента к океану могут включать одну или несколько островных дуг, или не иметь ее вообще. Встречаются островные дуги разной формы. Глубоководный желоб может быть один или состоять из нескольких изогнутых. Основываясь на перечисленных особенностях строения зон перехода, О.К. Леонтьев (1982) предложил схему их эволюции и выделил несколько подтипов, которые отражают разные стадии преобразования островодужных сооружений (незрелых орогенов) в зрелые континентальные орогены (рис. 112).

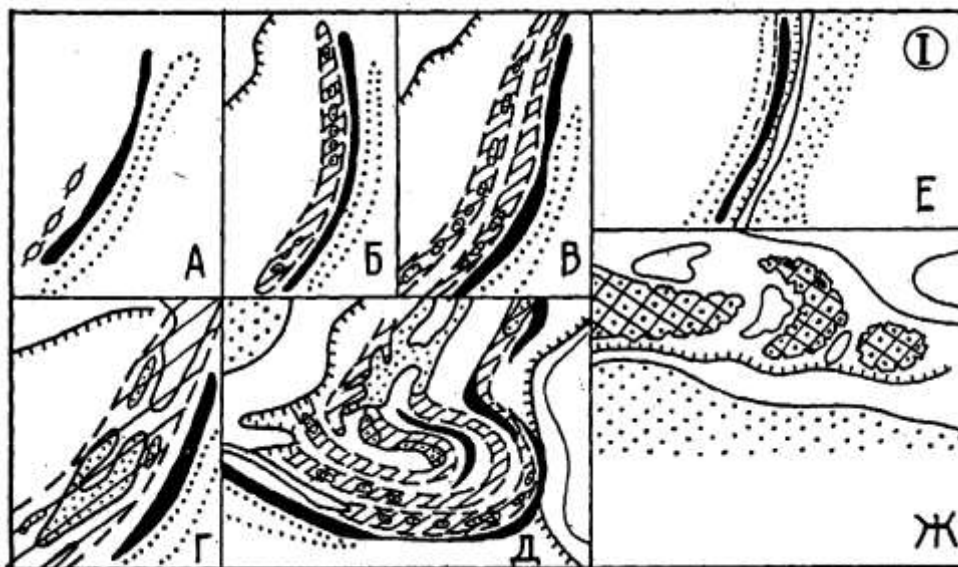


Рис. 112. Эволюция переходных зон по О.К. Леонтьеву (1982). Буквами обозначены: А - Витязевский (имеется только глубоководный желоб); Б - Марианский (желоб и островная дуга); В - Курильский (двойная дуга с островами); Г - Японский (крупные островные и полуостровные массивы); Д - Индонезийский подтип (крупные изогнутые в виде серпа в плане островные массивы); Е - Восточно-Тихоокеанский подтип (глубоководные желоба примыкают к молодым краевым поднятиям на континенте); Ж - Средиземноморский (господствуют материковые структуры, имеются реликты глубоководных желобов и «окна» коры субокеанского типа).

Окраины андского типа отличаются от островодужных отсутствием незрелых горных сооружений – островных дуг. Здесь имеется узкий шельф и глубоководный желоб (вся зона примерно 200 метров). Этот тип перехода еще называют приконтинентальным, так как субдукция осуществляется под континент, где и образуется горное сооружение – Анды (рис.113).

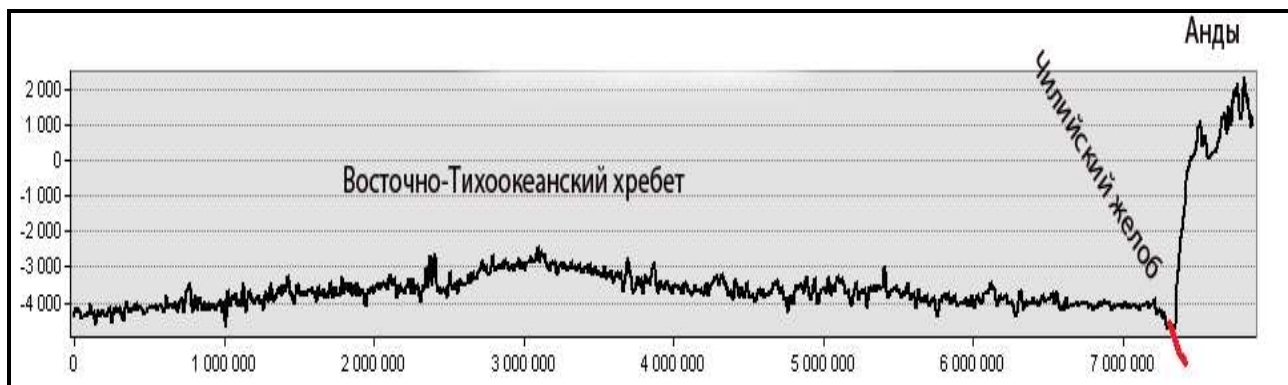


Рис. 113. Андийский тип перехода. Субдукция океанской литосферы осуществляется под континент.

Еще один конвергентный подтип перехода наблюдается на западной подводной окраине Скалистых гор (рис.114).

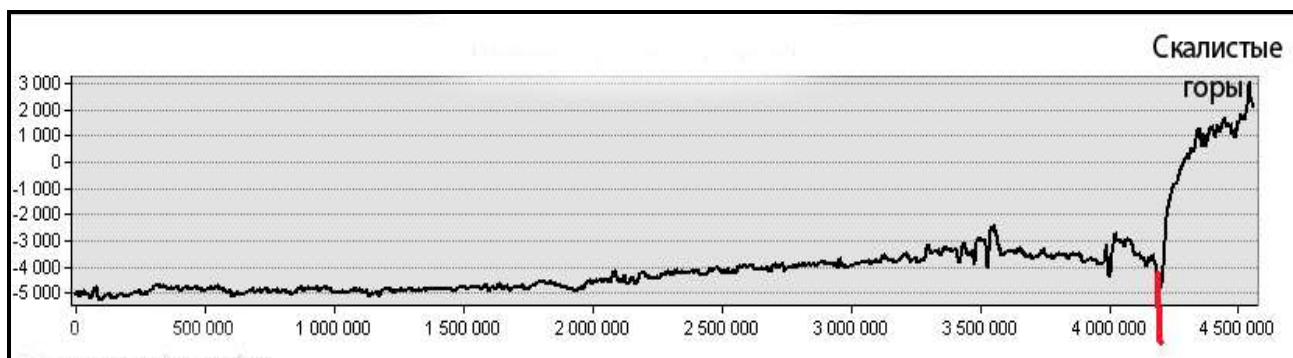


Рис.114. Конвергентный подтип перехода на западной окраине Скалистых гор.

Остродужный межконтинентальный переход, связывающий Южную и Северную Америки, характерен для Карибского региона, где одним из островодужных сооружений является о.Куба (рис.115). Рельеф Кубы сочетает в себе горные области с отметками более 1000 м (1974 м – пик Туркино) и равнинные территории с высотными отметками рельефа 100 м и менее. Куба является частью современной зрелой островной дуги Больших Антил, которая, как считается, испытала коллизию с Северо-Американским континентом в палеоцене - раннем и среднем эоцене. Новейший структурный план Кубинской островной дуги представляет собой сочетание разного ранга поднятий и впадин, осложненных блоковыми дислокациями. С запада на восток выделяются три сегмента: западный, центральный и восточный, отличающиеся структурным рисунком пликативных и дизъюнктивных дислокаций, амплитудами осложняющих крупные поднятия блоков. Сегменты разделяются левосторонними сбросо-сдвигами преимущественно северо-восточного простирания, которые заложились еще до новейшего этапа развития, т.е. до позднего эоцена. Некоторые из новейших локальных поднятий на севере, являются сейсмически активными (рис. 116).

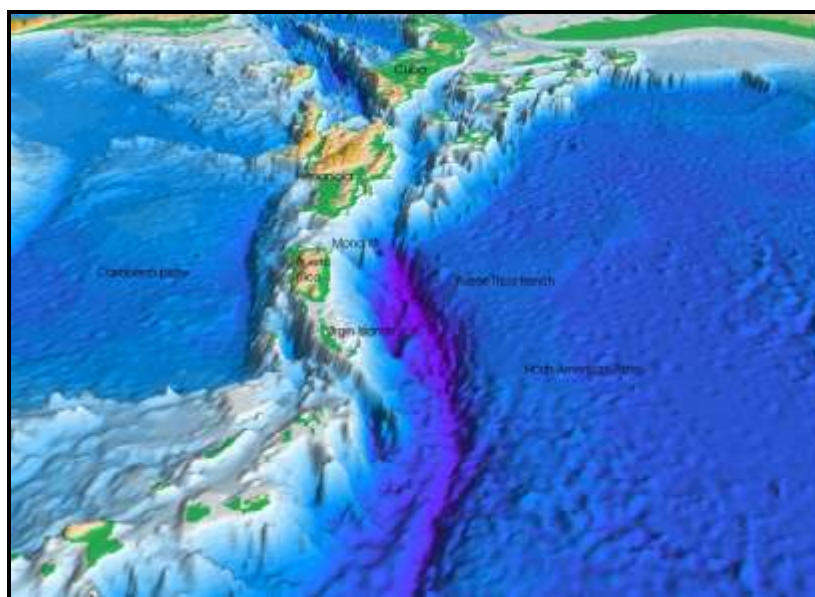


Рис. 115. Островодужный межконтинентальный подтип перехода в Карибском регионе. О. Куба является частью современной зрелой островной дуги Больших Антил.

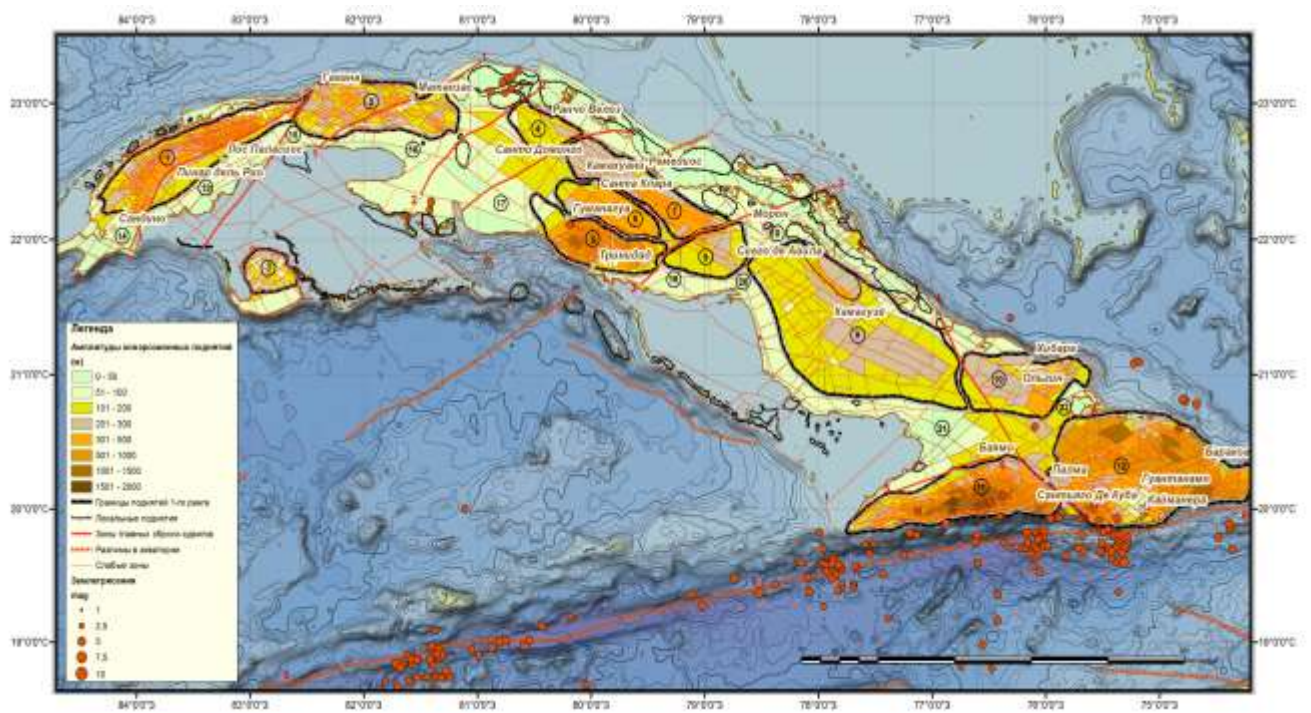


Рис.116. Структурно-геоморфологическая карта о. Куба (Панина,2016). Цифры в кружках – крупные новейшие структуры.

Формы рельефа активных областей перехода являются отражением современных геодинамических процессов, начавшихся еще в олигоцене (начале новейшего этапа развития), когда были заложены основные мегаформы рельефа Земли. Это процессы направлены на преобразование океанской коры в субконтинентальную и затем и в континентальную. В областях пассивных окраин переход форм рельефа с континентальной корой в океанические абиссальные равнины происходит резко, в зонах крупных разломов, приуроченных к глубоким впадинам континентального подножия.

РАЗДЕЛ V. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ МАГМАТИЗМОМ И МЕТАМОРФИЗМОМ

Рельеф, обусловленный проявлением магматизма, как интрузивного, так и эффузивного, формируется в условиях общего поднятия территории и селективной денудации. Выражение в рельефе этих форм зависит от литологии пород и уровня денудационного среза. Магматические породы, слагающие орографические формы рельефа, наиболее устойчивы к процессам денудации и обычно хорошо выражены на поверхности Земли по сравнению с вмещающими породами. Созданные магматическими процессами орографические формы на геоморфологических, структурно-геоморфологических картах, картах неотектоники показываются особым знаком.

Рельеф, созданный интрузивным магматизмом.

В условиях общего поднятия и селективной денудации формы рельефа, сложенные интрузивными комплексами, пассивно отражают конфигурацию древних или молодых интрузивных тел: батолитов, штоков, даек, лакколлитов, лополитов, факолитов, силлов и др. Степень выражения этих тел в рельефе зависит от устойчивости к процессам денудации вмещающих пород. Иными словами, если интрузивные породы более устойчивы по сравнению с вмещающими, они будут ярче выражены в рельефе и образовывать положительные орографические формы. Например, в условиях выхода на поверхность крупных батолитов, сложенных гранитами, внедренных в терригенные породы, в рельефе будет хорошо выраженное поднятие. Особенно это наглядно проявляется в центральной зоне орогенов. Например, на Большом Кавказе, где в его центральной, сводовой, сложенной палеозойскими гранитными интрузивными комплексами зоне, находятся наиболее высокие абсолютные отметки рельефа (рис.117).

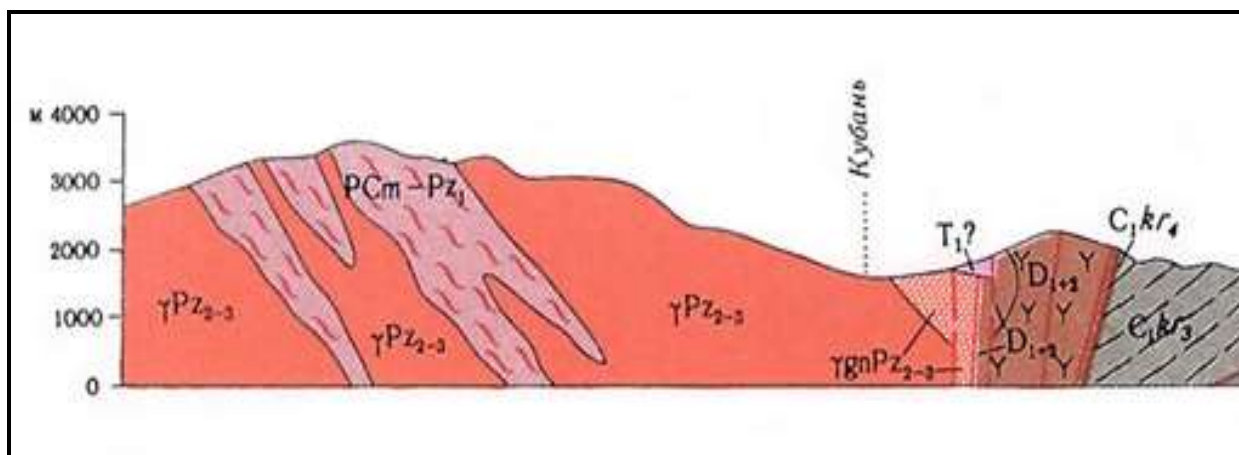


Рис.117. Геологический разрез фрагмента Большого Кавказа. Наиболее высокие отметки рельефа у выходов на поверхность палеозойских гранитов (красный цвет).

Тектонические процессы более поздних этапов развития, а именно, рост горных сооружений, сопровождавшийся общим поднятием, дроблением пород на блоки разрывными нарушениями, трещинами затрагивали и интрузивные комплексы, осложняя форму интрузивного тела, вплоть до образования опущенных блоков в своде.

В областях денудационных платформенных равнин древние интрузивные образования слагают обширные территории, нарушенные системами трещин, сформировавшихся как во время внедрения интрузий, так и в последующие этапы, как, например, в Казахстане (рис.118).



Рис.118. Аэроснимок района Казахстана. Гранитные интрузии, нарушенные системами трещин и разрывов, слагают денудационную равнину.

Секущие тела – дайки, штоки на фоне менее устойчивых пород образуют грядовый рельеф (рис.119). Если вмещающие породы устойчивы к денудации, то дайки могут не так явно выражаться в рельефе, вплоть до создания понижений, как это видно на Кольском полуострове, где вмещающими породами являются гнейсы (рис.120).

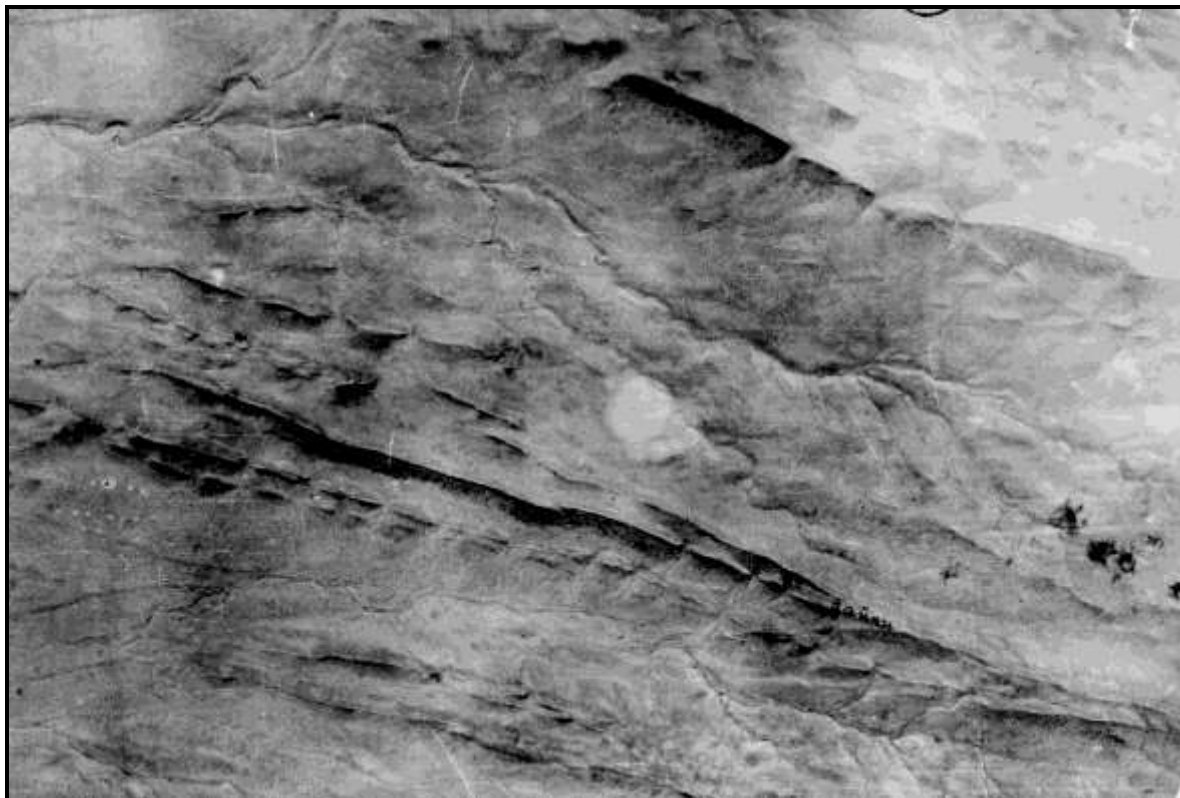


Рис.119. Аэроснимок грядового рельефа, созданного дайками. Вмещающие породы обладают меньшей прочностью и устойчивостью по сравнению с дайковым комплексом.

Согласные тела – силлы, т. е. пластовые тела, в условиях горизонтального залегания формируют столообразные возвышенности, плато, при этом склоны образуют ступени за счет переслаивания пород разной устойчивости к денудации.

Лакколиты и лополиты, факолиты, интрузивные купола относятся к приповерхностным малоглубинным интрузивным образованиям. В рельефе они образуют возвышенности изометричной формы высотой сотни метров до 994 м (г. Змейка). Это возвышенности или как их называют горы Машук, Бештау, Змейка и др., расположены на северном склоне Большого Кавказа (Минераловодском выступе) и приурочены к зонам разломов фундамента. Эти интрузивные массивы обладают формой магматических диапиров и прорывают отложения нижнего и частично верхнего мела, палеоцен-эоцена и, возможно, даже чокракские слои. Верхние, апикальные части некоторых магматических диапиров куполообразно приподнимают породы кровли, что и дало повод считать их лакколитами, но бурение показало, что в большинстве случаев они имеют форму «редьки хвостом вниз» и

пересекают слоистые толщи Минераловодского поднятия, залегающие почти горизонтально. Знаменитые массивы Бештау, Железная, Змейка, Машук, Кинжал, Лысая, Верблюд и другие сейчас обнажены, так как эрозия уничтожила их кровлю, мощностью в 1-2 км. Некоторые магматические диапиры характеризуются сложной, полифазной историей, например, Бештау и Змейка, формировавшихся в течение нескольких фаз. Породы диапиров можно в целом отнести к гранит-порфирам, граносиенит-порфирам, т.е. полностью раскристаллизованным разновидностям, хотя своей порфировой структурой они похожи на вулканические породы. По своему строению они напоминают субвулканические тела, но на поверхность магма не выходила. Кислый состав магматических пород позволяет предполагать образование первичного магматического очага где-то в низах верхней коры, т.е. на глубинах 20-25 км.

Гора Змейка высотой 994 м сложена в верхней части бештаунитами (аналог трахита), в нижней – глинистыми сланцами палеогена - неогена, местами перекрытыми неогеновыми вулканическими породами — туфами и туфолавами. Гора и ее склоны нарушены карьером, в котором в 30—80-е годы XX века добывался для строительных целей бештаунит (рис. (рис.121).



Рис.120. Дайка (черный цвет) в гнейсах архей-протерозойского возраста (Кольский полуостров, фото В.А. Зайцева).



Рис.121. Гора Змейка - один из интрузивов в районе окрестностей Минеральные Воды. Высота 994 м. Пояснения в тексте.

Еще одним примером выражения в рельефе интрузивных комплексов является Бушвельдский лополит (Южная Африка, северная часть Каапвальского кратона), сложенный магматическими интрузивными породами, состав которых меняется от ультраосновного до кислого. К массиву приурочены месторождения руд металлов платиновой группы (до 90% известных мировых запасов) и хрома. В рельефе это поднятие блюдцеобразной формы с диаметром 430×260 км, общей площадью примерно 6000 км², мощностью пород около 9 км (рис.122).

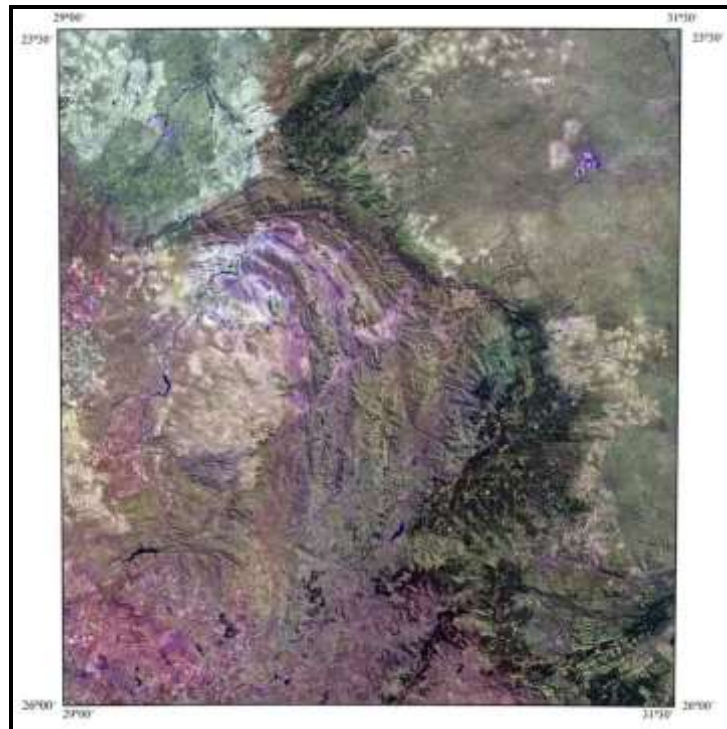


Рис.122. Космический синтезированный снимок восточного сегмента Бушвельдского лополита (<https://innoter.com/articles/distantionnoe-zondirovanie-dlya-razvedki-novykh-mestorozhdeniy-tsvetnykh-metallov/>)

Рельеф, созданный вулканизмом.

Вулканический рельеф пользуется широким распространением на Земле. Наиболее ярко он развит в океанических областях. Практически все дно океанов – вулканические формы рельефа, о которых написано выше (раздел 3). Это и срединно-океанские хребты, плато, валы, гайоты, вулканы абиссальных равнин и др. Широко развит современный вулканизм в областях перехода от континентов к океанам, где находятся островодужные сооружения; в горных сооружениях на континенте; на окраинах континентов; в областях платформенных равнин (например, в Нигерии-Камеруна). Важной чертой является современная активность вулканов.

Формы вулканогенного рельефа прежде всего зависят от типа вулканических извержений, которые бывают эффузивные, эксплозивные и экструзивные. В зависимости от состава лавы и продуктов извержения выделяют *гавайский* (жидкая базальтовая лава, образующая рельеф наслаивающихся друг на друга лавовых покровов, потоков или рельеф щитовых вулканов); трещинный (излияние из протяженных трещин); стромболианский (формирует лавовые потоки и шлаковые конусы); вульканский (образует в рельефе туфовые, пепловые и глыбовые конусы); пелейский (взрывной тип, сопровождающийся выбросами газовой-пепловых лавин); плиннианский (мощный вульканский взрывной тип, приводящий к образованию кальдеры); газовый (магма практически отсутствует и присутствуют лишь обломки пород, образуются воронки диаметром в десятки и сотни м, заполненные после взрыва водой). Кроме того, существует рельеф, созданный поствулканическими процессами.

Вулканический рельеф океанов и областей перехода от суши к океану.

Вулканические постройки, развитые во впадинах мирового океана пользуются широким развитием прежде всего в рифтогенных структурах – срединно-океанических хребтах, где вулканы приурочены к центральной осевой части срединного хребта. Особенно это хорошо видно в Срединно-Атлантического хребте, осложненного в центральной части рифтовой долиной. Здесь помимо осевой части хребта, постройки маркируют и участки трансформных разломов. Изолированными вулканами перекрыты и абиссальные равнины Тихого океана, формируя холмистый рельеф (см выше рис. 95). Высота построек 250-600 до 1000 м. Вулканическими постройками – вулканами с плоской срезанной вершиной называются гайотами. Преодолев уровень океана они образуют острова с плоской срезанной абразией вершиной (гайоты), а также архипелаги островов (Гавайские, Липарские острова, Килауэа, Мауна-Лоа и др.).

Рельеф гавайского типа извержений, представляющий собой лавовую постройку щитового типа, можно наблюдать на одном из Гавайских островов в северной части Тихого

океана. Здесь расположен вулкан Мауна-Лоа («длинная гора»). Эта цепь островов с действующими вулканами, куда входят и другие вулканы – Мауна-Кеа, Килауа, образовались в результате последовательного «прожигания» Тихоокеанской плиты, которая движется в северо-западном - юго-восточном направлении над горячей точкой или плюмом. Мауна-Лоа – самый активный и высокий (надводная часть достигает 4169 м) вулкан на острове Гавайи. Вулкан с практически симметричными склонами крутизной до 12°, сложенный потоками базальтовой лавы, возраст которой оценивается 0,6 – 1 млн. лет. На вершине лавового щита находится кальдера обрушения площадью 6,2 × 2,5 км и глубиной до 180 м. Склоны вулкана нарушены трещинами, которые являются проводниками лавы. Последний раз огромные потоки базальтовой лавы изливались из трещин в кальдере 29 ноября 2022 г. (рис.123).



Рис.123. Щитовой вулкан Мауна-Лоа (<https://geonovosti.terratech.ru/nature/shiveluch-i-mauna-loa/#article3>). Пояснения в тексте.

Рельеф трещинного типа извержений также создан излившимися потоками жидких базальтовых лав из трещин и похож на описанный выше щитовой тип. Примером является район Исландии, где самое крупное излияние из трещины Лаки длиной около 25 км произошло в 1783 г., когда огромная площадь (около 600 квадратных км) покрылась

базальтами. В конце извержения образовались шлаковые конусы (более 100) высотой в первые десятки метров. В рельефе сохранились лавовые купола – возвышенности, разбитые системами трещин (рис.124). Исландия находится на продолжении Срединно-Атлантического хребта и вулканизм здесь генетически связан здесь с океаническим рифтогенным типом.



Рис.124. Лавовый купол вулкана, разбитый трещинами в Исландии (фото Т.М. Геннер). Лавы основного состава.

Архипелаг Липарских островов (в древности их называли Эолийские) находится в Тирренском море, к северу от Сицилии. Острова образуют в плане выпуклую в северо-восточном направлении форму, являясь островной вулканической дугой протяженностью более 140 м. Самый большой остров Липари. Вулканическая деятельность, начавшаяся здесь примерно 260 тыс. лет (?) назад, продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют извержения на острове Вулькано (рис.124 - 127) и Стромболи, а также фумаролы и термальные источники. Основные породы, слагающие острова – базальтовые лавы, туфы, пепел, слагающий конусы (вулканский тип извержения).



Рис. 124. Остров Вулькано – действующий вулкан. Вид с моря. В плане остров имеет слегка вытянутую форму. В центральной части наблюдается понижение - кратер действующего вулкана.



Рис. 125. Рельеф и строение о. Вулькано (деталь). Видно горизонтальное залегание вулканических пород.



Рис.126. Рельеф острова (деталь). Остров сложен хаотично залегающими вулканическими породами. Поверхность склона бронируют наклонно залегающие эффузивы.



Рис. 127. Останец из архипелага Липарских островов. Хорошо видны трещины, разбивающие лавы на блоки. Лавы разных фаз извержений. Внизу лавы черного цвета, их покрывают розовые лавы.

Извержения *плинианского типа* создают в рельефе более сложные постройки – *стратовулканы*. Классическим примером является вулкан Везувий на юге Италии, находящийся примерно в 15 км от Неаполя, на берегу Неаполитанского залива. Высота стратовулкана 1281 м. Здесь было несколько извержений, а самое катастрофическое, уничтожившее г. Помпеи, Геркуланум и другие города в окрестностях, случилось в 79 г. н.э. Началось извержение с пемзовых обломков, сформировавших первоначальный конус вулкана с кратером, затем в результате обрушения сформировалась кальдера, внутри которой вновь образовался конус, но и он разрушился после извержения 24-25 августа, в результате чего образовалась новая кальдера (Монте-Сомма). Далее в южной части кальдеры сформировался новый конус, т.е. современный вулкан Везувий (А. Ритман; Н.В. Короновский, 2002). Вулкан имеет три вложенных конуса, самый древний из которых находится снаружи и сохранился только на северном и восточном склонах. Этот дугообразный вал носит название Монте-Сомма (высота до 1138 м). Второй конус, собственно современный Везувий, находится внутри Соммы. На вершине расположен кратер, на дне которого иногда появляется третий временный конус, который пропадает после сильных извержений (например, в 1906 году) (рис.128). Последнее историческое извержение вулкана Везувий произошло в 1944 году. Сейчас на Везувии наблюдается слабая фумарольная активность. На рис. 129 показана реконструкция истории формирования вулкана.



Рис. 128. Современный вид вулкана Везувий на аэроснимке. Пояснения в тексте.

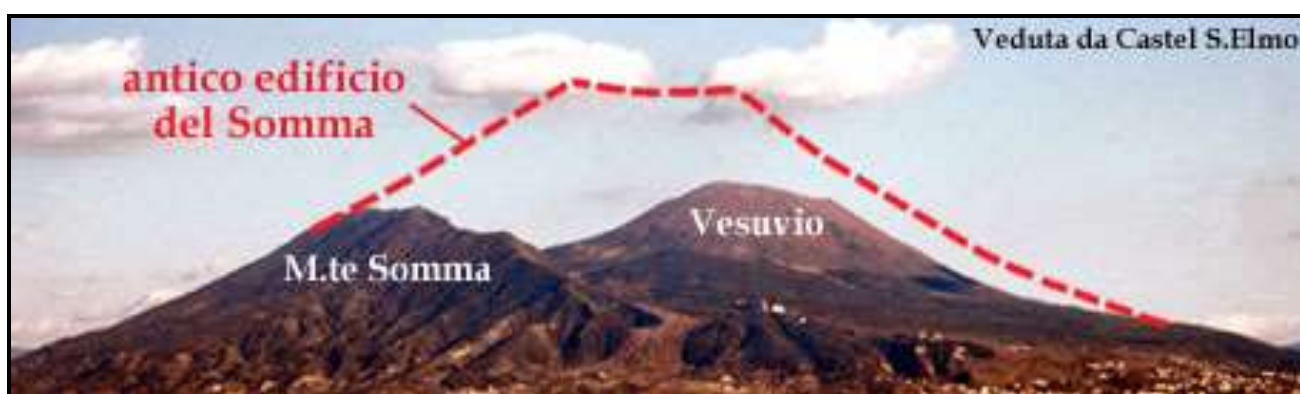


Рис.129. Реконструкция первоначального профиля древнего вулкана Somma.

В стенках кратера вулкана наблюдаются толщи вулканогенно-обломочного материала (туфы, лапилли, пепел и др.), местами с прослоями лав (рис. 130,131)



Рис. 130. Кратер вулкана. Хорошо видна слоистость вулканических пород: пирокластических обломочных и лав, перекрытых осыпями.



Рис.131. Стенка кратера вулкана Везувий. Переслаивание пирокластического материала (грязно-розовый цвет) с лавами (светло розовый, местами серый цвет).

К вулканогенному рельефу, образованному в результате эксплозивного (взрывного) плиннианского типа извержения относится рельеф острова Санторин. Санторин - это общее название для группы Греческих островов в Эгейском море в Кикладской островной дуге, которую считают зоной субдукции Африканской и Евразийской плит. Кальдера Санторин – впадина овальной формы с крутыми склонами диаметром 14 км, которая образовалась в 1547 г. до н.э. в результате эксплозивных пемзовых извержений древнего вулкана Стронгили и обрушения его стенок или отседания материала по кольцевым трещинам (Короновский, 2002). В дальнейшем внутри кальдеры выросли еще два новых вулкана. Последнее извержение одного из них было в 1957 году. Сейчас эта кальдера заполнена морской водой, а глубина моря внутри кальдеры достигает несколько сотен метров. В ее центральной части находится активный вулкан Неокамени (рис.132).



Рис. 132. Кальдера с вулканом Неокамени в центральной части (о.Санторин).

Крутые склоны кальдеры сложены переслаивающимися пемзой, туфами, лавами разного простирания (рис.132).



Рис.132. Стенка одного из склонов кальдеры, сложенная толщей переслаивания пемзы, туфов, лав. Толщи пород залегают по-разному: наклонно, горизонтально.

Современный вулканический рельеф Неокамени в центральной части кальдеры Санторин представляет собой серию побочных вулканов с кратерами (рис.133). На активизацию указывают дымящиеся fumaroles.



Рис.133. Современный вулканический рельеф центральной части кальдеры Санторин. На переднем плане один из кратеров вулкана.

В областях перехода от суши к океану в *островодужных горных сооружениях* широким развитием пользуются вулканы, приуроченные, как правило, к зонам трещиноватости и разломам, или к узлам их пересечения. Например, в области Курильского орогена вулканы маркируют центральные части субмеридиональных хребтов с абсолютными отметками 2,5- 4,7 км (см. выше рис. 108). С впадиной Тихого океана граничит вулканический рельеф сопок, возвышающихся на 3,5 - 4,7 км над уровнем моря (Ключевская и др.). Всего насчитывается 28 действующих вулканов, часто, эксплозивного типа. Это простые или моногенные постройки, выраженные в рельефе вулканическими конусами, сформировавшиеся за одно или несколько чередующихся эксплозивных и эффузивных извержений. В центральной части вулкана обычно находится кратер, из которого происходят выбросы пирокластического материала, на склонах с углом наклона примерно 30° широко развиты шлаковые конусы высотой до 500 м. Конусы, как правило, приурочены к трещинам и покрыты эрозионными бороздами – барранкосами (рис.134,135). Похожий рельеф и строение имеют и другие вулканы: вулкан Горелый (рис.136), Вилючинский и др. (рис.137).

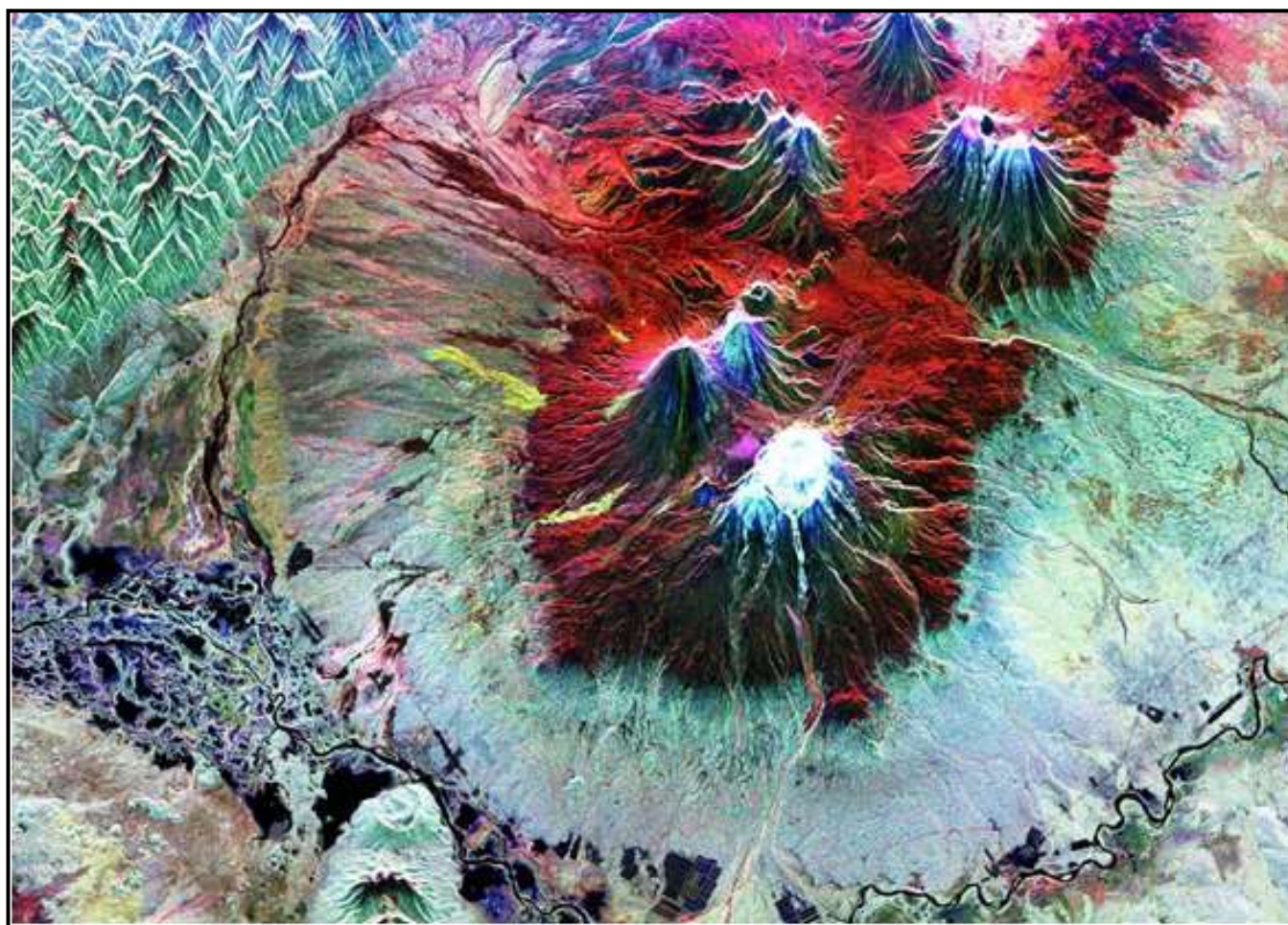


Рис.134. Цифровая модель рельефа Ключевской группы вулканов. Камчатка. Хорошо видны конусовидные вулканические аппараты и барранкосы – эрозионные борозды на склонах вулкана.



Рис.135. Вулкан Ключевской (фото Озерова, Камчатка). Хорошо видны коническая форма вулкана эксплозивного типа и побочные вулканические шлаковые конусы.



Рис. 136. Кальдера вулкана Горелый (фото К.В. Фадеевой).



Рис. 137. Вид на вулкан Вилучинский с Мутновской ГеоЭС (Камчатка). Вулканы выражены в рельефе конусообразными постройками (фото К.В. Фадеевой).

Вулканический рельеф континентальных поднятий

В этих областях вулканогенный рельеф развит, главным образом, в горных сооружениях и на континентальных окраинах. К окраинно – континентальному типу скопления вулканов относится линейный Трансмексиканский пояс субширотного простирания, который, возможно, является продолжением разлома Клариян в Атлантическом океане (Костенко,1999). Подобная ситуация прослеживается и в Исландии, где Срединно-Атлантический хребет находит свое продолжение на суше и в рельефе образуются вулканы трещинного типа (рис.124 см. выше).

Вулканогенный рельеф свойственен и рифтовым структурам на суше. Например, Восточно-Африканская рифтовая структура, формированию которой сопровождалось базальтовыми излияниями плиоценового возраста, образующими так называемую «черепашьих» поднятия (Костенко,1999). Они рассмотрены выше в главе рифтогенные горные сооружения суши (рис.65, 66).

Вулканогенный рельеф образуют вулканы субширотного Евразийского горного пояса, выделенного и описанного Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским (1973), формировавшегося в плиоцен-четвертичное время. Подобный рельеф наблюдается в Аппенинах, Альпах, Большом и Малом Кавказе (см. выше рис. 41). Извержения известны во многих горных сооружениях, где образует в рельефе как отдельные вулканические горы (Эльбрус, например), так и целые вулканические провинции (Этна, Сицилия).

К наиболее крупным и высоким (более 5 км) относятся вулканы Эльбрус, Казбек, эффузивная деятельность которых приходится на плиоцен-антропоген. Вулкан Эльбрус – высочайшая вершина Европы. Подошва вулкана находится на высотах около 3 км, В западной части Эльбрус возвышается на 5642 м над уровнем моря, в восточной – на 21 м ниже. Две его вершины с кратерами разделены седловиной высотой 5300 м (рис.138). Расстояние между вершинами 1,5 км. Восточный, хорошо сохранившийся кратер, имеет диаметр 300 метров, глубину 80 метров. У западного кратера склон крутой (до 50°) диаметр 600 м, глубина 300 м. От главного конуса в долины рек Малки, Баксана и притоков Кубани спускались лавовые потоки, выполнявшие ледниковые трогги среднего и позднего плейстоцена. Эльбрус – это полигенный стратовулкан, сформированный за 4 или 5 фаз вулканической активности, начиная с позднего плиоцена. Ранние извержения вулкана произошли в позднем плиоцене (2.0-2.8 млн. лет назад) и к ней приурочены мощные извержения игнибритов. Самая мощная вспышка вулканизма отвечает верхнему плейстоцену и закончилась в позднем голоцене. Последнее извержение Эльбруса было 2500 лет назад.

Вулканические породы Эльбруса представлены рядом разновидностей от риолитов, гранитов, гранит-порфиров к дацитам, редко андезито-дацитам и только в отдельных местах, встречаются андезито-базальты. Вершины и склоны вулкана покрыты ледниками, которые спускаются по радиусам к подножию вулкана. Ледники перекрывают вулканогенные образования – лавы, лавобрекчии, туфы, вулканические бомбы и др. Вершины и склоны вулкана покрыты ледниками, которые спускаются по радиусам к подножию вулкана. Ледники перекрывают вулканогенные образования – лавы, лавобрекчии, туфы, вулканические бомбы и др. (рис.139). Породы разбиты трещинами (рис.140). Склоны нарушены эрозионными бороздами – барранкосами

Как показали структурно-геоморфологические исследования, крупные вулканы Большого Кавказа приурочены к субмеридиональным зонам разломов - областям растяжения, куда и внедрялось магма в новейший этап развития Кавказа.

Вулканический рельеф провинции Этна на острове Сицилия создан в результате многочисленных извержений (за последние 3500 лет произошло более 200 извержений). Считается, что первое, исторически доказанное извержение Этны, произошло в 1226 году до нашей эры. Катастрофическое извержение, которое практически разрушило город Катанию, было и в 122 году. Разрушительное извержение также зафиксировали в 1169 году. Позднее сильное извержение произошло в 1669 г., лава которого достигла берегов Ионического моря и уничтожившее более десятка населённых пунктов. После этой катастрофы извержения случались регулярно, но не носили катастрофический характер. Они зафиксированы в 1928, в 1991–1993 гг., в 2002 – ноябрь 2003 гг.



Рис. 138. Рельеф Эльбруса и его окрестностей. Видны два кратера и склоны Эльбруса, перекрытые ледниками (фото М.С.Мышенковой). На переднем плане обломки вулканических пород.



Рис.139. Склон Эльбруса, сложенный вулканогенными породами, создающими холмистый рельеф.



Рис. 140. Склон вулкана Эльбрус. Видны лавы (грязно розовый цвет), нарушенные трещинами. На переднем плане – осыпи, сложенные обломками пирокластических пород.

Вулкан Этна относится к стратовулканам, сложным полигенным постройкам, образование которых происходило в результате чередования эффузивных фаз, во время которых происходило излияние лав и эксплозивных извержений, во время которых выбрасывалась тефра. В течение длительного времени существования вулкана высота его менялась от 3452 (1865г.) до 3387 м после извержений 2021 г. В геоморфологическом смысле вулкан Этна – это гора конической формы, вершина которой осложнена тремя жерлами – кратерами. На склонах насчитывается около 400 кратеров боковых кратеров паразитических вулканов. Их размеры достигают нескольких сотен метров. Самый большой из них, Монтаньола, находится на южном склоне Этны на высоте 2500 м (рис.141,142).

Чередования фаз вулканических извержений приводит к образованию горизонтально залегающих эффузивных комплексов, которыми сложен рельеф в районе так называемых трапповых полей Тунгуски (Сибирская платформа), в Южной Америке и др. Часто они раздроблены разрывами и трещинами. По возрасту выделяют вулканические образования древние – мезозойские, как например, триас-юрские покровы базальтов Сибирской платформы, юрско-нижнемеловые в Колумбии и Бразилии, верхнемеловые-палеогеновые в Индии и Канаде. Эти древние площадные эффузивы - лавовые потоки образуют в рельефе плато и возвышенности площадью сотни квадратных км, а мощность покровов достигает 1,5 км и более. Примером рельефа трапповых провинций является плато Путоран в Восточной Сибири (рис.143).

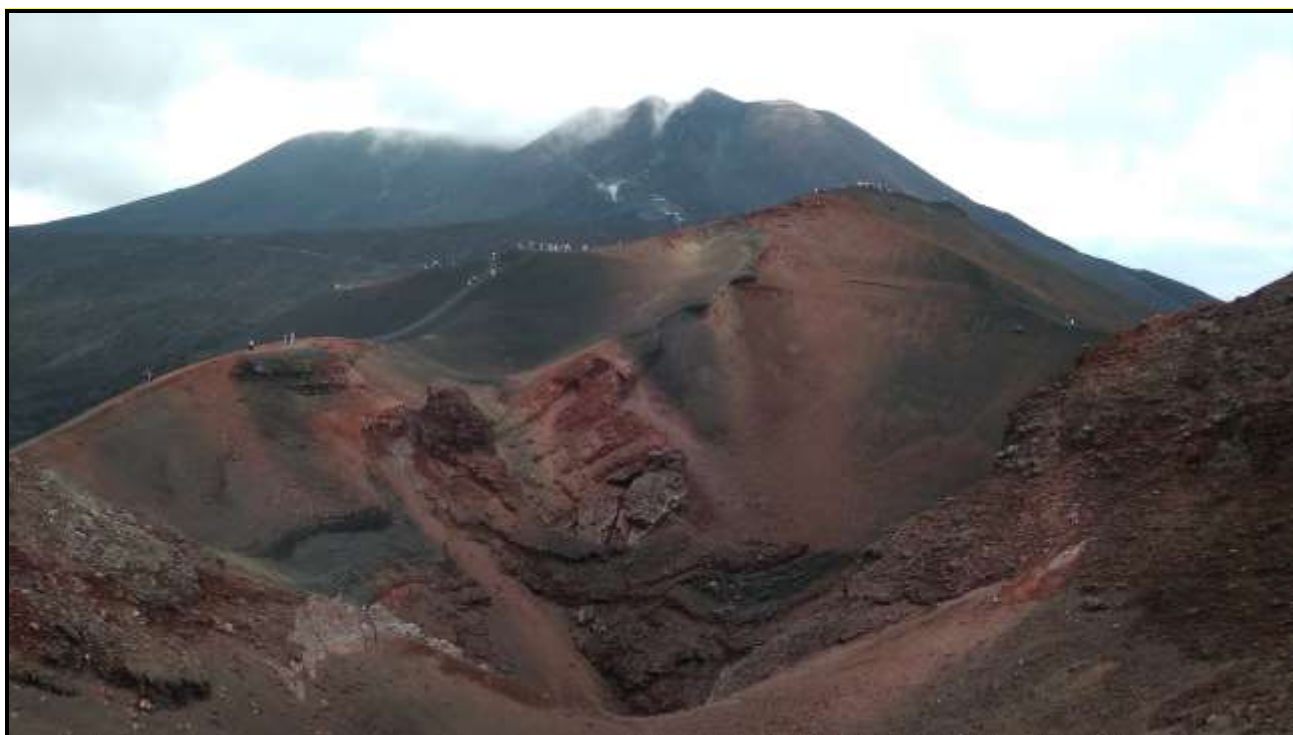


Рис.141. Рельеф вулканической провинции Этны. На дальнем плане вулкан Этна, на переднем – кратер одного из вулканов.



Рис.142. Серия боковых или побочных вулканов провинции Этна.



Рис. 143. Рельеф плато Пutorан. На фото на дальнем плане видны возвышенности - плато, на переднем – чередование горизонтально залегающих эффузивных пород – базальтов и более рыхлых разностей, создающих ступенчатое строение склонов. Породы разбиты трещинами. (https://avatars.dzeninfra.ru/get-zen_doc/1244179/pub_5c5fcf1b14574e00b1301599_5c6056b45aa05c00ad8c8735/scale_1200).

Реликтовый вулканический рельеф

К числу извержений газового типа относятся *маары*, которые образуются в результате вулканического взрыва. Причиной подобного извержения является нагревание вплоть до парообразного состояния воды за счет соприкосновения с горячей магмой и выброс пара на поверхность. При взрыве происходит разрушение окружающих пород. В результате в рельефе образуются воронки – или плоскодонные кратеры взрыва без конуса, окруженные невысоким валом из рыхлых продуктов извержения, диаметром в десятки и сотни метров. Эти отрицательные формы рельефа впоследствии заполняются водой и образуются озера округлых очертаний глубиной до -400 м, расположенные по окружности по отношению к трубке взрыва. Ширина их достигает 3,5 км. Маары широко развиты в Германии (рис. 144). Известны они и на полуострове Камчатка.

В случае, если верхняя часть кратера срезана денудацией в рельефе сохраняется трубка взрыва. Трубки взрыва, содержащие алмазы называются кимберлитами. Обычно они приурочены к кристаллическим массивам и развиты на древних платформах, например, Канадском щите. Наиболее благоприятными условиями для нахождения кимберлитовых трубок взрыва являются дайковые комплексы, которые приурочены к зонам трещиноватости

или разрывам, выраженным в рельефе линеаментами определенного простирания, как это в районе Вава (Онтарио, Канада).



Рис. 144. *Маары в Германии (Эйфель). Фото: dpa /Franz-Peter Tschauner - Dauner Maare.*

Поствулканические процессы, точнее горячие источники или термы вулканических областей, которые воздействуют на окружающие породы, изменяют их до состояния глин, превращая в кипящую грязь. В результате создается рельеф грязевых вулканов (Тамань) или грязевых котлов (Камчатка). Грязевые вулканы в районе Таманского полуострова в рельефе выражены сопками или возвышенностями с амплитудами 100-160 м (вблизи станицы Тамань; города Темрюк; станица Ахтанизовская и др.). Один из них вулкан Миска имеет кратер более 500 м в диаметре и глубину 13 м. В центре кратера находится озеро (рис.145,146,147).

Своеобразный рельеф формируют гейзеры- горячие источники, которые периодически выбрасывают кипящую воду на расстояния десятки метров. Гейзеры связаны с активными вулканическими провинциями Исландии, Камчатки, Индонезии, Северной Америки, Японии и др. В результате деятельности гейзеров образуется своеобразный рельеф, который можно наблюдать в Йеллоустонском парке США. В одном случае – это пологая возвышенность, осложненная кратером в центральной части, из которого пробивается поток термальной кипящей воды. Особенно ярко это видно зимой (рис.148). В другом случае на снимке в центральной части – озеро, образовавшееся в результате деятельности гейзера, на дальнем запечатлен момент функционирования гейзера (рис.149).



Рис. 145. Грязевой вулкан Миска (окрестности г. Темрюк). Сложен глинами, образующей на склонах характерную корочку растрескивания. В центральной части кратер, заполненный водой – озеро. (<https://k-krai.ru/kurort/taman/information/stati/gryazevye-vulkany-tamani/>).



Рис.146. Грязевой вулкан Миска (окрестности г. Темрюк). Из стенки вулкана пробивается грязевой поток (на переднем плане). (<https://k-krai.ru/kurort/taman/information/stati/gryazevye-vulkany-tamani/>).



Рис. 147. Грязевой вулкан Шапурска (или г. Майская, Тамань) (фото Е.А. Мануиловой). На переднем плане хорошо виден кратер округлой формы, на дальнем рельеф сопок, образованных грязевыми вулканами.



Рис. 148. Рельеф, созданный поствулканическими процессами (Йеллоустонский парк, США). Выход термальных вод из гейзера (из книги *Roadside Geology of Yellowstone Country*, William J. Fritz, Robert C. Thomas, 2011).



Рис. 149. Поствулканический рельеф в Йеллоустонском парке (США). В центральной части озеро, на дальнем плане функционирует гейзер (из книги *Roadside Geology of Yellowstone Country*, William J.Fritz, Robert C. Thomas, 2011).

Вулканогенные формы рельефа более низкого ранга

Мелкие формы рельефа, осложняющие вулканы – столбчатые отдельности или столбы, разделенные трещинами, а в поперечном сечении – шести-, пяти- и четырехгранники отдельности, формируются во время застывания лавы, оставляя причудливых очертаний поверхности (рис. 150-152).



Рис.150. Рельеф лавового потока, слагающего склон каньона (о. Сицилия). На снимке хорошо видна столбчатая отдельность, образованная в результате остывания лав. На переднем плане – многогранники, на дальнем слева – вертикальные столбы.



Рис. 151. Склоны каньона, сложенные лавой (о.Сицилия). На крутых склонах каньона видны отдельности лав причудливой формы.



Рис.152. Столбчатая отдельность на склоне вулкана Горелый на Камчатке. (фото К.В. Фадеевой).

Рельеф, созданный метаморфизмом

Обычно такие твердые, устойчивый к процессам денудации комплексы создают куполовидные формы в области щитов, как например, на Кольском полуострове, где на поверхности сохранились архейско-протерозойские комплексы (рис.153-155).

Подобные структуры образуются на высоких стадиях метаморфизма в результате процессов гранитизации и диапиризма магматических пород в областях древних докембрийских платформ и хорошо выражены в рельефе. Основными параметрами формирования рельефа в районах развития метаморфических пород (гнейсов) является

литологический состав, уровень денудационного среза и общее поднятие территории. Такой рельеф развит на щитах в районах древних платформенных равнин (Балтийском, Канадском, Австралийском).

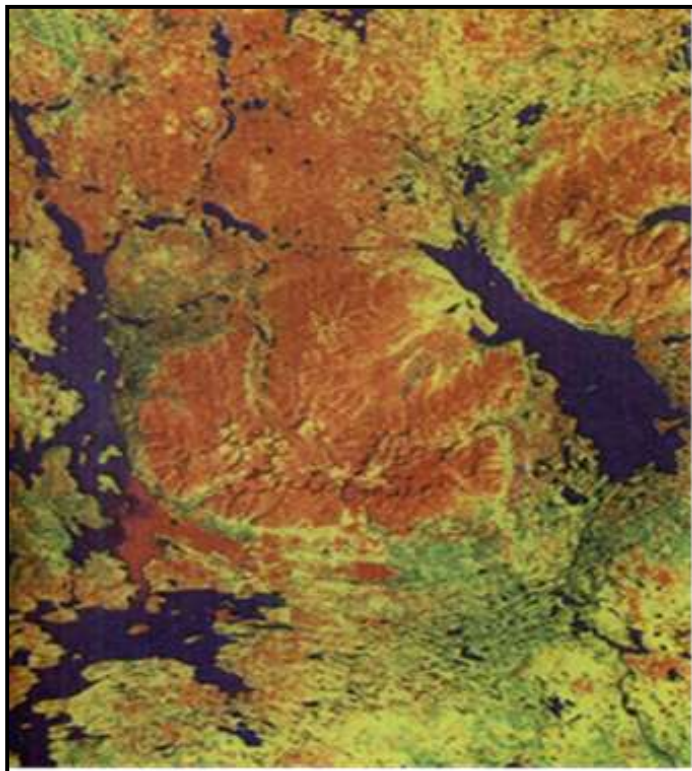


Рис. 153. Телевизионный (сканерный), спектрзональный снимок района озёр Имандра и Умбозеро (Кольский п-ов, спутник Landsat, система MSS). Красный цвет – гранито-гнейсовые купола.



Рис.154. Структурно обусловленный рельеф Кольского полуострова. Ярko выражена в рельефе куполовидная возвышенность (слева), плоскодонная широкая долина и русло реки. Возвышенность сложена гранито-гнейсовыми породами, нарушенными трещинами и разрывами (фото В.А. Зайцева).



Рис. 155. Живописный рельеф Кольского полуострова. Видна широкая троговая долина, ее окружают возвышенности, сложенные гранитами и гнейсами – устойчивыми к денудации породами. Породы нарушены трещинами и разрывами (фото В.А. Зайцева).

Рельеф, обусловленный магматизмом и метаморфизмом, на топографических картах, аэро- и космоснимках

Для изометричных, кольцевых очертаний форм рельефа, обусловленных интрузивным и эффузивным магматизмом, метаморфизмом (гранито-гнейсовые купола), а также других амагматичных образований, близкой к концентрической конфигурации, на топографических картах, аэро- и космических снимках принят термин *кольцевые структуры*. Главными признаками выделения кольцевых структур являются огибание их границ речными долинами и расходящийся от центра по радиусам рисунок гидросети в случае положительных структур поднятий и сходящийся к центру – в случае впадин. На фотоматериалах и топографических картах не всегда можно определить к какой группе кольцевых структур – магматогенного, метаморфогенного или амагматического происхождения относится то или иное кольцевое образование. Для этого нужны данные о геологическом строении района. Описанные выше формы рельефа магматического происхождения (интрузивные и эффузивные), как правило, хорошо выражены в рельефе и читаются на топографических картах, аэро- и космических снимках в виде *кольцевых структур* и классифицируются как *магматогенные*. Размеры их могут колебаться от нескольких метров до 300-500 м в диаметре (плутоническая кольцевая структура Кондер, Россия, Хабаровский край), Бушвельдский лополит диаметром 430×260 км (рис.122), интрузии сиенитов (Лавоозеро) и др. Вулканогенные кольцевые структуры

выражены в рельефе и соответственно на топо- аэро- и космоматериалах круглыми кальдерами и вулканическими аппаратами центрального типа. Примеры их приведены выше.

Кольцевые структуры, характерные для метаморфогенного рельефа (гранито-гнейсовые купола), на топографических картах, аэро- и космических снимках читаются по рисунку гидросети (обрамлению основания поднятий, расходящихся по радиусу речных долин и их притоков). Особенно хорошо они выражены на синтезированных (в условных цветах) космических снимках и радарных изображениях (рис.153).

К *амагматическим кольцевым структурам* относятся «астроблемы» или «звездные рамы» (по Р.С. Дицу,1968), как например, хорошо сохранившийся в рельефе Аризонский метеоритный кратер, диаметр которого составляет 1 219 м, глубина — 229 м, а край поднимается над равниной на 46 м. Образование его связывают с ударом огромного, весом около 300 тыс. тонн железного метеорита. Доказательством импактного происхождения этого кратера является находки осколков метеоритного никелистого железа и характерных пород ударных кратеров – импактитов. Возраст его определяют, как 50 000 лет, а может быть и более.

Кольцевые структуры, выраженные в рельефе поднятиями, характерны и для контуров месторождений нефти и газа (Бухарское месторождение, Татарский свод), соляных куполов (Прикаспийская впадина, Мексиканский залив). Часто в рельефе овальную, концентрическую конфигурацию приобретают развивающиеся антиклинальные и синклинальные структуры. В первом случае – это поднятия, во втором – впадины.

Карстовые воронки, провалы концентрической конфигурации выражены в рельефе отрицательными формами. Амагматичные кольцевые структуры сформировались за счет ударов метеоритов, диапиризма, формирования ловушек антиклинального типа углеводородов, карстовых процессов и др.

Рассмотренные вулканогенные формы рельефа представляют собой поднятия (сохранившиеся вулканические аппараты) и впадины (кальдеры), лавовые поля, сформированные потоками лавы, выбросами тефры. Большинство (более 80%) активных вулканов, приурочено к конвергентным границам континентов и островодужным сооружениям (Тихоокеанского кольца). Меньшую долю они занимают в областях современных извержений на архипелагах островов (Гавайские острова, например), в срединно-океанских хребтах, в горных сооружениях на континентах. Активные вулканы встречаются в океанических бассейнах. Некоторые из них связаны с плюм-тектоникой (Йеллоустонский парк, Гавайские острова). Извержения часто контролируются разломами и приурочены к рифтам.

Вулканический рельеф создается в относительно короткий промежуток времени и быстрее, чем другие формы рельефа – флювиальные, тектонические (обусловленные тектоническими движениями земной коры), ледниковые и др. Выражение этих форм в рельефе зависит от развития вулканогенного процесса во времени. Различаются вулканические формы древних вулканов, которые раз возникнув, сохраняются в рельефе, подвергаясь эрозии и денудации (*неразвивающиеся формы*); временно стабилизировавшиеся или «уснувшие» вулканы, которые могут возобновить активность; активные современные, (*развивающиеся*). Вулканические постройки сложного строения могут включать все три разновидности.

Интрузивный континентальный магматизм представлен в рельефе *неразвивающимися формами*. Степень выражения их в рельефе зависит от общего поднятия территории и избирательной денудации.

Выражение в рельефе метаморфических пород (гнейсов, кварцитов), развитых на древних платформенных равнинах, испытывающих общее поднятие территории, зависит от литологии, определяющей устойчивость пород к процессам денудации и уровня денудационного среза.



Панина Людмила Викторовна

**Геоморфология.
Часть 1.**

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 26.12.2023.
Объем Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 1261.