

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Казахский национальный технический университет
имени К.И. Сатпаева

Н. Сеитов, Т.Н. Жаркинбеков

ГЕОТЕКТНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Рекомендовано Научно-методическим советом университета
в качестве учебного пособия

Алматы 2013

УДК 551.3 (075.8)

ББК 26.3 я 73

С 28

С 28 Сеитов Н., Жаркинбеков Т.Н. Геотектоника и геодинамика. – Алматы: КазНТУ, 2013. – 173 с.

Ил. Библиогр. – 14 назв.

ISBN 978-601-228-491-1

Учебное пособие по учебному курсу «Геотектоника и геодинамика» разработан в соответствии с содержанием ГОСО РК, квалификационной характеристикой, типовой программой и учебным планом специальности 050706 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» (бакалавриат). Учебное пособие включает все разделы учебного курса, необходимые для обеспечения необходимых знаний у студентов по одноименной учебной дисциплине.

Содержание учебного пособия предусматривает ознакомление студентов с ведущей ролью геотектонических процессов в формировании планеты Земля, ее литосферы и земной коры, а также основных структурных элементов земной коры.

Учебное пособие предназначено для студентов старших курсов и магистрантов геологических специальностей высших учебных заведений, а также для всех, кто интересуется вопросами образования и развития обитающей Человечества – планеты Земля.

УДК 551.3 (075.8)

ББК 26.3 я 73

Рецензенты:

С.А. Нигматова, д-р геол.-минер. наук

А.Н. Нурмагамбетов, д-р геол.-минер. наук, проф.

С.Г. Нурсултанова, канд. геол.-минер. наук, доц.

ISBN 978-601-228-491-1

© Сеитов Н.,

Жаркинбеков Т.Н., 2013

© КазНТУ, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Данное учебное пособие объемом порядка 8,0 печатных листов, состоящее из семи глав, посвящено раскрытию содержания основных положений геотектонического и геодинамического разделов геологической науки. Пособие написано в соответствии с типовой программой данной учебной дисциплины, оно охватывает весь перечень вопросов, входящих в содержание учебной дисциплины, в нем они раскрыты в полной мере.

Структуризация учебного пособия проведена весьма удачно, все вопросы, подлежащие к рассмотрению, в нем раскрыты довольно кратко и емко. В первом и втором разделах приведены сведения об учебной дисциплине и основном объекте ее изучения – планете Земля. Третий раздел охватывает теоретические аспекты геотектонической науки, в нем анализированы суть и смысл «фиксистского» и «мобилистского» направлений геотектоники, даны сведения об основных типах тектонических движений, методах их изучения, а также сведения о геологических формациях и их деформациях, являющихся следствием проявления указанных выше движений. Четвертый и пятый разделы посвящены раскрытию особенностей геологического развития основных структурных элементов дна Мирового океана и континентов. Эти сложнейшие природные процессы изложены весьма простым и литературным языком, что облегчает их восприятие читателями. Шестой раздел посвящен раскрытию сути и содержания вопросов тектонического районирования земной коры планеты, приведены сведения об истории возникновения тектонических карт, составленных на основе проведенного тектонического районирования, а также о геологическом содержании этих карт. Седьмой раздел рассма-

тирвает особенности геологического развития планеты Земля в пространстве и во времени.

В данной книге сложнейшие природные процессы изложены понятным для читателя языком. Особенно основательно раскрыта сущность геотектонической концепции «Тектоника литосферных плит» или «Новая глобальная тектоника», являющейся ныне главной парадигмой геологической науки. Это очень важно, поскольку роль этой парадигмы в правильном понимании особенностей развития тектонических структур земной коры неопределима.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЕ «ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА»

1.1. Учебная дисциплина «Геотектоника и геодинамика», основные разделы геотектоники и методы ее изучения

Геотектоника – наука о строении Земли в связи с ее общим направленным движением. Проще говоря, геотектоника – наука о тектонических движениях, причинах их возникновения и их результатах, сначала создающих геологические формации, а затем деформирующих их. В соответствии с конкретными задачами, стоящими перед геотектоникой, она подразделяется на несколько научных дисциплин.

1. Морфологическая геотектоника, или структурная геология, или просто тектоника изучает тектонические элементы (структурные формы) земной коры и литосферы, обусловленные тектоническими движениями и деформируемые ими, и классифицирует их. Как правило, структурная геология изучает в основном тектонические структуры мелкого и среднего масштаба, тогда как крупные структуры земной коры и литосферы изучаются общей геотектоникой (см. ниже). В качестве специфического подраздела структурной геологии можно рассматривать тектонофизику, или геомеханику. Этот раздел структурной геологии получил развитие в последние десятилетия, он занимается изучением физических условий возникновения тектонических нарушений совокупностей горных пород, именуемых *геологическими формациями*.

2. Региональная геотектоника – раздел геотектоники, занимающийся изучением особенностей геологического строения и тектонического развития довольно крупных областей земной коры, включающих *тектонические структуры* различного порядка и многочисленные мелкие структурные формы. В процессе решения возложенных на себя задач региональная геотектоника использует данные, полученные

в результате геологической съемки, а также геофизических и геохимических исследований.

3. Историческая геотектоника занимается постадийным прослеживанием истории геологического развития *тектонических структур* (структурных элементов) земной коры. При этом восстановление истории развития *тектонических структур* осуществляется по порядку – от мелкой к более крупной в общем ряду иерархически соподчиненных друг другу структур. Например, восстановление истории геологического развития совокупностей отдельных *структурно-формационных зон* (антиклинорий и синклинорий) дает возможность проследить историю развития включающих эти зоны *складчатых областей*. Определение особенностей геологического развития различных *складчатых областей* способствует прослеживанию истории развития во времени и пространстве крупного *складчатого пояса*, состоящего из нескольких *складчатых областей*. В результате восстановления истории развития нескольких *складчатых поясов* можно получить данные об особенностях развития *континентальной коры* в целом. Выяснение особенностей развития и становления *континентальной коры* дает возможность разработать теоретические аспекты важнейшей проблемы геологической науки по прослеживанию истории геологического развития планеты в целом, поскольку *земная кора* и *литосфера* представляют собой результат этого развития. Их обособление на приповерхностном уровне планеты произошло в течение последних 4-х миллиардов лет.

В качестве специфического подраздела исторической геотектоники рассматривается неотектоника, занимающаяся анализом тектонических процессов, движений и структур, формирующих различные типы рельефа Земли в последний этап развития планеты. Термин «неотектоника» зачастую заменяется термином новейшая тектоника, т. е. эти понятия в принципе являются синонимами

4. Общая геотектоника, или теоретическая геотектоника подытоживает данные, полученные другими разделами геотектоники, и анализирует закономерности проявления *тектонических движений* во времени и пространстве, определяет *тектонический режим* (механизм) формирования *тектонической структуры*, а также время и особенности перехода одного режима в другой (например, время перехода *подвижного тектонического режима* в *платформенный режим*) и восстанавливает таким образом историю геологического развития всей *земной коры*, *литосферы* и всей Земли в целом. В задачу общей геотектоники входит также разработка *геотектонических гипотез*, пытающихся объяснить общие закономерности формирования и развития нашей планеты.

В данном контексте необходимо обратить внимание на такую деталь: понятие «общая тектоника» в принципе соответствует понятию «геотектоника» как таковая. Другими словами, объект исследования геотектоники, ее цели и задачи соответствуют в целом таковым общей геотектоники.

5. Прикладная геотектоника занимается использованием полученных другими разделами геотектоники данных для выяснения особенностей формирования и распространения скоплений и залежей различных видов минерального сырья и ориентирует таким образом на эффективный прогноз и поиски месторождений полезных ископаемых. Формирование и распространение в *земной коре* различных типов месторождений полезных ископаемых характеризуются различными закономерностями, что послужило причиной расчленения прикладной геотектоники на различные научные дисциплины. Так, в рамках прикладной геотектоники рассматриваются такие научные дисциплины, как «геотектоника рудных месторождений», «геотектоника месторождений нефти и газа», «геотектоника месторождений угля» и т. д.

Геотектоника как специфическая геологическая наука имеет свои методы исследования. Одни методы исследования считаются собственно геотектоническими, другие формировались в

результате использования данных общегеологических исследований в геотектонических целях. Вкратце охарактеризуем основные методы геотектонических исследований.

1. Структурный метод основан на анализе различных форм проявления *тектонических нарушений (складок и тектонических разрывов)* в *земной коре* по результатам данных, полученных посредством геологической съемки и глубинного картирования с помощью горных выработок (шурфов, канав, шахт, штолен и т. д.), буровых скважин и геофизических работ. Анализ особенностей взаимоотношений и ориентировок небольших *тектонических элементов* – осей складок, направлений *разрывов* и особенностей *кливажа* и т. д. – в пределах конкретной *тектонической структуры* дает возможность определить механизм деформирования слоев горных пород исследованного участка земной коры, что, в свою очередь, позволяет определить направление тектонических напряжений в *земной коре*, приведших к деформированию этих слоев. В результате последовательного проведения таких исследований на отдельных участках можно получить важнейшие сведения о простирании и тектонической природе довольно крупных структур – отдельных *структурно-формационных зон* и крупных *глубинных разломов*. Анализ тектонических особенностей крупных регионов с помощью структурного анализа называют обычно «структурным методом региональных исследований». Результаты структурного анализа исследованного региона оформляются с помощью различных графических материалов – в виде структурных карт, разрезов, профилей, блок-диаграмм, роз-диаграмм трещиноватости и т. д.

Специфической разновидностью структурного анализа является метод микроструктурного анализа. Этот метод иногда называют методом петроструктурного анализа, поскольку он предусматривает изучение прозрачных шлифов под микроскопом. Этот метод основан на том обстоятельстве, что ориентировки минеральных агрегатов, изученных под поляризационным микроскопом, в принципе определяют направление тектонических

напряжений, приложенных к участку земной коры, откуда взят образец (шлиф). Определенные таким образом ориентировки тектонических напряжений выносятся на бумагу в виде роз-диаграмм. Статистическая обработка полученных данных дает возможность определить общую картину проявления деформации и последовательность деформационных процессов в том участке земной коры, откуда взяты ориентированные образцы (шлифы).

2. Геофизические методы широко используются в геотектонических исследованиях. В разработке геотектонических гипотез и концепций используются практически все основные геофизические методы исследований – гравиметрические, магнитометрические и сейсмические, электроразведка. В разработке геотектонических гипотез особым статусом пользуется специфический метод геофизики, называемый «термика Земли».

Роль геофизических исследований в прослеживании тектонической эволюции *земной коры* и *литосферы* из года в год повышается. «Структурный метод», считавшийся ведущим методом геотектонических исследований со времен формирования геотектоники, как специфического раздела геологической науки, во второй половине XIX века, постепенно уходит на второй план. Его место ныне занимают перечисленные выше геофизические методы исследования. Это закономерно, поскольку структурный метод геотектоники, рассчитанный на изучение ограниченных участков земной коры, в принципе не может способствовать разработке общепланетарных гипотез и концепций. Наоборот, возможности геофизических исследований в данном направлении велики, поскольку с помощью этих методов, во-первых, можно «охватить» крупные участки земной коры и глубинные уровни планеты в целом, а, во-вторых, геофизические методы дают возможность получить численные данные тех или иных параметров Земли с помощью довольно точных измерений. Например, сейсмические исследования, как известно, дали возможность расчленить поперечный разрез Земли на различные «слои»; комплекс исследований с применением «глубинного сейсмического зондирования» и «гравиметрических

исследований» дал возможность определить особенности строения *земной коры* в целом; гравиметрические и магнитометрические исследования позволили установить особенности распространения различных типов горных пород *кристаллического фундамента* платформенных структур, перекрытых мощным слоем *платформенного чехла*, а также особенности рельефа поверхности фундамента; всесторонний анализ данных, полученных с помощью гравиметрии, магнитометрии и сейсморазведки, дает возможность диагностировать тектоническую природу *глубинных разломов*; с помощью сейсморазведки можно определить даже небольшие складчатые деформации в разрезе *платформенного чехла*, изменения в мощностях отдельных литолого-стратиграфических комплексов в разрезе этого чехла, а также проследить *несогласия* и *разрывы* в толще осадочных пород; магнитометрические и гравиметрические исследования позволяют определить форму, размеры и даже вещественный состав магматических тел, расположенных в глубинных слоях *земной коры*; с помощью магнитометрических исследований можно установить и другие важнейшие особенности *тектонических структур*.

Выявление геологического строения и геоморфологических особенностей дна Мирового океана осуществлено с помощью геофизических исследований, что послужило толчком появлению современной *парадигмы* геологической науки, имя которой *Тектоника литосферных плит (ЛТП)*, или *Новая глобальная тектоника (НГТ)*.

3. Метод сравнительной тектоники позволяет определить общие закономерности в геологической эволюции сходных по своей природе *тектонических структур*, расположенных в различных регионах *земной коры*, путем сравнения их структурных особенностей и особенностей геологического развития. Основу этого метода в начале XX в. заложил немецкий ученый Г. Штилле. В дальнейшем развитии метода во второй половине XX в. ведущую роль сыграл известный русский (советский) ученый Н.С. Шатский.

4. Геодезические методы позволяют определить направления и скорости проявления *тектонических движений* с помощью проведения довольно точных геодезических измерений в изменениях рельефа на современном этапе развития планеты.

5. Геоморфологические методы основаны на изучении характера изменения рельефа не только современной Земли, но и на всем неотектоническом этапе развития планеты. Другими словами, геоморфологические исследования предусматривают изучение особенностей проявления *тектонических движений*, приведших к изменениям рельефа планеты, начиная с неогенчетвертичного периода развития Земли. Например, с помощью измерений высотных (глубинных) отметок морских или речных террас, а также поверхностей выравнивания того или иного участка земной коры можно определить направления *колебательных движений*, а также численные характеристики поднятия или опускания данного участка земной коры в определенный промежуток времени. Постоянное наблюдение изменений в морфологии речных долин морских берегов дает возможность определить характер проявления *тектонических движений* на современном и неотектоническом этапах развития планеты. В использовании геоморфологических исследований для получения геотектонических данных ведущая роль принадлежит известным русским (советским) ученым Н.И. Шатскому и С.С. Шульцу.

6. Анализ фаций и мощностей считается одним из основных методов в тектонических исследованиях. С его помощью определяются история проявления *колебательных (эпйрогенических) тектонических движений* и общая направленность развития отдельных *тектонических структур*. Основоположителем метода является известный русский тектонист В.В. Белоусов. Недостатком метода является то, что он используется только для изучения результатов колебательных (вертикальных) движений *земной коры*. Другими словами, этот метод невозможно использовать в пределах сильно деформированных *тектонических структур*. В то же время метод

имеет и определенные положительные стороны: его можно использовать для определения характера и направленности колебательных движений в пределах как крупных *тектонических структур*, перекрытых мощным *осадочным чехлом*, так и отдельных региональных структур. Результаты исследований, полученные с использованием этого метода, оформляются в виде специальных карт, которые называются «картами распространения фаций и мощностей». Такие карты могут охватывать как крупные области с мощнейшими толщами осадочных и осадочно-вулканогенных пород, так и небольшие участки, включающие местные стратиграфические единицы.

7. Анализ перерывов и несогласий является одним из эффективных методов геотектонических исследований. Основу этого метода создал в XVII в. итальянский ученый (по национальности датчанин) Н. Стено. Дальнейшее развитие метода связано с именами американского ученого А.И. Леворсена, немецкого ученого Г. Штилле и русского ученого Н.С. Шатского. В основе метода лежит совокупность положений, известная в геологической литературе под названием «правило Стено». Данное правило включает два простых, но весьма важных утверждения: 1) осадочные породы в момент своего образования отлагаются в виде горизонтально лежащих слоев и, если они зачастую встречаются в виде наклонно переслаивающихся (смятых в складки) пластов, то это результат их последующей деформации под действием тектонических напряжений, т. е. движений; 2) если наклонно переслаивающиеся или смятые в складки слои осадочных пород перекрываются горизонтально лежащими слоями, то это свидетельствует о том, что смятие в складки первых слоев происходило задолго до образования вторых.

Основанный на этих утверждениях метод анализа перерывов и несогласий дает возможность определить наиболее важные моменты истории развития изучаемой *тектонической структуры*, соответствующие времени ее основных структурных изменений. Результаты исследований отражаются в серии палеогеографических карт. Серии таких палеогеографических карт позволяют вы-

явить изменение структурного плана изученной *тектонической структуры* от одного этапа к другому. Комплексное использование этого метода совместно с методом анализа фаций и мощностей дает возможность определить перерывы в осадконакоплении и *несогласия* между стратиграфическими подразделениями в стратиграфической колонке и проследить таким образом основные стадии развития и становления изученной структуры.

Метод анализа перерывов и несогласий является одним из самых древних методов, однако он играет важную роль в определении структурной сущности изученного района.

8. Объемный метод. Использовать данный метод в геотектонических исследованиях впервые предложил известный русский ученый В.В. Белоусов. Впоследствии он получил дальнейшее развитие, благодаря исследованиям другого русского ученого А.Б. Ронова, проводившего свои исследования в пределах Русской плиты Восточно-Европейской древней платформы. Смысл данного метода заключается в вычислении объема осадочных отложений за определенный промежуток времени в пределах плит древних платформ или в региональных прогибах и впадинах в пределах *складчатых областей*. Далее проводится количественная оценка погружения и косвенно поднятия тех или иных участков изученной *тектонической структуры*. Таким образом, метод способствует определению особенностей тектонических движений в геологическом времени.

Метод позволяет определить геотектоническую сущность образования недеформированных или слегка наклонных толщ *осадочного чехла* платформ и региональных прогибов, поэтому часто используется при поисках месторождений нефти и газа, приуроченных к мощным толщам осадочных отложений таких структур.

Охарактеризованные выше восемь методов геотектонических исследований используются в основном для определения роли вертикально направленных (вниз-вверх) *тектонических движений* в геологическом развитии и становлении изученной *тектонической структуры*. Другими словами, результаты использования указанных методов, основанных на изучении слабо

дислоцированных структур платформенного чехла или региональных прогибов и впадин, дают возможность в общих чертах проследить тектонические события платформенного этапа развития структуры, оставляя за бортом события, происходившие в тектонически активные «подвижные» (геосинклинальные) этапы их развития. А это значит, что данные методы геотектонических исследований далеко недостаточны в прослеживании тектонических процессов, имевших место с момента заложения «подвижной структуры» до перехода ее в «платформенное пассивное состояние».

Результаты геологических исследований последних десятилетий показали, что заложение и развитие большинства древних *тектонических структур* связано не с вертикальными, а горизонтальными движениями. Если учесть, что понятия «заложение структуры» и «геологическое развитие структуры» равносильны понятиям «формирование геологических формаций» в «опущенных» участках земной коры (моря и океаны) и «деформация сформированных формаций» в условиях обмеления указанных бассейнов осадконакопления с превращением их снова в сушу, то геотектоническая сущность *тектонических структур*, характеризующихся сильной дислоцированностью слагающих их комплексов (*складчатые пояса, складчатые области, складчатые системы, структурно-формационные зоны*), должна определяться сегодня, как отметили выше, ведущей ролью не вертикальных, а горизонтальных *тектонических движений*. Поэтому главной задачей сегодняшней геотектоники необходимо считать определение подобающей роли горизонтальных движений в заложении, развитии и становлении бывших «подвижных структур» и восстановление поэтапной истории их геологического развития. В данном контексте следующие два метода геотектонического анализа являются сегодня весьма важными, поскольку именно они способствуют прослеживанию истории развития любой складчатой структуры в полном объеме (формационный анализ) или определению масштабов горизонтальных

перемещений отдельных блоков литосферы в пространстве (палинспастический анализ).

9. Ф о р м а ц и о н н ы й а н а л и з. Смысл метода заключается в распознавании и выделении конкретных *геологических формаций* в пределах изучаемых древних *складчатых структур*, определении их геологического возраста и в постадийном прослеживании геодинамических условий их формирования. Это равносильно в принципе прослеживанию истории развития структуры в целом, в пределах которой выделены указанные *конкретные формации*. Распознавание геодинамической сущности выделенных *конкретных формаций* осуществляется путем сравнения их вещественного состава и структурно-текстурных особенностей с такими *эталонных формаций*, формирующихся в различных геодинамических условиях сегодняшнего этапа развития нашей планеты и поэтому доступных для всестороннего исследования состава и строения.

Основы формационного анализа были заложены в конце XIX в. французским ученым М. Бертраном, однако метод получил широкое применение во второй половине XX в. благодаря исследованиям ученых бывшего Союза: Н.П. Хераскова, Н.С. Шатского, М.А. Усова, В.Е. Хаина, В.М. Цейслера и др.

Удивительно то, что метод был предложен в бытность фиксистой концепции «Учения о геосинклиналях», но с успехом используется и в условиях новой *парадигмы* в геологии – *Тектоники литосферных плит (ТЛП)*. Более того, метод в условиях новой *парадигмы* обрел совершенно новое содержание и ныне является практически единственным геотектоническим методом, используемым для проведения палеотектонической реконструкции сложнодислоцированных структур.

10. П а л и н с п а с т и ч е с к и й а н а л и з. Данный метод геотектонических исследований с успехом используется только в последние два-три десятилетия. С помощью этого метода определяются первоначальные координаты расположения крупных блоков литосферы, перемещенных в последующие периоды и эпохи на большие расстояния. Метод основан на

изучении палеомагнитных свойств ферромагнитных минералов, отмечающихся в составе слабодислоцированных (недислоцированных) осадочных пород *платформенного чехла*.

Известно, что магнитный полюс Земли постоянно меняет свое местоположение. Данное явление называется «инверсией магнитного полюса Земли». Ферромагнитные минералы в составе горных пород в момент первоначального отложения этой породы намагничиваются параллельно магнитной оси Земли того времени и впоследствии сохраняют это положение. Если блок литосферы, перекрытый *платформенным чехлом* с ферромагнитными минералами в своем составе, в последующие периоды и эпохи истории Земли перемещается на большие расстояния и оказывается в других координатах, то в ходе такого перемещения первоначальное положение осей намагничения минералов нарушается. В таком случае определение геологического возраста горных пород, откуда взята проба для палеомагнитного исследования, а также измерение величины расхождения осей намагничения изученных минералов с направлением магнитного полюса Земли того времени дают возможность определить разницу координат между сегодняшним местоположением данного блока литосферы и местом его первоначального расположения. Таким образом, можно довольно точно определить расстояние перемещения литосферного блока с одного района в другой. Непременным условием использования палинспастического метода в геотектонических исследованиях является то, что взятая для изучения проба должна быть строго ориентирована по странам света. По результатам палинспастических исследований составляются *палинспастические карты*.

Следующие два метода геотектоники имеют второстепенное значение, они называются «экспериментальный метод» и «тектонофизика», или «геомеханика».

11. Экспериментальный метод дает возможность сформулировать ряд тектонических заключений по результатам моделирования различных структурных элементов земной коры в лабораторных условиях в уменьшенном масштабе. Безусловно, не

так-то легко смоделировать в лабораторных условиях *структурные элементы* земной коры с учетом тех температур и давлений, которые свойственны недрам планеты. Вызывают большие сомнения также степень соответствия таких моделей их природным аналогам. Тем не менее, данный метод геотектонических исследований в настоящее время получает довольно широкое применение и даже обособляется как специфический подраздел геотектоники под названием «экспериментальная геотектоника».

12. Тектонофизика, или геомеханика занимается изучением физических условий проявления некоторых тектонических явлений, таких как складкообразование, разрывы, землетрясения и т. д. В связи с успехами, достигнутыми в изучении физики твердых и вязких тел, данное направление геотектонических исследований имеет, вероятно, большое будущее.

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

2.1. Общие сведения о строении и составе Земли

Успехи человечества в исследовании недр Земли весьма скромны, тогда как в исследовании Космоса оно достигло впечатляющих успехов. Это и понятно, поскольку возможность «проникновения» в недры планеты, состоящей из твердых веществ, и непосредственное изучение этих веществ практически невозможно. Наибольшая глубина сверхглубоких скважин, когда-либо пробуренная на Земле (на Кольском полуострове), чуть превышает 12 км. Если учесть, что радиус Земли составляет 6 371 км, указанная величина ничтожно мала и, соответственно, непосредственное изучение недр планеты остается трудно-выполнимой задачей человечества.

В связи с приведенными выше сведениями в изучении строения и состава планеты и в распознавании физико-химической природы слагающих ее веществ используются в основном геофизические методы исследований. В этом деле особенно важна роль сейсмических исследований. Довольно важен также специфический раздел геофизики, который называется «термика Земли». Что касается таких разделов геофизической науки, каковыми являются гравиметрия, магнитометрия и электрометрия, то они используются в основном в определении некоторых частных вопросов общего строения и состава Земли, хотя и широко практикуются в определении особенностей самой верхней оболочки планеты (*земной коры*) и в поисках и разведке приуроченных к ней месторождений полезных ископаемых.

Определение особенностей строения и состава планеты с помощью сейсмических исследований основано на анализе скоростей прохождения сейсмических волн в разрезе Земли. Результаты таких исследований дали возможность расчленить разрез твердой Земли на три оболочки, существенно

отличающиеся друг от друга по основным показателям. Это – ядро Земли, мантия Земли и земная кора (рис. 2.1).

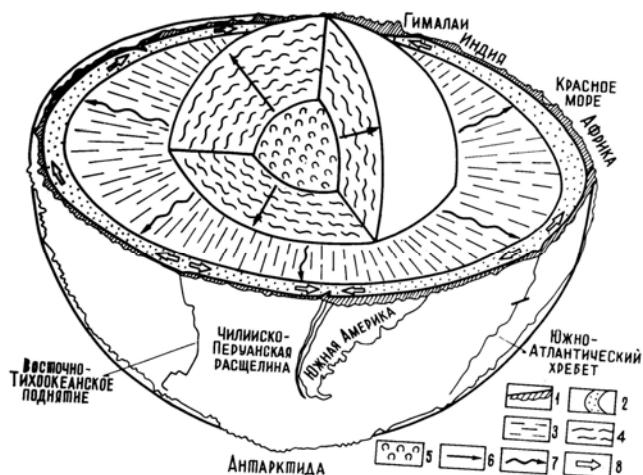


Рис. 2.1. Схема внутреннего строения планеты Земля:

1 – литосфера Земли; 2 – астеносфера Земли (вещество частично расплавлено); 3 – подастеносферная мантия Земли (нижняя мантия + переходной слой); 4 – внешнее ядро Земли (жидкое); 5 – внутреннее ядро Земли (твердое); 6 – направление течения энергии и материи в ядре Земли; 7 – восходящее направление течения энергии и материи в подастеносферной мантии Земли; 8 – направление течения материи и энергии в астеносфере Земли как движущая сила тектоники литосферных плит

Ядро Земли. Выяснено, что один из резких изменений в скоростях прохождения сейсмических волн через разрез планеты отмечается на глубине 2900 км. Именно на такой глубине скорость продольных сейсмических волн, достигшая значения около 14 км/с, резко снижается до значения 8 км/с, а приоб-ретавшие свою наибольшую скорость в недрах Земли (7 км/с) поперечные сейсмические волны на этой глубине исчезают вовсе. По мнению ученых, указанный уровень разреза Земли (глубина – 2900 км)

соответствует границе *мантии Земли* с ее *внешним ядром*. Резкое снижение скорости *продольных сейсмических волн* на этом уровне и исчезновение *поперечных сейсмических волн*, которые не могут проходить через жидкость, свидетельствуют о жидком состоянии вещества *внешнего ядра Земли*.

Следующий уровень резкого изменения скорости *продольных сейсмических волн* уже в пределах *ядра Земли* соответствует глубине 5 120 км. Сниженная на *кровле внешнего ядра земли* до 8,1 км/с скорость *продольных сейсмических волн* плавно возрастает до глубины именно 5120 км, приобретая значение около 11,3 км/с. Данное обстоятельство дает возможность предположить, что на глубине 5 120 км заканчивается *жидкое внешнее ядро Земли* и начинается *внутреннее ядро*. В разрезе всего *внутреннего ядра* планеты скорость *продольных сейсмических волн* сохраняется практически неизменной (11,1–11,3 км/с), что свидетельствует об однородном твердом состоянии его вещества.

В результате анализа около пяти миллионов моделирования на электронно-вычислительной машине выяснено, что плотность вещества *внешнего ядра Земли* соответствует 9,4–10 г/см³, *внутреннего ядра Земли* –13–13,5 г/см³.

Представления о температуре веществ на уровне *ядра земли* разнообразны, однако в целом признается довольно высокое значение этого показателя.

Официальная геологическая наука предполагает, что состав *ядра Земли* в целом соответствует железоникелевым сплавам с некоторой концентрацией серы. Однако вещественный состав *внутреннего и внешнего ядра Земли*, как и многие теоретические вопросы геологической науки, окончательно не определен и вызывает много споров. Если *ядро Земли* состоит из однородного сплава магнитных металлов, то почему оно расчленено на две части с резким отличием физического состояния составляющих их веществ (*твердое внутреннее ядро* и *жидкое внешнее ядро*), почему данный сплав не расплавлен полностью под действием высоких температур этого уровня Земли, почему плотность железа, имеющая значение примерно 7,8 г/см³ в обычном состоянии, на уровне

ядра Земли увеличивается до $9,4\text{--}13,5 \text{ г/см}^3$ – эти и другие вопросы, касающиеся вещественного состава ядра Земли, все еще не получили однозначного ответа.

Мантия земли представляет собой вещественный комплекс разреза планеты, занимающий уровень от подошвы *земной коры*, расположенной в среднем на глубине 35–40 км, и кровлей (внешней границей) ядра Земли, расположенной на глубине 2900 км. Подошва *земной коры* соответствует, как известно, «Границе Мохоровичича». Данный уровень разреза планеты в среднем проводится на глубине 35–40 км, однако на дне океанических бассейнов данная глубина уменьшается до 4–10 км, а под горными системами увеличивается до 75 км.

Исходя из анализа характера изменения скоростей прохождения *сейсмических волн* через разрез *мантии Земли*, она условно расчленена на три части. Их называют *нижней мантией*, *переходной зоной* и *верхней мантией*.

Нижняя мантия расположена в среднем в интервале глубин от 2900 до 800 км. Считается, что она сложена в целом силикатным веществом. Скорости *сейсмических волн* в разрезе *нижней мантии* медленно и последовательно возрастают. В результате анализа изменения скоростей прохождения *сейсмических волн* в разрезе *нижней мантии* вычислена средняя плотность слагающих ее веществ, которое в среднем соответствует значению $5,5\text{--}5,8 \text{ г/см}^3$. Толща *нижней мантии* в геологической литературе стран дальнего зарубежья обособляется под названием «слой D мантии земли».

Переходная зона мантии земли располагается в среднем в интервале глубин от 800 до 400 км. Некоторые ученые считают, что она начинается с глубин 950 км. В разрезе *переходной зоны мантии Земли* скорость прохождения сейсмических волн увеличивается существенно – до 11–11,5 км/с, поэтому этот уровень разреза планеты иногда называют «**зоной аномального увеличения скоростей сейсмических волн**». В геологической литературе стран дальнего зарубежья переходная зона мантии земли называется «слоем С мантии земли». Считается, что

вещественный состав *переходной зоны мантии Земли* также соответствует силикатам, а природа граничного слоя между *нижней мантией* и *переходной зоной* (в среднем глубины в пределах 950–800 км) объясняется существованием фазовых переходов в веществах этих двух оболочек Земли.

Верхняя мантия располагается в интервале глубин от 400 км (в среднем) до 35–75 км под континентами и до 10 км на дне океанических бассейнов. Данная оболочка Земли исключительно важна в понимании сущности тектонических процессов, формирующих различные *тектонические структуры* в разрезе *земной коры*, являющейся одним из основных объектов изучения геологической науки как таковой, поскольку все процессы, создающие *тектонические структуры* земной коры, берут свое начало именно с этого уровня разреза планеты. В геологической литературе стран дальнего зарубежья *верхняя мантия Земли* называется «слоем В мантии земли».

Верхняя мантия Земли состоит из двух хорошо отличимых друг от друга слоев. Нижняя часть *верхней мантии*, граничащая с *переходной зоной мантии*, называется *астеносферой*, верхняя часть, перекрытая *земной корой* и составляющая нижнюю часть *литосферы*, – «литосферной мантией», или «периidotитовым слоем».

Астеносфера *верхней мантии Земли*, начинающаяся с глубин около 400 км, хорошо обособляется благодаря реологическим (вязкостным) особенностям слагающих ее веществ. Как известно, в целом считается, что вещество разреза Земли до ее *внешнего ядра* (начинающегося на глубине 2900 км) находится в твердом состоянии. Однако предполагается, что вещество *астеносферы* находится в частично расплавленном состоянии и поэтому обладает сравнительно низкой вязкостью. Такие вещества в физике называются «телами Бингама». Их отличительной особенностью является то, что они при мгновенном напряжении ведут себя как твердое тело, тогда как при постепенном приложении сил способны течь как жидкость. Выяснено, что вещество может приобрести свойства «тела Бингама», если один процент этого вещества ока-

жется в расплавленном состоянии. Такое состояние *астеносферы* дает возможность предположить, что она является своеобразным «хранилищем» тепла, поднимающегося из более глубоких уровней разреза планеты, что обеспечивает ее высокую текучесть. Как бы то ни было, слой *астеносферы* является той областью, где сосредоточена движущая сила *тектонических движений*, ответственных за создание *тектонических структур*, свойственных *земной коре (литосфере)*.

Слой *астеносферы* иногда называют «волноводом», или же **«слоем низких скоростей сейсмических волн»**. Причиной возникновения таких названий является то, что скорости прохождения *продольных* и *поперечных сейсмических волн*, постепенно увеличивающиеся в разрезе вышележащей *литосферы*, именно на уровне *астеносферы* заметно замедляются.

Глубина расположения верхней границы *астеносферы* в разрезе континентов и океанов неодинакова. На дне океанов, особенно в районе *океанических рифтов*, протягивающихся вдоль центральной части *срединно-океанических хребтов* и пересекающих их, верхняя поверхность *астеносферы* расположена совсем неглубоко (глубина, вероятно, не более 15–20 км). Установлено также, что в этом районе вязкостная характеристика вещества *астеносферы* резко понижена, т. е. она становится более жидким. Что касается верхней границы *астеносферы* под континентами, особенно под древними *платформами*, то эта граница располагается, вероятно, на глубине порядка 150–200 км. Более того, вязкостное состояние вещества *астеносферы* под континентами ощутимо повышается, что затрудняет отличить ее от *литосферной мантии* и более уверенно проследить границу их обособления. Необходимо учесть, что некоторые ученые высказывают мысль о том, что под континентами, особенно под древними платформами, слой астеносферы отсутствует вовсе. Причиной появления таких представлений является то, что под континентами вязкостные и плотностные характеристики вещества *астеносферы* и *литосферной мантии* становятся сопоставимыми (например, плотностные показатели вещества

литосферной мантии под континентами соответствуют значению $3,1\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$, а *астеносферы* – примерно $3,4\text{--}3,5 \text{ г/см}^3$).

Согласно исследованиям ученых-петрологов А.Э. Рингвуда и Д.Х. Грина, вещество *астеносферы* называется «пиролитом». Данное название складывается из начальных слогов названий двух минералов – пироксена и оливина. Эти минералы являются главными минералами таких ультраосновных пород, как перидотиты, дуниты, пироксениты, оливиниты, гарцбургиты и т. д. В то же время в составе астеносферного пиролита присутствуют, вероятно, и другие компоненты, способные образовать породообразующие минералы типа кварца, плагиоклазов и т. д.

Резюмируя приведенные выше сведения, можно предположить, что пиролиты *астеносферы* являются, вероятно, главным источником формирования магматических расплавов, за счет которых образуются ультрабазиты и базиты *литосферной мантии* океанов. К такому заключению приводят результаты лабораторных исследований А.Э. Рингвуда, согласно которым нижняя $\frac{3}{4}$ часть океанической *литосферы* должна соответствовать ультраосновным породам, оставшаяся, верхняя $\frac{1}{4}$ часть – габбро-базальтам. Правомерность такого предположения в принципе подтверждена геофизическими исследованиями, проведенными в акватории Мирового океана.

Согласно положениям *Тектоники литосферных плит (ТЛП)*, последующее «взаимодействие» базит-ультрабазитовой *океанической литосферы* с континентом приводит к образованию *континентальной литосферы*, вещественный состав которой характеризуется большим разнообразием, в т. ч. определяющей ролью пород среднего и кислого состава. Известно, что в составе *континентальной коры*, являющейся верхней частью *континентальной литосферы*, доля ультраосновных пород ограничена, тогда как роль магматических пород среднего состава (диориты и андезиты) и кислого состава (граниты и риолиты) резко возрастает.

Теперь подробнее остановимся на верхней части *верхней мантии*, которая называется *литосферной мантией*. Эту

оболочку Земли иногда называют перидотитовым слоем, что свидетельствует об ультраосновном составе слагающих ее пород. Данное предположение, по-видимому, соответствует действительности, поскольку скорости прохождения *сейсмических волн* через эту толщу показали, что плотность слагающих ее веществ должна соответствовать значениям порядка 3,1–3,3 г/см³. Ультраосновные породы действительно имеют такую плотность.

Литосферная мантия (перидотитовый слой) совместно с *земной корой* слагает **литосферу** Земли, каменную оболочку планеты. Ее необходимо рассматривать как продукт плавления внутренних веществ Земли, затвердевших и обособившихся в течение долгого геологического развития планеты в последние 4 млрд. лет. Другими словами, в момент образования Земли и в начале ее геологического развития порядка 4 млрд. лет тому назад (в начале архейской эоны) была образована первичная зачатка ее *литосферы*, которая впоследствии утолщалась за счет внутренних веществ и обособилась в виде каменной оболочки, имеющей большую мощность (под океанами порядка 20–50 км, на континентах до 200 км) и довольно сложный состав и строение.

Особенность границы между *литосферной мантией* и подстилающей ее *астеносферой* требует специального объяснения. Характер взаимодействия этих двух оболочек *верхней мантии* специфичен и подчиняется «закону сохранения изостатического равновесия». Слово «изостазия» в переводе от греческого означает «равновесие». Смысл указанного закона заключается в том, что *литосфера* находится на *астеносфере* как бы во «взвешанном состоянии», сохраняя постоянное равновесие. Другими словами, различные участки *литосферы* могут «утопать» в *астеносфере*, или, наоборот, «всплывать» из нее в зависимости от своей массы. Такой характер взаимодействия *астеносферы* и *литосферы* напоминает взаимодействие айсберга с морской водой. Айсберг целиком не утопает в воде, поскольку лед легче, чем вода (плотности 0,9 г/см³ и 1 г/см³, соответственно). Однако чем массивнее (больше) айсберг, тем больше он утопает в воду; при уменьшении веса (например, при

таянии льда) подводная, утопающая в воду часть айсберга поднимется вверх. Это же есть смысл сохранения изостатического равновесия в зависимости от массы вещества. Именно такой характер взаимодействия имеет *литосфера* и *астеносфера*, поскольку плотность вещества твердой *литосферы* (на нашем примере – лед) меньше, чем плотность частично расплавленного вещества *астеносферы* (на нашем примере – вода) и именно поэтому они взаимодействуют между собой согласно закону сохранения изостатического равновесия.

Указанная закономерность предопределяет сложный характер контакта между *астеносферой* и *литосферой*, что зависит в первую очередь от рельефа поверхности Земли. При сравнительно ровном рельефе поверхности, указанный контакт скорее всего протягивается субгоризонтально (например, под «ложом океана» или под *платформами* континентов) и отличается ровным характером, тогда как под горными системами (орогеническими поясами) этот контакт характеризуется сложным рисунком, обусловленным наличием, так называемых, «корней гор». В случае денудации *орогенов* масса их уменьшается, что приводит к поднятию этого участка *литосферы* и выведению бывших корней орогена на дневную поверхность. Это очень важно в геологии, благодаря именно такому процессу на поверхности Земли обнажаются древние горные породы, слагавшие корни бывших горных систем.

Земная кора представляет собой верхнюю часть *литосферы*. Она контактирует с *литосферной мантией* по *границе Мохоровичича*. *Земная кора* состоит из разнообразных горных пород. Принцип обособления *земной коры* от *литосферной мантии* (*перидотитового слоя*) основан на факте довольно резкого увеличения скоростей прохождения *сейсмических волн*, начиная с *границы Мохоровичича*. Средняя плотность вещества *земной коры* соответствует значению $2,77 \text{ г/см}^3$, самый нижний слой *земной коры*, который называется базальтовым слоем, имеет плотность в среднем $3,0 \text{ г/см}^3$. В то же время плотность верхов *литосферной мантии*, подстилающей *земную кору*, соответствует

значению $3,1\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$. Из этих сведений нетрудно понять, почему же скорость прохождения *сейсмических волн* резко возрастает именно на границе *земной коры* и *литосферной мантии* (на *границе Мохоровичича*).

Разрез *земной коры* условно расчленяется на три слоя, они называются (снизу вверх) базальтовым, гранитным и осадочным слоями. Первые два названы «базальтовым» и «гранитным» условно, т. к. значения скоростей прохождения *сейсмических волн* через эти слои соответствовали значениям, характерным базальтам (плотность $2,9\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$) и гранитам (плотность $2,7\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$), соответственно. Исходя из названий этих слоев никак нельзя считать, что на этих уровнях присутствуют только базальты и граниты. Наоборот, на этих уровнях *земной коры* присутствуют, вероятно, самые разнообразные породы, просто они дифференцированы (сепарированы) по своей средней плотности в ходе долгого развития *земной коры*.

Граница базальтового и гранитного слоев *земной коры* называется *границей Конрада*. Глубина расположения этой границы изменчива и зависит от особенностей геологического строения и рельефа каждого конкретного участка. Верхняя граница гранитного слоя обнажается на поверхности земли в пределах *щитов* древних платформ и *складчатых структур*. Осадочный слой *земной коры* присутствует только в пределах *плит* древних платформ и в региональных впадинах и прогибах в пределах *складчатых областей*. Этот слой состоит, как правило, из слабодислоцированных толщ осадочных пород, перекрывающих *кристаллический фундамент*. Его мощность может изменяться в широких пределах (от нескольких метров до первых десятков метров) в зависимости от особенностей геологического развития каждого конкретного участка *земной коры*.

Земная кора неоднородна как по вертикали, так и горизонтально. Ее вертикальная неоднородность выражается ее расчлененностью на три слоя, как это указано выше. Неоднородность *земной коры* в горизонтальном направлении определяется наличием в одних регионах *континентальной коры* (в пределах континентов),

а в других – *океанической коры* (под океанами). В *земной коре* континентального типа развиты все три вышеуказанные слоя. Общая мощность этих слоев колеблется в пределах 35–75 км (35–40 км в пределах равнинных участков *земной коры*, до 75 км под горами). В разрезе *океанической коры* гранитный слой отсутствует. Мощность *океанической коры*, состоящей только из габбро-базальтов и глубоководных осадочных отложений, не превышает 10 км.

Очень важен еще один момент. Выделение *земной коры* от *литосферной мантии* (*перидотитового слоя*), с теоретической точки зрения, не очень оправдано. Выше было отмечено, что три слоя *земной коры* (базальтовый, гранитный и осадочный) в совокупности с *перидотитовым слоем* (*литосферной мантией*) составляют цельную и неделимую каменную оболочку Земли, имя которой *литосфера*. При решении теоретических вопросов геологической науки рассмотрение *литосферы* как единой и неделимой оболочки Земли предпочтительнее, чем искусственное расчленение ее на *земную кору* и *литосферную мантию*.

Тектоносфера – внешняя оболочка Земли, охватывающая *земную кору* и верхнюю мантию, в которой происходят тектонические и магматические процессы, обуславливающие вертикальную и горизонтальную неоднородность состава и (или) физических свойств их вещества. Поскольку *верхняя мантия* Земли представлена *астеносферой* и *литосферной мантией*, *тектоносферу* необходимо рассматривать как сумму трех верхних оболочек Земли, состоящих в целом из твердых веществ – *земной коры*, *литосферной мантии* и *астеносферы* (в этом ряду вещество только *астеносферы* частично расплавлено, однако она при мгновенно приложенных напряжениях ведет себя как твердое тело). Толщина *тектоносферы* ограничивается глубиной порядка 350–400 км, т. е. на этой глубине она подстилается «переходной зоной» мантии земли.

Установлено, что с глубиной температура и давление (плотность вещества) постоянно возрастают. Одновременный рост этих двух показателей обеспечивает сохранение в целом твердого

состояния вещества Земли (за исключением вещества *внешнего ядра земли*). Из физики известно, что основное условие для расплавления вещества — высокая температура, но низкое давление. В недрах планеты сосредоточено тепло, вполне необходимое для расплавления ее веществ, однако параллельное возрастание этих двух физических показателей и «своеобразное уравнивание» температуры и давления создает необходимое условие для сохранения их твердого состояния в целом.

Установлено, что в разрезе *земной коры* на каждое 100 м глубины температура возрастает в среднем на 3 °С. Это возрастание имеет векторный характер (возрастает направленно) и средняя скорость возрастания температуры с глубиной, соответствующей одному градусу на 33 м, называется «**геотермическим градиентом Земли**». В то же время нельзя считать, что указанная величина возрастания температуры с глубиной сохраняется на весь разрез планеты: в глубоких горизонтах Земли, соответствующих ее ядру и мантии, сосредоточены, вероятно, аномально высокое тепло. Это тепло, согласно второму закону термодинамики, должна «течь» вверх — к поверхности Земли. Именно это тепло обеспечивает эндогенную активность земли и развитие планеты как геологический объект. Данное обстоятельство требует внесения определенной коррективы в значение геотермического градиента по отношению ко всему разрезу планеты.

Выше отмечено, что плотность вещества Земли с глубиной также возрастает. Средняя плотность вещества *земной коры* составляет 2,77 г/см³, этот показатель вещества *литосферной мантии земли* в среднем колеблется в пределах 3,1–3,3 г/см³, плотность частично расплавленного вещества *астеносферы* не превышает 3,4–3,5 г/см³. Вычислено, что средняя плотность вещества, составляющих *переходную зону мантии* и *нижней мантии земли*, составляет порядка 5,5–5,8 г/см³. Плотность вещества жидкого *внешнего ядра земли*, согласно данным специальных исследований, должна составлять порядка 9,4–10,0 г/см³, а твердого *внутреннего ядра земли* — 13,0–13,5 г/см³.

Среди сил, обеспечивающих постепенное возрастание плотности вещества с глубиной, ведущая роль принадлежит, вероятно, силе тяжести (силе гравитации).

2.2. Происхождение Земли и ее эволюция до становления как цельная планета. Геотектонические гипотезы, эволюция возникновения этих гипотез

Разработка гипотез о происхождении и становлении планеты Земля является одной из главных задач *геотектоники*, поскольку решение вопросов о причинах возникновения и особенностей проявления *тектонических движений*, обеспечивающих развитие планеты как геологического объекта, в первую очередь зависит от содержания этих гипотез.

В гипотезах о происхождении Земли как планеты имеется одно общее положение, это положение о том, что само Солнце, являющееся центральной звездой Солнечной системы, так же, как всей планеты этой системы (их девять – Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон) образованы из одного и того же вещества, представленного совокупностью химических элементов, известных человечеству. Совокупность этих веществ называют «газово-пылевыми облаками».

Одной из первых гипотез о происхождении Земли является «Гипотеза Канта-Лапласа». Выдвинута эта гипотеза немецким философом И. Кантом (1755) и французским математиком П.С. Лапласом (1797). Согласно этой гипотезе, само Солнце и его природные спутники в виде планет Солнечной системы образованы «из горячей газово-пылевой туманности» Космоса; само Солнце играет роль центрального ядра; образовавшие будущие планеты «туманы разрозненных веществ» с самого начала вращались вокруг этого ядра; центробежная сила, возникшая в результате указанного вращения, в экваториальной плоскости равнялась с силой тяготения центрального ядра, в результате чего в этой области горячие газы объединились в отдельные планеты.

Гипотеза Канта-Лапласа опубликована в виде отдельных тезисов, она не была подтверждена математическими расчетами. Тем не менее, она долгое время считалась главной гипотезой о происхождении Солнечной системы и только в конце XIX в. была доказана ее несостоятельность. В доказательстве ошибочности гипотезы Канта-Лапласа большую роль играли исследования американского астронома Мультона, американского геолога Чемберлена и английского астронома Дж. Джинса. Однако главной причиной отодвигания гипотезы Канта-Лапласа на второй план явились результаты исследования двух академиков Советского Союза О.Ю. Шмидта и В.Г. Фесенкова.

Основные идеи О.Ю. Шмидта, впервые выдвинутые им в 1944 г., сводятся к следующему.

Земля, так же, как и другие планеты Солнечной системы, была образована за счет «облака межзвездной материи» под действием силы тяготения Солнца, являющегося центральным телом системы. Мелкие частицы этого облака соприкасались друг с другом во время вращения их вокруг Солнца и в экваториальной области системы образовали цельные и довольно плотные дискообразные тела, вращающиеся вокруг своих осей. Эти диски в ходе дальнейшего вращения вокруг Солнца превратились в центры гравитационной конденсации, в результате чего притягивали следующие порции космической пыли, превращаясь постепенно в крупные скопления. Этих скопления О.Ю. Шмидт назвал «зародышами планет». В дальнейшем эти зародыши превратились в цельные планеты. По мнению О.Ю. Шмидта, в ряду основных факторов, обеспечивающих образование планет, ведущие роли принадлежали силе тяготения, а также силам, возникающим согласно законам сохранения энергии и сохранения момента движения. Ученый не исключает также возможную роль в образовании планет процессов, возникающих при переходе механической энергии в тепловую.

Идеи О.Ю. Шмидта дали возможность определить природу многих закономерностей, не нашедших ранее вразумительного ответа. Так, например, результатами исследований О.Ю. Шмидта

впервые была обоснована математическим путем причина закономерного изменения расстояний между планетами по мере удаления от Солнца (расстояние между каждыми последующими планетами в два раза больше, чем расстояние между предыдущими планетами). Причину обособления двух групп планет, относящихся к «земной группе» (Меркурий, Венера, Земля и Марс) и «планетам-гигантам» (остальные пять планет) О.Ю. Шмидт объяснил следующим образом: планеты-гиганты, расположенные на большом расстоянии от Солнца, образованы при сравнительно низких температурах, поэтому они обособлены путем объединения легких элементов (типа водорода) в виде твердых частиц; что касается планет «земной группы», то они изначально были расположены ближе к Солнцу, поэтому были нагреты больше, в результате чего легкие элементы типа водорода «улетучились» в космическое пространство; это привело к тому, что планеты земной группы были образованы в основном за счет объединения труднорасплавляемых тяжелых элементов.

Главное преимущество идей О.Ю. Шмидта заключается в доказательстве образования планет за счет сравнительно холодных частиц, в противовес гипотезе Канта-Лапласа, предполагавшей «горячее начало планет». По мнению О.Ю. Шмидта, внутреннее тепло Земли было приобретено ею в ходе ее последующего развития за счет внутреннего розогрева вследствие эндогенных процессов.

В идеях О.Ю. Шмидта имеются два недостатка: 1) процесс образования планет рассмотрен оторванно от процесса образования самого Солнца, являющегося центральным телом Солнечной системы; 2) осталась не выясненной природа «облака межзвездной материи», составившего основу всех планет.

Идеи О.Ю. Шмидта получили дальнейшее развитие в результате исследований второго советского академика В.Г. Фесенкова. Он постарался найти ответ на те затруднения О.Ю. Шмидта, которые были отмечены выше. Совокупность идей В.Г. Фесенкова сводится к следующим представлениям: в космическом пространстве имеется множество звездных систем,

подобных Солнечной системе, последняя является лишь одной из них; Солнце и планеты Солнечной системы образованы в одно и то же время за счет одного и того же вещества, которое В.Г. Фесенков назвал «уплотненными волокнами газово-пылевой туманности»; в пределах указанной туманности сначала было создано звездоподобное «сгущение», это «сгущение» протягивалось параллельно плоскости экватора в пределах газово-пылевого пространства; за счет центральной части «сгущения» было образовано Солнце; стремительное вращение Солнца вокруг своей оси привело к «захвату» следующих порций газово-пылевой материи; оставшаяся часть указанной материи в плоскости экватора объединилась в тела, отделяющиеся от центрального тела и напоминающие диск или сплюснутую линзу. Именно они составляли основу будущих планет, т. е. «протопланет». Образование протопланет, увеличение их объема за счет захвата вещества окружающих газово-пылевой массы, их уплотнение и превращение в цельные планеты происходили в условиях гравитационной неустойчивости окружающей среды.

По мнению В.Г. Фесенкова, планеты-гиганты, расположенные на большом расстоянии от Солнца, сохранили, вероятно, свой первоначальный состав, поскольку свойственные им низкие значения температуры не позволили улетучиваться легким элементам типа водорода в космическое пространство, создавая таким образом необходимые условия для сохранения этих элементов в твердом состоянии в разрезе самих планет-гигантов. Напротив, планеты земной группы, расположенные в непосредственной близости к Солнцу, должны существенно изменять свой первоначальный состав, поскольку довольно высокое значение температуры должно создавать условия для улетучивания легких элементов в космическое пространство. В то же время, по мнению В.Г. Фесенкова, в момент своего образования все планеты Солнечной системы имели одинаковый состав, представленный совокупностью всех химических элементов, а указанные выше изменения в их составе является результатом последующей эволюции этих планет.

Идеи О.Ю. Шмидта и В.Г. Фесенкова, существенно дополняющие друг друга, на сегодняшний день составляет суть наиболее приемлемой и основной гипотезы о происхождении Солнечной системы и ее планет. Эта гипотеза получила наименование «Гипотеза Шмидта-Фесенкова». Одним из главных положений этой гипотезы является представление об образовании Земли из твердых и сравнительно холодных веществ. Главное отличие этой гипотезы от «гипотезы Канта-Лапласа» заключается именно в таком представлении.

Одной из основных задач геотектонической науки является определение особенностей развития Земли в качестве геологического объекта после своего образования и поэтапное восстановление истории эволюции самой планеты, ее *литосферы* и *земной коры*. Именно благодаря этим задачам геотектоника обособилась как важнейший раздел геологической науки. В ходе разрешения указанной выше основной задачи геотектоники было разработано множество *геотектонических гипотез*, на содержании и основных положениях которых теперь остановимся.

Первое проявление геотектонической науки связано с именем итальянского ученого Н. Стено, который во второй половине XVII в. (1669) опубликовал свои представления о природе складчатости. Эти представления, получившие впоследствии название «правила Стено», были довольно просты, однако очень важны.

«Правила Стено» состоит из четырех взаимосвязанных положений: 1) слои осадочных пород в момент своего первоначального отложения располагаются в основном в горизонтальном положении; 2) если на поверхности планеты указанные слои осадочных пород довольно часто встречаются в наклонном или изогнутом залегании, то это результат их последующей деформации; 3) перекрытие наклонных или изогнутых слоев осадочных пород следующей порцией горизонтально залегающих слоев является доказательством того, что образование (отложение) последних происходило после деформации первых; 4) горы не сохраняют свою постоянную величину, иными словами, рельеф поверхности планеты подвержен изменениям.

Из перечисленных положений Н. Стено нетрудно заметить, что он является одним из первых ученых, заметивших роль *тектонических движений*, как таковых. Однако в то время еще не существовало само понятие о *геотектонических движениях*. Поэтому Н. Стено причину «прогибания» слоев осадочных пород попытался объяснить их провалом в подземные полости и пещеры.

В XVII–XVIII вв. общий уровень развития естественных наук находился в зачаточном состоянии. Поэтому в то время причину первоначального образования слоев горных пород и их последующих деформаций пытались объяснить довольно простыми процессами. В данном контексте заслуживают внимания псевдонаучные течения тех времен, известные в геологической науке под названиями «нептунизм» (Нептун – бог воды у древних греков) и «плутонизм» (Плутон – бог огня у древних греков).

«Нептунисты» причину возникновения геологических процессов пытались объяснить только с помощью внешних сил (процессы, возникшие под действием внешних сил, впоследствии получили название «*экзогенные процессы*»). В этой связи большие надежды возлагались на процессы кристаллизации и осаждения всевозможных солей из водного раствора. «Нептунисты» считали, что все многообразие горных пород, в т. ч. хорошо известные сейчас магматические горные породы, являются результатом осаждения всевозможных солей из водных растворов. Они заявили, что в пределах *земной коры* не бывают ощутимых движений, что касается причин «изгибания» слоев горных пород, то это является результатом первоначального положения этих слоев, раскристаллизовавшихся изначально на неровных поверхностях планеты. По мнению «нептунистов», деятельность вулканов является следствием пожаров, возникших в результате возгорания подземных пластов углей, нефти или скоплений серы.

Представления «плутонистов» оказались прогрессивнее по сравнению с таковыми «нептунистов», однако и эти представления были слишком просты. «Плутонисты» пытались объяснить причину всех геологических процессов воздействием только внутренних сил (геологические процессы, возникающие под действием

внутренних сил, ныне называются «эндогенными процессами»). «Плутонисты» признали, что деятельность вулканов связана с внутренним теплом Земли. Они также признали взаимную сменяемость суши и морей, однако причину такой сменяемости пытались объяснить действиями землетрясений. Согласно взглядам одного из ярких представителей «плутонистов» – итальянского ученого Моро, поднятие некоторых участков *земной коры* и возникновение таким путем горного рельефа являются результатом расширения подземных газов под воздействием высоких температур, свойственных недрам Земли; однако газы не в состоянии сохраняться постоянно в подземных полостях, и их перемещение в другие участки приводит к «захлопыванию» бывших полостей вследствие обвала надполостного материала, что ведет в свою очередь к образованию впадин, поверхность которых вновь перекрывается новыми осадками. Вследствие этих процессов на поверхности планеты происходит постоянная смена поднятий и впадин.

Первым ученым, развившим идеи «плутонизма» далее и внесшим новые веяния в геотектоническую науку, оказался известный русский ученый М.В. Ломоносов. Он является автором интресных идей, известных под названием «Гипотеза поднятия». Главным достоинством этой гиптезы является то, что в ней признается роль как эндогенных, так и экзогенных сил в обеспечении геологических процессов. М.В. Ломоносов опубликовал свои идеи в своем знаменитом труде «О слоях Земли», опубликованном в 1749 году. Он заявляет, что бывают два типа *тектонических движений* – быстротечные и медленные. Такое представление известного русского ученого для того времени было революционным, поскольку впоследствии было действительно доказано существование таких движений (*орогенические*, или *складчатые движения* и *эпейорогенические*, или *колебательные тектонические движения*).

Указанные представления М.В. Ломоносова дали отпор псевдонаучному течению того времени, известному под названием «катастрофисты». Последние не признавали роль медленных движений,

все геологические процессы связывали с катастрофами, периодически возникающими в геологической истории Земли.

«Гипотеза поднятия» М.В. Ломносова получила дальнейшее развитие в работах шотландского геолога Джеймса Геттона. Этот ученый в своем труде «Теория Земли», опубликованном в 1788 г., пытался доказать ряд положений, главным из которых является его представление о ведущей роли вертикальных движений в обеспечении геологических процессов. По его мнению, силы, поднимающие вверх некоторые участки *земной коры*, обусловлены внутренним теплом Земли. Д. Геттон считал, что геологическое развитие планеты связано со следующими процессами: 1) континенты возникают в результате поднятия некоторых участков планеты из-за действия внутреннего жара; 2) приподнятые участки планеты претерпевают выветривание и денудацию, при этом продукты выветривания в виде различных осадочных пород попадают в соседние опущенные участки (морские бассейны) и отлагаются на дне этих бассейнов; 3) это приводит к «уничтожению» прежнего континента и возникновению нового на месте опущенного участка, поскольку последний наполняется осадками и поднимается вверх; 4) в ходе поднятия второго участка, перекрывающие его слои осадочных пород претерпевают деформацию (складчатость); 5) такая смена поднятий и опусканий составляет основу развития Земли в течение геологического времени.

Основная идея Д. Геттона о приемственности геологических процессов и несостоятельности идей «катастрофистов» была доказана исследованиями английского естествоиспытателя Чарлза Лейеля. В своем труде, опубликованном в 1830 г. под названием «Принципы геологии», Д. Геттон на простых примерах показал отсутствие в структурных особенностях *земной коры* каких-либо признаков, свидетельствующих о проявлении каких-либо катастроф в ранних периодах и эпохах истории Земли. По его мнению, все процессы, происходящие в современной истории Земли, происходили и ранее, поэтому, считал он, для исследования истории планеты приемлем *«принцип актуализма»*.

«Гипотеза поднятия», предложенная русским ученым М.В. Ломоносовым, получившая дальнейшее развитие в исследованиях европейских ученых Ч. Лейеля и Дж. Геттона до первой половины XIX в. считалась главной гипотезой *геотектоники*. В дальнейшее развитие основных положений этой гипотезы внесли свою лепту европейские ученые Л. Бух, Б. Штудер, русские ученые: Д.И. Соколов, Г.Д. Романовский, Н.А. Головковский, Г.Е. Шуровский и др.

Однако в конце первой половины XIX в. ученые были вынуждены отказаться от «Гипотезы поднятия» по причине ее несостоятельности. Этому способствовали результаты исследований особенностей складок осадочных толщ, проведенных на территории ряда европейских стран. Эти целенаправленные исследования показали, что складчатые толщи не имеют правильной формы в плане и не окаймляют куполообразные поднятия, как это предполагали сторонники «Гипотезы поднятия», а прослеживаются в пространстве, создавая протяженные зоны.

Изучение особенностей деформации осадочных толщ (в частности, угольных слоев), проведенных в первой половине XIX в. показали, что наиболее распространенным типом таких деформаций являются обыкновенные *складки*. Было件нятно, что для образования *складок* в слоях горных пород, напоминающих обычные волны, наиболее легким способом является сжатие этих слоев в горизонтальном направлении. Если это так, то ведущим напряжением (*тектоническим движением*) для образования *складок* в *земной коре* должно быть именно горизонтально направленное напряжение. Поиски ученых, проведенные в данном аспекте во второй половине XIX в., помогли сформулировать следующую *геотектоническую гипотезу*, получившую название «контракционная гипотеза».

Основоположником «контракционной гипотезы» является французский геолог Эли де Бомон. В своем труде, опубликованном в 1852 г., он попытался объяснить механизм возникновения *складок* в слоях горных пород следующими положениями: 1) в момент своего образования Земля была в горячем (расплавленном) состоянии

(«контракционная гипотеза» основывается на несостоятельной гипотезе об образовании Земли – на «гипотезе Канта-Лапласа»); 2) в настоящее время Земля притерпевает постепенное остывание, что должно сопровождаться постепенным уменьшением ее объема и возникающим поэтому сжатием ее вещества; 3) внешний слой планеты (имеется в виду *земная кора*) успел уже полностью остыть, поэтому он способен сохранить свой постоянный объем; 4) внутренние уровни планеты (ниже *земной коры*) в данный период развития Земли продолжают свое остывание с уменьшением объема; 5) это приводит к тому, что внешний слой Земли (*земная кора*) оказывается «слишком просторным» для уменьшающейся сейчас внутренней части планеты, что должно привести к «сжиманию» (собираению в складки) этих внешних слоев (последний процесс напоминает возникновение мельчайших складочек на корке высохшего яблока).

Объяснение механизма образования *складок* в земной коре с позиции «контракционной гипотезы» на первый взгляд кажется довольно простым и логичным, однако ряд фактов противоречит этой гипотезе. Так, согласно общей идее «Контракционной гипотезы», предполагается, что в *земной коре* постоянно существуют общие силы сжатия, охватывающие *земную кору* целиком. Однако результаты исследований показали, что сжимающие напряжения охватывают не всю кору, а ее отдельные части. Другими словами, когда одни участки в определенный период времени испытывают смятие в складки, другие остаются нетронутыми и сохраняют свою первичную спокойную структуру. Чтобы объяснить такой феномен в рамках «контракционной гипотезы», было введено дополнительное представление о разделении *земной коры* на жесткие и сравнительно пластичные участки, которые по-разному реагируют на одно и то же сжимающее напряжение. Согласно этому представлению, жесткие участки *земной коры* в виде всевозможных массивов и глыб играют роль своеобразных тисков, сжимающих и сминающих в складки расположенные между ними более податливые участки.

В ряд сторонников «контракционной гипотезы», игравшей роль главной геотектонической гипотезы начиная со второй половины XIX в., можно отнести многих известных ученых-геологов того времени. К их числу относятся австралийский геолог Эдуард Зюсс, швейцарский геолог Альберт Гейм, французский геолог Марсель Бертран и др. В этом ряду особое место принадлежит Э. Зюссу. В 1883–1909 гг. он опубликовал свой знаменитый трехтомный труд под звучным названием «Лик Земли». В этой классической работе автор проанализировал особенности развития *тектонических структур* земной коры с позиции «контракционной гипотезы».

Однако в первой половине XX в. была доказана несостоятельность «гипотезы Канта-Лапласа», на которую опиралась главная идея «контракционной гипотезы» о горячем (расплавленном) состоянии первичной Земли. Данное обстоятельство послужило главной причиной отодвигания на второй план «контракционной гипотезы» и возникновения следующей *геотектонической гипотезы* – **«Учения о геосинклиналях»**.

«Учение о геосинклиналях» нельзя воспринимать как полноценное учение, поскольку в нем также много недостатков и поэтому впоследствии (во второй половине XX в.) и оно было отодвинуто на второй план. Тем не менее, «Учение о геосинклиналях» по своему содержанию превосходит все предыдущие *геотектонические гипотезы*. Поэтому это «учение» можно считать сводом вполне приемлемых для определения общей направленности геотектонических процессов концепций, игравших роль основной *парадигмы* в геологии в течение целого века.

3. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ КАК ПАРАДИГМЫ В ГЕОЛОГИИ

3.1. «Учение о геосинклиналях» как первая парадигма геологической науки

Термин «геосинклиналь» впервые был предложен американским ученым Д. Дана (Дэна) в 1873 году. Однако основные идеи этого понятия впервые появились в геологической литературе начиная с 30-х годов XIX столетия, которые впоследствии оформились в цельную «геосинклинальную концепцию».

Геосинклиналь (совокупность трех греческих слов – «гео» – «земля», «син» – «вместе», «клино» – «наклоняю», «прогибаю») – линейно вытянутые, дугообразно изогнутые или мозаичного строения зоны *земной коры*, характеризующиеся высокой подвижностью, контрастным изменением геодинамических напряжений, большой мощностью отложений (считается, что мощность осадков доходит до 10–25 км), значительной расчлененностью и повышенной проницаемостью *земной коры*, что выражается в чрезвычайной активности тектонических напряжений, магматизма и метаморфизма. Понятие «геосинклиналь» с определенной долей условности можно заменить понятием «подвижная тектоническая структура», поскольку это понятие с самого начала возникло в результате противопоставления его понятию «платформа»; *платформы*, как известно, характеризуются довольно спокойным тектоническим состоянием и представляют собой вполне стабильные участки *земной коры*. Впрочем, идея разделения участков *земной коры* на два противоположных блока – на подвижные – *геосинклиналей*, и на спокойные – *платформы*, принадлежит автору геосинклинальной концепции Д. Дана (Дэна).

Платформа – один из главных структурных элементов *земной коры* (другой главный элемент – *геосинклиналь*), характеризуется спокойным тектоническим режимом и расположена в пределах континентов. Вертикальный разрез *земной коры* платформ состоит из двух резко отличающихся по своему строению частей

(эти части называются структурными этажами). Нижнюю часть разреза (нижний структурный этаж), которую называют *кристаллическим фундаментом* платформы, составляют метаморфизованные осадочные и магматические породы «геосинклинального типа», смятые в сложнейшие складки, испещренные разрывными нарушениями и прорванные интрузиями. Верхний структурный этаж, называемый *платформенным чехлом*, сложен горизонтально или полого залегающими толщами осадочных пород. Изредка в разрезе *платформенного чехла* отмечаются и эффузивные образования, представленные лавовыми покровами и потоками. Эти вулкано-генные образования называются «траппами». Мощность *платформенного чехла* в целом может изменяться в широких пределах – от десятков-сотен метров до десятков километров.

Область платформы, где отсутствует *осадочный чехол* и *кристаллический фундамент* выходит на дневную поверхность, называется *щитом*. Когда в разрезе *платформы* присутствуют оба структурных этажа, т. е. если *кристаллический фундамент* перекрыт *платформенным чехлом*, такие участки *платформы* называются *плитой*. В пределах *плит* выделяются *антеклизы* и *синеклизы*.

Концепция геосинклиналей предполагает четыре основных стадии развития и становления *геосинклиналей*.

1. Собственно геосинклинальная стадия развития характеризуется началом тектонической активности, в результате чего определенный участок бывшей стабильной области (*платформы*) начинает прогибаться; на дне появившегося прогиба (морей и океанов) отлагается мощная толща осадочных и вулкано-генных отложений.

2. Инверсионная стадия развития *геосинклиналей* ознамен-уется смятием в складки отложившихся на дне водного бассейна толщ и постепенным его обмелением (поднятием дна бассейна вверх). В течение и этой стадии развития также продолжают-ся процессы осадконакопления и магмообразования (деятельность вулканов), в результате чего в ареале «закрывающегося» (мелею-

щего) водного бассейна и на его побережьях отлагаются следующие порции *геологических формаций*.

3. В орогеническую стадию развития *геосинклиналей* процесс поднятия подвижного участка продолжается, *складчатость* достигает своего апогея. В результате этого в пределах бывшего водного бассейна теперь образуются высокие горы. В межгорных прогибах отлагается специфическая *геологическая формация*, которая называется *молассовой формацией*. В корневые зоны появившихся гор внедряются крупные батолиты гранитоидов.

4. Платформенная стадия становления *геосинклиналей* характеризуется ослаблением тектонической активности, в результате чего процесс горообразования (горы образуются в результате *складчатости*) прекращается и начинается выветривание поверхности и денудация гор. В результате денудации гор поверхность данного участка *земной коры* выполаживается и выравнивается, образуя равнины или мелкосопочники. В результате последних процессов «корневые уровни» бывлой горы поднимаются вверх в соответствии с *законом сохранения изостатического равновесия* и обнажаются на поверхности земли (рис. 3.1). Таким образом формируется новая *складчатая структура*, называемая «геосинклинальной структурой», развитие и становление которой связаны с активными *тектоническими движениями*. Однако данная структура впоследствии будет характеризоваться только *эпейорогеническими (колебательными) тектоническими движениями*, свойственными *платформам*. Другими словами, дальнейшее развитие вновь созданной «геосинклинальной структуры» будет характеризоваться *платформенным тектоническим режимом*.

Из содержания приведенных выше основных стадий развития и становления «геосинклинальной структуры» становится ясным, что развитие *геосинклиналей* начинается с *платформы* и кончается *платформой*. Однако необходимо учесть, что не любая *тектоническая структура*, образованная в результате «геосинклинального развития» и переходившая в *платформенный тектонический режим* своего развития, будет называться *платформой*.

Такая двусмысленность в геологии требует специального объяснения.

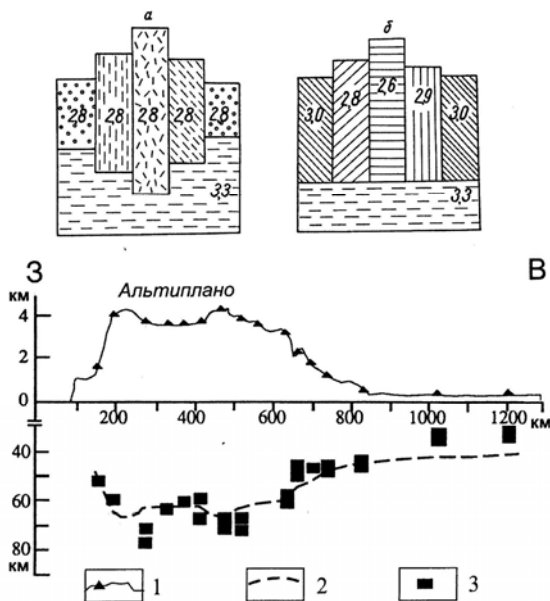


Рис. 3.1. Влияние изостазии на рельеф земной поверхности: *наверху – модели изостазии Дж. Эри (а) и Дж. Пратту (б), внизу – зеркальное соответствие горного рельефа и подошвы земной коры в Центральных Андах по С.Л. Бекк и др., 1996. (Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики», Москва, 2005): 1 – поверхностный рельеф; 2–3 – положение подошвы земной коры: предсказанное согласно модели Эри (2) и установленное сейсмическими методами (3)*

Если «геосинклинальный процесс» завершился в докембрийское время, и только начиная от фанерозойского эона развития Земли «геосинклинальные структуры» перешли в платформенный этап своего развития, то именно такие *тектонические структуры* называются истинными *платформами*, или «крато-

нами». Но, если «геосинклинальный процесс» продолжался и после докембрия, и данная структура перешла в платформенный этап своего развития в различные периоды палеозойской или мезозойской эры развития планеты, то такие крупные *тектонические структуры*, сопоставимые по своим размерам с истинной платформой (кратоном), будут называться *складчатыми поясами*. *Складчатые пояса*, в свою очередь, состоят из *складчатых областей*, *складчатые области* – из *складчатых систем*, а *складчатые системы* – из отдельных *структурно-формационных зон*, состоящих из многообразия *геологических формаций*, представляющих собой совокупности различных горных пород. Определения этих понятий приведены в Глоссарии, приведенном в конце данного учебного пособия.

Картину иерархической соподчиненности *тектонических структур*, приведенную выше, можно отобразить следующим рядом: *земная кора* → *континентальная кора* → *складчатые пояса* → *складчатые области* → *складчатые системы* → *структурно-формационные зоны* → *геологические формации* → слои отдельных горных пород. Свойственная всему перечню этих структур общая особенность заключается в дислоцированности слагающих их *геологических формаций*. Однако в пределах некоторых, наиболее крупных структур такого типа, зачастую отмечаются *региональные впадины и прогибы*, перекрытие слабодислоцированными или совсем недислоцированными толщами осадочных, реже осадочно-вулканогенных пород.

Если проанализировать основные стадии развития *геосинклиналей*, то нетрудно заметить, что это развитие происходит, в основном, благодаря вертикально направленным *тектоническим движениям*. Для того чтобы как-то обосновать причину возникновения нисходящих (собственно геосинклинальная стадия) и восходящих (инверсионная и орогеническая стадии) *тектонических движений*, разработано множество *геотектонических гипотез*. Охарактеризуем наиболее важные из них.

1. Гипотеза базификации континентальной коры. Гипотеза предложена одним из видных тектонистов Советского Союза В.В.

Белоусовым. Согласно этой гипотезе, в конце палеозойской – начале мезозойской эры на месте сегодняшних океанов существовали континенты. В этот период развития планеты на отдельных участках континентов произошел процесс базификации пород кислого и среднего составов *континентальной коры* в результате обмена веществ между мантией и корой (базификация – процесс превращения гранитриолитов и диорит-андезитов в габбро-базальты и ультрабазиты), в результате чего происходило увеличение плотности горных пород данного участка (плотность гранитриолитов и диорит-андезитов в среднем колеблется в пределах $2,7\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$, тогда как плотность габбро-базальтов – $2,9\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$, а ультрабазитов – доходит до $3,1\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$). Как известно, увеличение плотности вещества приводит к уменьшению его объема, следовательно, базифицированный участок континента вынужден прогибаться вниз, создавая условия для образования океана и свойственной для океанов *океанической коры*, в которой нет гранитного слоя.

Данная гипотеза, пытающаяся объяснить причину прогибания *континентальной коры* вниз и превращение бывлой *платформы* в *геосинклиналь* (начальная, собственно геосинклинальная стадия развития *геосинклиналей*), не соответствует действительности, поскольку последующими исследованиями однозначно доказана невозможность превращения пород кислого и среднего составов в базиты и ультрабазиты с термодинамической точки зрения.

2. Гипотеза глубинной дифференциации – *геотектоническая гипотеза*, пытающаяся объяснить причину тектонических процессов (*тектонических движений*) явлением дифференциации вещества *земной коры* и подстилающей ее верхней мантии согласно их плотностных показателей. Гипотеза имеет два варианта, первый из них предложен голландским ученым Ван Беммеленом в 1933 г. под названием «Гипотеза ундационная», второй вариант принадлежит В.В. Белоусову (1942–1943) и называется «Гипотеза радиомиграционная».

2.1. В ундационной гипотезе возлагаются большие надежды на геохимические превращения вещества Земли: процесс гравита-

ционной дифференциации вещества планеты согласно их плотностным характеристикам изначально приводит к сосредоточению в одних участках более плотных веществ, а в других – менее плотных; этот процесс нарушает равновесие распределения вещества в земных недрах, что приводит к «поднятию вверх» более легких веществ и опусканию вниз более плотных; эти перемещения вещества являются главной причиной *тектонических движений*, а тепловая энергия, выделяемая при дифференциации вещества согласно их плотностным показателям, является главным источником энергии, «создающей» указанные движения.

2.2. Гипотеза радиомиграционная также основана на нескольких положениях: 1) главным фактором, обеспечивающим развитие Земли, является радиоактивность слагающих ее веществ; 2) планета изначально была создана за счет холодных твердых веществ (согласно гипотезе Шмидта–Фесенкова), ее «нагревание» за счет радиогенного тепла происходило в более поздние этапы; 3) процесс *складчатости* слоев горных пород является второстепенным процессом, вызванным поднятием вверх нагретых веществ; 4) дифференциация вещества планеты под воздействием радиогенного тепла привела к «всплыванию вверх» более легкого гранитного материала, характеризующегося высоким содержанием в нем радиоактивных элементов, и «опусканием вниз» более тяжелых веществ. Прогибание вниз и поднятие вверх тех или иных участков *земной коры* вызваны указанными выше процессами.

3. Гипотеза астенолитовая была предложена учеными США братьями Б. и С.Виллисами в 1941 году. Согласно этой гипотезе, радиоактивные элементы в недрах земли изначально распределены неравномерно. Местами они образуют скопления и именно в таких участках за счет дополнительного тепла, выделяемого при распаде радиоактивных веществ, температура резко поднимается, что приводит к расплавлению веществ указанного участка. Так образуются очаги расплавленной магмы – *астенолиты*, которые поднимаются вверх. Когда такой *астенолит* достигает основания

земной коры, под его напором кора над ним должна «выпучиваться», образуя поднятия.

4. Гипотеза подкоровых течений. Автором гипотезы является английский исследователь Холмс, который выдвинул эту гипотезу в 1929 году. Согласно этой гипотезе, причиной поднятия и опускания служат очень медленные (не более 1,10 см/год) подкоровые конвекционные течения, пораженные различием температур на одинаковых уровнях от поверхности планеты. В местах наибольшего разогрева образуются восходящие течения, которые в подошве коры разветвляются и дают начало нисходящим ветвям. Над участками расхождения восходящих течений возникают поднятия, под местами схождения нисходящих потоков образуются прогибы.

5. Гипотеза ротационная основную роль в тектогенезе отводит внешним силам, возникающим при вращении Земли вокруг своей оси.

6. Гипотеза неоконтракционная – новый вариант контракционной гипотезы, объясняющей причину *складчатости* слоев горных пород сокращением объема планеты в связи с постепенным остыванием изначально горячей Земли (за основу берет несостоятельную гипотезу Канта-Лапласа о происхождении Земли). Согласно этому варианту контракционной гипотезы, уменьшение радиуса Земли (уменьшение объема планеты) вызвано двумя процессами: 1) допускается, что охлаждение Земли со временем все же происходит, а этот процесс действительно приводит к уменьшению ее объема; 2) процесс уменьшения объема и увеличения плотности подкоровых веществ дополнительно усугубляется гравитационным сжатием этого вещества.

Весь перечень приведенных выше *геотектонических гипотез* призван определить механизм возникновения вертикально направленных (нисходящих и восходящих) *тектонических движений*, а некоторые из них пытаются определить природу *складчатости* слоев горных пород, свойственных *земной коре*. В целом, перечисленные выше гипотезы пытаются обосновать основные положения «Учения о геосинклиналиях».

Все приведенные выше *геотектонические гипотезы* и сегодня остаются просто гипотезами, даже «Концепция геосинклиналей», правильность которой эти гипотезы пытаются обосновать, на сегодняшний день отодвинута на второй план. Имеются три причины, показывающие несостоятельность «Концепции геосинклиналей» в качестве *парадигмы* в геологии, это: 1) «Концепция геосинклиналей» причину возникновения, развития и становления *геосинклиналей* пытается объяснить только с помощью вертикально направленных *тектонических движений*, тогда как на сегодня становится ясным ведущая роль горизонтальных движений; 2) причины возникновения и механизм формирования вертикальных движений, на которых возлагаются основные надежды сторонников геосинклинальной концепции, так и по сегодняшний день не выяснен; 3) «Учение о геосинклиналях» так и не смогло вразумительно объяснить причину возникновения *складчатости*, широко развитой в пределах *геосинклиналей*. Для смятия в складки субгоризонтально лежащих слоев горных пород и «собираания их в системы изгибов» даже с позиции простой логики необходимо тектоническое напряжение, направленное горизонтально (боковое сжатие, или стресс), а не вертикально. «Учение о геосинклиналях», к великому сожалению, практически не признавало роль таких горизонтальных движений. Это и является в принципе основным недостатком геосинклинальной концепции в геотектонике.

Главной причиной отодвигания на второй план «Учения о геосинклиналях», игравшего роль главной *парадигмы* в геологии в течение целого века, явилось возникновение в середине XX в. новой *парадигмы*, имя которой «Тектоника литосферных плит», или «Новая глобальная тектоника».

Прежде чем остановиться на содержании этой новой *парадигмы*, отстаивающей ведущую роль горизонтальных движений *литосферы* в формировании *тектонических структур* земной коры, остановимся на типах *тектонических движений* и роли этих движений, создающих *геологические формации* и их деформирующих.

3.2. Типы тектонических движений. Современные тектонические движения, методы их изучения

Тектонические движения – совокупность механических перемещений в астеносферной и литосферной оболочках Земли, вызывающие изменение структуры геологических тел в пределах литосферы, в т. ч. земной коры. Тектонические движения возникают, вероятно, в связи с физико-химическими процессами, происходящими на различных уровнях недр Земли. Основным источником напряжений (сил), вызывающих тектонические движения, считается тепловая энергия, свойственная недрам планеты; не исключается роль гравитационной энергии, свойственной планете: нельзя сбрасывать со счетов также влияние Солнца и Луны, других галактических источников энергии.

Тектонические движения расчленяются на несколько типов. Охарактеризуем основные из них.

1. Эпейрогенические тектонические движения – медленные вековые поднятия и (или) опускания обширных площадей, не вызывающие изменения их внутренней структуры. В результате *эпейрогенических движений* создаются целые континенты, а также океаническое и континентальное плато. Считается, что, по сравнению с *орогеническими (складчатыми) тектоническими движениями*, *эпейрогенические движения* не меняют внутреннее строение затронутых этими движениями регионов, т. е. в результате *эпейрогенических движений* слагающие регион толщи горных пород не подвергаются складчатым и разрывным нарушениям. Эти движения направлены только вертикально (вверх – вниз). Синонимом термина «эпейрогенические движения» является термин «колебательные движения».

2. Орогенические тектонические движения – движения, создающие горы. Самыми характерными чертами *орогенических движений* являются их кратковременность (в геологическом масштабе времени), эпизодичность при большой интенсивности и распространенности в пределах орогенических (горных) поясов и систем. В отличие от *эпейрогенических движений*, при *ороге-*

нических движениях горные породы и их совокупности подвергаются сильным деформационным изменениям, выражаемым смятием слоев горных пород в *складки* и их раздроблением *разрывными нарушениями* различного порядка. Считается, что в образовании *складок* и *разрывов* участвуют как тангенциальные (горизонтальные), так и вертикальные движения. Синонимом термина «орогенические движения» является термин «складчатые движения».

3. Дрейф континентов – тип всепланетарных *тектонических движений*, выражающийся в перемещении целых континентов (материков) в латеральном (горизонтальном) направлении на большие расстояния. Считается, что движущей силой *дрейфа континентов* являются конвекционные течения в *астеносфере*.

4. Спрединг – *тектоническое движение*, характеризующееся перемещением в сторону континентов *океанической литосферы*, вновь образованной в районе *срединно-океанических хребтов*, протягивающихся по средней части Мирового океана и опоясывающих весь земной шар (общая протяженность порядка 64 тыс. км). Спрединговый процесс иногда называют «разрастание дна океана базальтами» (рис. 3.2). Движущей силой *спрединга* океанического дна также считаются конвекционные течения в разрезе *астеносферы*.

5. Субдукция – тип *тектонических движений*, обеспечивающий пододвигание под континент *океанической литосферы*, перемещенной вследствие *спрединга* в сторону дрейфующего в противоположном направлении или находящегося в относительном покое континента. В результате *субдукции*, т. е. при пододвигании океана под континент в активных окраинах континентов образуется специфическая зона, именуемая «зоной Бенъоффа–Заварицкого–Вадаати» (рис. 3.3).

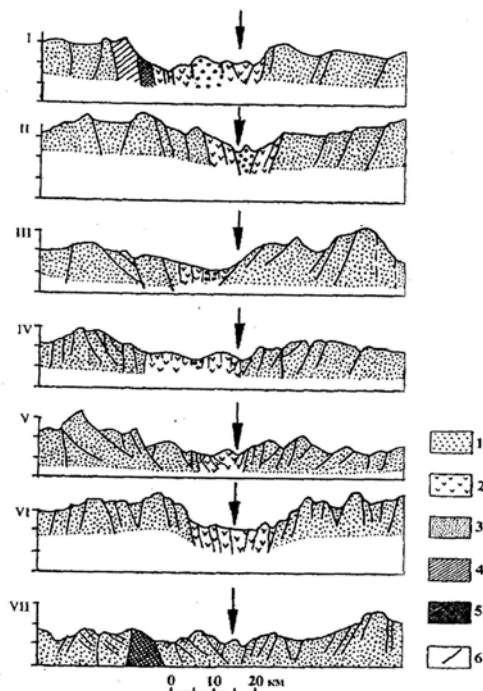


Рис. 3.2. Вариации в магматическом и структурном проявлении низкоскоростного спрединга на профилях через осевую часть срединно-океанского хребта Центральной Атлантики, по Дж. Карсону и др. (1987). Профили расположены в порядке убывания роли базальтового вулканизма и нарастания относительной роли разрывных структур растяжения. Превышение вертикального масштаба в три раза. Привязка профилей к полигонам глубоководного геологического картирования: I – MARK1; II – FAMOUS; III – TAG; IV – MARK5; V – MARK4; VI – AMAR; VII – MARK3

(Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики». Москва, 2005): 1 – свежие базальты; 2 – базальты, слегка прикрытые осадками; 3 – более древние базальты под чехлом осадков; 4 – метагаббро; 5 – серпентинизированные перидотиты; 6 – разрывы

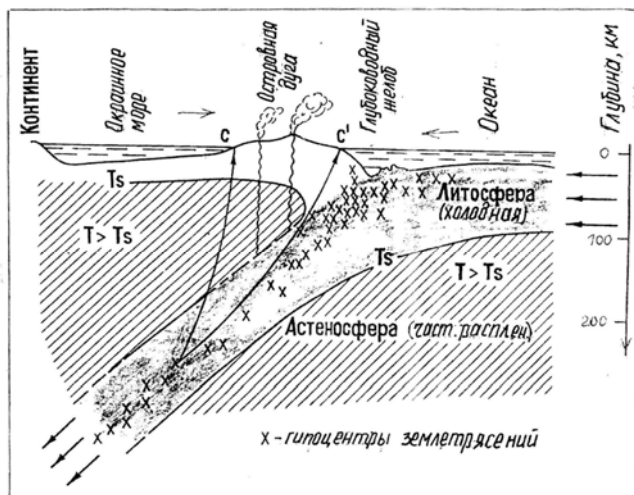


Рис. 3.3. Принципиальный разрез активной континентальной окраины, показывающий сущность процесса субдукции:

Образованная в центральной части океанического бассейна океаническая литосфера, вовлекаясь в процесс спрединга, перемещается в сторону континента; если континент перемещается (дрейфует) в противоположном к спредингу направлении или же он «стоит на месте», то происходит процесс субдукции, т. е. относительно мало мощная (тонкая) океаническая литосфера пододвигается под мощную (толстую) континентальную литосферу; так образуется специфическая «зона Бенооффа-Заварицкого-Вадати», включающая «глубоководные желобы», «островные дуги» и «окраинные моря» (последние структуры отражены на левой половине рисунка)

Два первых типа тектонических движений, рассмотренных выше, относятся к вертикально направленным движениям, тогда как три последних являются представителями горизонтально или наклонно направленных тектонических движений (пододвигание океанической литосферы под континент при субдукции происходит под углом порядка 60° к горизонтальной плоскости). Поэтому первые два типа тектонических движений рассматривались в рамках

«Учения о геосинклиналях», тогда как последние три возникли в рамках геотектонической концепции «*Тектоники литосферных плит*», выдвинутой в 60-х годах XX столетия в качестве главной *парадигмы* в геологии. На содержании последних движений мы подробнее остановимся позже.

Понятно, что для понимания природы *тектонических движений* они должны изучаться с помощью специальных методов. Однако непосредственное изучение сущности этих движений практически невозможно, поскольку их движущие силы расположены глубоко в недрах, протекают довольно медленно, и вертикальные и горизонтальные движения, как правило, взаимно сопряжены. Например, невозможно определить численные значения *складчатых тектонических движений* даже с помощью самых чувствительных приборов, поскольку распластавшиеся ранее толщи слоев горных пород при действии горизонтально направленных тектонических напряжений «собираются в складки», при этом горизонтальная составляющая движений превращается в вертикальную (оси антиклиналей и синклиналей направлены вертикально).

Единственной возможностью изучения сущности *тектонических движений* является измерение численных значений движений на поверхности планеты, проявляющихся на современном этапе развития планеты, с помощью различных методов. Такие измерения осуществляются в рамках научной дисциплины «неотектоника» – составной части «общей геотектоники».

Традиционными методами изучения современных *тектонических движений* являются следующие методы.

1. Исторический (историко-археологический) метод. Метод изучения, с помощью которого доказывалось проявление *тектонических движений* и в современную эпоху, т. е. развития человечества. Суть метода заключается в констатации фактов погружения под воду архитектурных памятников старины, построенных на берегу морских бассейнов в одних регионах, или, наоборот, поднятия некоторых ранее опущенных участков поверхности суши. Так, на побережьях Черного, Азовского и Каспийского морей

опускание *земной коры* отмечено на нескольких участках: в Сухумской бухте затоплены постройки древнегреческой колонии Диоскурии, близ берегов Крыма на дне моря находили греческие сосуды – амфоры, у северных берегов Азовского моря, а также близ г. Николаевска обнаружены затопленные скифские курганы. Такие же случаи обнаружены на берегах Средиземного моря. Так, римские мостовые ныне находятся под водой. В заливе Фосс близ Марселя на глубине 6 м обнаружены остатки затопленного римского г. Ис. Известно, что развалины храма Сераписа близ Неаполя ныне находятся под водой. Население Голландии начиная с X–XI вв. постоянно находится под угрозой затопления своей территории в результате ее постоянного опускания. Поэтому они издавна начали строить дамбы на побережье Северного моря, и вынуждены постоянно наращивать высоту этих дамб. В нынешнее время высота этих дамб достигла 15 м. Это значит, что средняя скорость опускания указанной территории составляет порядка 0,5–0,7 мм/год.

Приведенные выше сведения доказывают факты опускания указанных участков в результате *колебательных тектонических движений*, имевших место в течение человеческой цивилизации. Установлены также факты поднятия некоторых участков *земной коры* в исторический период жизни людей. Так, установлено, что древняя оросительная система в восточной части Ферганской впадины, ныне «врезана» на 13–14 м над руслами рек Андижансай и Шарикансай. Известно, что водное хозяйство в Ферганской долине имело место в II–I тысячелетии до нашей эры, а это значит, что скорость поднятия указанного участка и «врезание» его руслами рек составляла в среднем 4 мм/год.

2. Метод водомерных наблюдений. Смысл этого метода заключается в постоянном наблюдении изменения положения уровня моря. Непрерывность наблюдений достигается посредством установки, так называемых, «футштоков», представляющих собой чулунные или деревянные рейки, разбитые на деления или же используются более совершенные самозаписывающие уровнемеры, которые называются «мареографами». Обработка данных, полученных в

период с 1897 г. по 1927 г. с помощью указанных наблюдений на берегах Балтийского моря показали, что северный берег этого моря «поднимается» со средней скоростью 10 мм /год, тогда как южный берег «опускается».

Наблюдения с помощью футштоков или мареографов проводятся ныне на берегах практически всех морей и океанов. Такие наблюдения, проведенные на американских берегах Тихого океана показали, что северный берег этого океана опускается со скоростью до 4 мм/год.

3. Метод повторных нивелировок высокой точности. Данные о характере вертикальных движений тех или иных участков земной коры в пределах суши получают с помощью сравнения результатов нивелировок высокой точности, проводимых обычно вдоль железнодорожных линий. Такие исследования, проведенные на территории бывшего Советского Союза показали, что одни участки суши очень медленно опускаются, другие поднимаются. Взаимная увязка данных повторных нивелировок общей протяженностью около 20 тыс. км с данными, полученными с помощью футштоков на берегах морей, дали возможность составить специальную карту современных движений для западной части бывшего СССР. Первые работы по нивелировке указанных регионов были проведены в течение 1913–1932 гг., тогда как повторная нивелировка этих же регионов была проведена в период 1945–1950 годы. Данные исследования показали, что одни регионы Русской плиты поднимаются со средней скоростью 10 мм/год, а другие, наоборот, опускаются на 5 мм/год.

4. Метод повторных триангуляций. Данный метод используется для определения численных величин не вертикальных движений суши, а горизонтальных. При повторном проведении триангуляционных измерений устанавливается изменение относительного положения точки стояния опорных пунктов триангуляционной сети. В результате таких исследований было установлено, что довольно ощутимые горизонтальные движения свойственны в основном сейсмоактивным регионам (Японии, Калифорния, Туркмении и т. д.).

5. Метод повторного определения географических координат. Данный метод исследований также используется для измерения горизонтальных составляющих движений земной коры. Смысл метода заключается в определении относительного смещения конкретной точки земной коры по горизонтали астрономическим способом.

6. Метод дистанционных лазерных измерений. В связи с освоением космического пространства предоставляется возможность точного измерения значений горизонтального перемещения тех или иных пунктов земного шара с помощью точных приборов, установленных в космических аппаратах. Одним из таких методов является метод точного измерения с использованием лазерных лучей. Одно из таких измерений, проведенных из, так называемого, «Гармского полигона», расположенного между горными системами Памира и Тянь-Шаня, доказали факт смещения Памира в сторону Тянь-Шаня за последние 40 лет со средней скоростью 2 см/год. Результаты таких измерений последних лет показали, что средняя скорость горизонтального перемещения дна Атлантического и Тихого океанов (этот процесс, как известно, называется процессом «спрединга») составляет порядка 4–12 см/год.

7. Геоморфологические методы. Известно, что *тектонические движения* играют исключительную роль в формировании рельефа Земли. Однако рельефобразующее значение этих движений будет заметно лишь тогда, когда эти движения длительное время действуют в одном и том же направлении. При наличии знакопеременных движений особенности изменения рельефа не всегда заметны. Специальными исследованиями установлено, что в районах с восходящим характером движения русла рек «глубоко прорезаются» в землю, и на дне таких рек аллювиальные отложения практически не накапливаются; наоборот, на дне русла рек, протекающих по районам с нисходящим характером колебательных движений, аллювиальные отложения накапливаются в большом количестве, и эти отложения характеризуются грубыми обломками горных пород и их неотсортированностью.

Первые три из описанных выше семи методов изучения современных движений призваны определить численные значения медленно проявляющихся вертикальных движений, тогда как следующие три метода используются для определения масштабов горизонтальных перемещений тех или иных участков земной поверхности. На первый взгляд кажется, что седьмой, т. е. геоморфологический метод, призван определить характер проявления только вертикальных движений. Однако хорошо известно, что в формировании рельефа поверхности планеты участвуют как вертикальные, так и горизонтальные *тектонические движения*.

Резюмируя сказанное, необходимо обратить особое внимание на одну деталь: все приведенные выше методы изучения современных движений не предполагают выяснения причин (механизма) проявления *тектонических движений*, они призваны лишь показать наличие таких движений.

Хорошо известно, что кроме охарактеризованных выше медленно протекающих движений имеет место и мгновенно проявляющиеся и сильнейшие движения в *земной коре* и *литосфере*, ярким примером которых являются землетрясения. Так, при произошедшем в Гобийском Алтае (на территории Монголии) в декабре 1957 г. землетрясении возникла целая сеть разрывов в *земной коре* общей протяженностью порядка 700 км. Смещение по вертикали вдоль этих разрывов достигало 9,2 м, по горизонтали – 8,85 м. Данный пример доказывает абсолютно непредсказуемый «нрав» нашей планеты, хотя кажется, что она является довольно спокойным и медленно развивающимся геологическим объектом.

3.3. Геологические формации и их деформации

Любая *тектоническая структура* состоит из совокупностей *геологических формаций* и в большинстве случаев эти формации встречаются в деформированном состоянии. Одной из основных целей *геотектоники* является определение условий и времени формирования указанных формаций, а также условий и времени их последующей деформации. Именно по результатам этих иссле-

дований осуществляется поэтапное прослеживание истории геологического развития изученной *тектонической структуры*, что и является конечной целью геотектонических исследований регионального или всепланетарного масштаба.

Геологическая формация – это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных *структурных элементов* земной коры. Из этого определения становится ясным, что содержание и особенности каждой *геологической формации* дают необходимые сведения о тектонических условиях их первоначального формирования, что осуществляется с помощью проведения формационного анализа в пределах изучаемой *тектонической структуры* (смысл проведения исследований с помощью «метода формационного анализа» освящен в рамках 1-й лекции).

Первоначальное формирование совокупностей *геологических формаций* – результат *тектонических движений*, поскольку возникновение рельефа поверхности планеты является следствием таких движений. Совокупности *геологических формаций* отлагаются в основном в «опущенных участках» рельефа Земли (на дне морей и океанов, а также в региональных прогибах и впадинах), возникающих в результате проявления *тектонических движений*. Однако эти совокупности *геологических формаций* в большинстве случаев не сохраняют в дальнейшем свое первоначальное залегание в виде горизонтально переслаивающихся толщ горных пород, а претерпевают деформационные изменения под воздействием продолжающихся тектонических напряжений. Именно в данном контексте в рамках геотектонической науки возникли понятия о «первичной тектонике» и «вторичной тектонике»: **«первичная тектоника»** призвана формировать рельеф поверхности планеты, способствуя тем самым первоначальному накоплению наборов *геологических формаций* в «опущенных участках»; **«вторичная тектоника»** создает условия для повсеместного деформирования образованных формаций и формирования таким образом

складчатой структуры. В данном контексте главной задачей геотектонической науки является восстановление истории заложения, геологического развития и стабилизации *тектонических структур*, возникших в результате проявления первичной и вторичной тектоники с помощью определения геотектонических (геодинамических) условий формирования совокупностей *геологических формаций* и особенностей их дальнейшей деформации.

В нынешний этап развития геологической науки выделяется целая группа *«эталонных формаций»*, дающая возможность идентифицировать стадии заложения, геологического развития и стабилизации *складчатых структур* с позиции прогрессивной тектонической концепции современности – *Тектоники литосферных плит*. Эти *геологические формации* в нынешний этап развития нашей планеты отлагаются в различных регионах земного шара, в разных же геодинамических (геотектонических) условиях. Особенности вещественного состава и строения этих формаций дают возможность распознавать каждую из этих формаций и установить, соответственно, в каком же *тектоническом режиме* и в какой стадии развития этого режима они формируются. Основными представителями этих *эталонных формаций* являются следующие.

«Рифтогенные формации» обозначают момент первоначального раскола былой континентальной литосферы в условиях растяжения с дальнейшим отодвиганием «расколотых частей» континентов в противоположном направлении. Этот процесс сейчас имеет место в районе Африканских рифтов, где Аравийский полуостров отделяется от Африканского континента с созданием Красноморского рифта. Вещественный состав рифтогенных формаций в целом характеризуется вулканогенными образованиями различного состава с повышенной щелочностью (натриевая щелочность). С этими вулканогенными образованиями ассоциируют различные типы осадочных отложений.

«Формации пассивных континентальных окраин» отлагаются на континентальном побережье океанического бассейна, вновь образованного в результате дальнейшего отодвигания расколотых частей бывшего континента и превращения континентального риф-

та в океанический. Набор этих формаций характеризуется чисто осадочным составом. Современным примером таких формаций являются совокупность отложений, накапливающихся на противоположных берегах Атлантического океана.

«Офиолитовая формация» – формация, образующаяся на дне океанического бассейна за счет плавления астеносферного вещества в районе океанических рифтов и разрастающаяся по дну океана в результате *спрединга*. Разрез этой формации состоит из «триады Штейманна» (снизу вверх) – ультрабазит-базитовых интрузий, толеитовых базальтов и перекрывающих их глубоководных осадочных отложений. *Офиолитовая формация* формируется ныне на дне всех океанических бассейнов.

«Островодужные формации» формируются в ареале Островных дуг и фиксируют стадию обратного закрытия океанического бассейна вследствие постепенного сближения ранее разошедшихся континентальных берегов океана. Набор *островодужных формаций* отлагается в ареале *активных континентальных окраин*, образованных в результате *субдукции* океанической литосферы под континентальную. Процесс отложения этих формаций сочетается с началом деформирования (складчатости) ранее образованных формаций. Формации островных дуг объединяют вулканогенно-осадочные образования различного состава, однако среди вулканитов ведущее место принадлежит андезитам.

«Флишевая формация» – формация, фиксирующая *Окраинные моря*, открывающиеся на тыльной стороне континентального побережья закрывающегося океанического бассейна. Данная формация сложена исключительно из осадочных отложений, причем ее разрез характеризуется ритмичностью строения. Нынешними примерами ареалов формирования *флишевой формации* являются *Окраинные моря*, образовавшиеся на западном берегу Тихого океана (Охотское, Японское, Китайское и др.).

«Молаассовая формация» фиксирует орогеническую, или коллизионную стадию развития будущей *складчатой структуры*. Орогены (горные системы) в большинстве случаев образуются в результате столкновения континентальных берегов закрывшегося

океанического бассейна. Данная формация образуется в межгорных впадинах, ее состав может включать как осадочные, так и вулканогенно-осадочные отложения. Основная особенность осадочных отложений *молассовой формации* – их грубообломочный состав (часто отмечаются грубообломочные конгломераты). Время формирования *молассовой формации* соответствует завершающей фазе складчатости будущей *складчатой структуры*. Иными словами, вслед за формированием *молассовой формации* наступает платформенный этап развития структуры, характеризующийся теперь не складчатыми, а колебательными (эпейрогеническими) тектоническими движениями. После указанного этапа развития структуры весь комплекс образованных до этого деформированных и отчасти притерпевших метаморфические изменения *геологических формаций* будет играть роль *кристаллического фундамента* вновь созданной *платформы*.

Все перечисленные выше *эталонные формации* так или иначе отличаются друг от друга по петрохимическому и геохимическому составу, а также по структурно-текстурным особенностям слагающих их пород (особенно вулканогенных членов формаций) и поэтому довольно хорошо идентифицируются. Именно это обстоятельство позволяет их использовать в качестве мировых эталонов, с которыми сравниваются соответствующие характеристики объектов исследования, представленных древними *складчатыми структурами*. Такое сравнение позволяет, в свою очередь, определить геотектоническую, или геодинамическую природу формирования каждой отдельно взятой формации в пределах объектов исследования и поэтапно воссоздать всю историю их геологического развития. Смысл и содержание метода формационного анализа, описанного в рамках 1-й лекции, раскрываются этим обстоятельством.

Процессы формирования одних формаций и деформация (деформирование) ранее образованных соседних формаций всегда взаимосвязаны. Другими словами, разрыв *литосферы* и формирование *геологических формаций* в условиях растяжения в одних участках сопровождается сжатием соседнего участка, где ранее

созданные формации деформируются (сминаются в складки, разрываются).

Общеизвестно, что бывают два типа деформации слоев горных пород – «*складчатая деформация*» (пликативная деформация) и «*разрывная деформация*» (дизъюнктивная деформация).

Складчатость – широко распространенный деформационный процесс, проявляющийся в *земной коре* и *литосфере* под влиянием *тектонических движений* (очень редко в результате экзогенных процессов) и приводящий к возникновению в слоях горных пород изгибов разного масштаба и различной формы, называемых складками. Возникновение складок – результат пластической деформации слоев горных пород, в результате которой слои горных пород изменяют только свою форму, но сохраняют свою целостность, образуя различные типы складок. Выделяются два главных типа складок; выпуклые (положительные) формы складок называются «*антиклиналями*», вогнутые (отрицательные) формы – «*синклиналями*». Любая *складчатость* в принципе представляет собой совокупность множества ассоциирующих между собой антиклиналей и синклиналей (рис. 3.4).

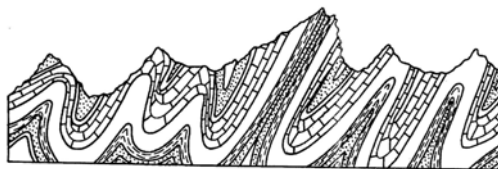


Рис. 3.4. Внешний вид складчатости (разрез)

Механизм формирования системы складок в большинстве случаев объясняется направленным действием сжимающего тектонического напряжения (бокового сжатия, или стресса), приложенного на слои горных пород (рис. 3.5). Формы и размеры складок, формирующихся в результате сжимающих напряжений, зависят от нескольких факторов, главными из которых являются реологическое состояние (способность к «течению», или сминанию в складки) слоев горных пород, кинематическое и динамическое состояние региона

складкообразования, характер напряжения в данном регионе и особенности внешней среды (рис. 3.6).

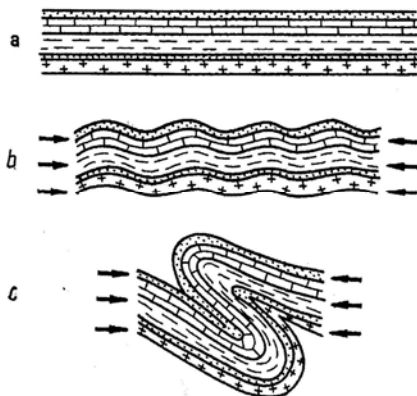


Рис. 3.5. Принципиальная схема образования складок в толщах горных пород (разрезы):

а – слои горных пород, не подвергнутые складчатости (момент отложения толщи); в – слои, подвергнутые незначительной складчатости; с – интенсивно дислоцированные слои.

Стрелки показывают направления бокового сжатия (стресса)

Наиболее важным фактором среди перечисленных является реологическое состояние сминающихся пород, т. е. их предрасположенность к изгибу, а не к разрыву. Трудно представить процесс изгибания горных пород, которые выходят на дневную поверхность и с которыми мы повседневно встречаемся. Эти породы характеризуются обычно большой хрупкостью, поэтому при приложении сжимающих напряжений они, конечно, не сминаются в складки, а разрываются. Данное обстоятельство дает возможность предположить, что процесс складкообразования свойственен, вероятно, горным породам, расположенным в недрах планеты, т. е. на различных глубинных уровнях разреза *земной коры и литосферы*. Причину довольно пластичного состояния глубинных пород и предрасположенности их к изгибу, а не к разрыву необхо-

димо объяснить, вероятно, одновременным возрастанием температуры и давления вглубь планеты, что приводит, вероятно, к их «размягчению» и предрасположенности к изгибу вследствие приложенного стресса.

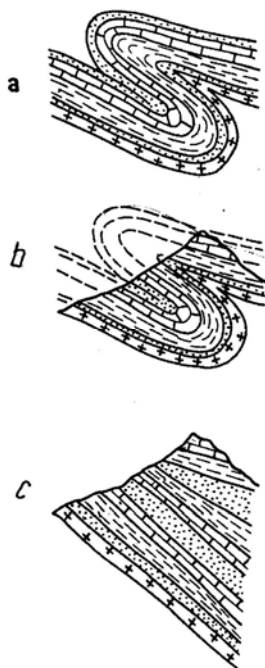


Рис. 3.6. Схема, показывающая сходство характера взаимоотношения крыльев складок в сильнодислоцированных толщах, подвергшихся денудации, с простой слоистостью недислоцированных слоев горных пород

Группы складок, образующихся в глубинных уровнях *земной коры и литосферы*, называют «глубинными складками». **Глубинные складки** — группы складок, формирующихся на различных

уровнях *земной коры* под влиянием бокового сжатия (стресса) вследствие их предрасположенности к сминанию в складки в условиях высоких температур и давления, свойственных этим глубинным уровням. Такие складки свойственны породам *кристаллического фундамента древних платформ и складчатых поясов*. Обособляется еще одна группа складок, которые называют «покровными складками». **Покровная складчатость** – складчатость регионального сжатия, формирующаяся в результате продольного изгиба слоев горных пород под действием бокового стресса. Эта группа складок свойственна обычно породам *платформенного чехла*, перекрывающего *кристаллический фундамент*. Третья группа складок выделяется под названием «экзогенная складчатость». **Экзогенная складчатость** – группа складок, свойственная приповерхностным уровням *земной коры* и формирующаяся под воздействием различных экзогенных сил.

Глубинные складки, в свою очередь, делятся на три разновидности: «складки продольного изгиба», «складки поперечного изгиба» и «складки течения» (рис. 3.7).

Складки продольного изгиба формируются в результате тектонического напряжения, приложенного вдоль поверхности напластования слоев горных пород. Перераспределение вещества слоев горных пород в результате их изгиба происходит в перпендикулярном сжатию направлении, что приводит к «возрастанию складок» вдоль их осевой плоскости и резкому уменьшению площади региона, подверженного складчатости продольного изгиба. Другими словами, площадь района осадконакопления в результате «собираения в складки» слагающих их толщ многократно уменьшает свою прежнюю площадь.

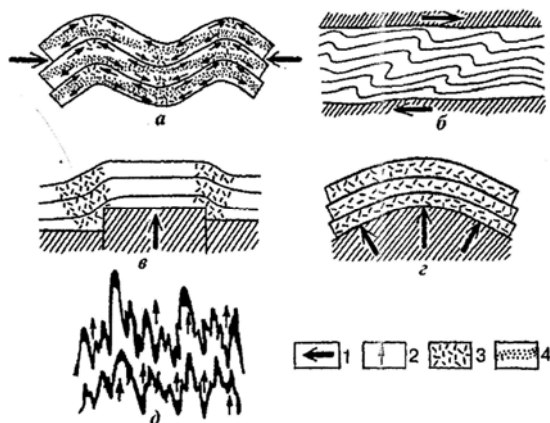


Рис. 3.7. Кинематические типы складок:

а, б – продольного изгиба; в, з – поперечного изгиба; д – течения, по А. Е. Михайлову (1973) (Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики», Москва, 2005): 1 – направление действующих сил; 2 – направление перемещения пород; 3 – участки растяжения; 4 – участки сжатия

При процессе формирования складок поперечного изгиба сжатие происходит в направлении, перпендикулярном к плоскости напластования слоев горных пород. Такие складки, по сравнению со складками продольного изгиба, характеризуются простотой своего строения.

Складки течения свойственны горным породам низкой вязкости. Такие складки довольно часто отмечаются в *кристаллическом фундаменте древних платформ* и в *складчатых структурах*. В условиях сравнительно низких значений температуры и давления такие складки образуются обычно в изначально маловязких и «текучих» породах, таких как соли, гипс, глины и угли. Что касается условий высоких температур, то такие условия значительно снижают вязкостные характеристики множества довольно крепких пород. Так, в условиях сотни градусов, свойствен-

ных недрам планеты, к образованию складок течения предрасположены такие изначально крепкие породы, каковыми являются мраморы, кварциты, аплиты, гнейсы, амфиболиты и т. д. Процесс образования складок течения сопровождается перекристаллизацией ранее существующих и образованием новых минералов в составе сминающихся пород. Складки течения характеризуются многообразием форм, среди них встречаются и довольно причудливые. Так, например, довольно часто отмечаются случаи значительного утолщения слоев горных пород в замках и крыльях одних складок при значительном «утонышении» указанных элементов складки в соседствующих. В результате этого общий вид таких складок приобретает причудливое «зигзагообразное» очертание. Осевая плоскость складок течения бывает разноориентированной, однако главное направление ее простирания (протягивания) соответствует направлению «течения» вещества.

Выше было отмечено, что *покровная складчатость* свойственна в основном отложениям *платформенного чехла*, перекрывающим *кристаллический фундамент платформы*, или же заполняющим региональные прогибы и впадины в пределах *складчатых структур* фанерозоя. По сравнению с глубинными складками представители данного типа складок характеризуются простотой своих форм. Однако среди разновидностей покровных складок довольно сложным строением характеризуются складки регионального сжатия. Такие складки образуются в результате продольного изгиба горизонтально напластованных слоев горных пород под действием бокового сжатия (стресса). Данный вид складчатости иногда называют «альпинотипной складчатостью». Системы таких складок характеризуются большой протяженностью, их осевая плоскость всегда направлена в одну и ту же сторону, а крылья складок «наклонены» перпендикулярно к направлению прослеживания. Характер складчатости, когда крылья складок наклонены в одну и ту же сторону, называется «вергентностью складок», данная «вергентность» всегда направлена противоположно направлению приложения горизонтального сжатия. Как отмечено выше, покровная складчатость свойственна в основном отложениям

платформенного чехла. Однако некоторые разновидности таких складок «могут затронуть» также верхние уровни расположенного под чехлом *кристаллического фундамента*. Например, в результате колебательных движений древних и молодых платформ могут создаваться, так называемые, складки облекания, в которые вовлекается верхняя часть фундамента. К разновидности покровной складчатости относится также диапировая складчатость, образующаяся в результате «течения вверх» малокомпотентных (маловязких) пород самого чехла. В результате такой складчатости образуются специфические виды складок, каковыми являются соляные купола и глинистые диапиры (рис. 3.8).

В тех случаях, когда после определенного «затишья» активных тектонических движений, в т. ч. после завершения складчатости ранее образованных толщ горных пород, «вновь наступает процесс аккумуляции «новых отложений», формируются различные виды несогласий (рис. 3.9).

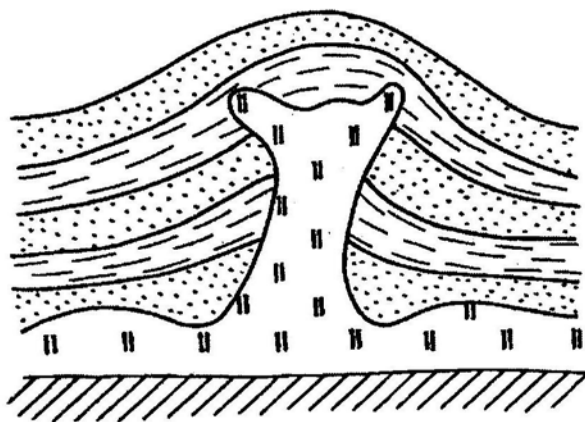


Рис. 3.8. Принципиальная схема образования соляных куполов (разрез)

К представителям *экзогенной складчатости* относятся следующие разновидности очень простых складок: подводно-оползневые складки; складки осадочного облекания; складки уплотнения; складки разбухания; складки оседания; складки выпирания. Все эти разновидности экзогенных складок образуются в приповерхностной части *платформенного чехла* под воздействием экзогенных процессов различного содержания.

Дизъюнктивные деформации, или разрывные нарушения горных пород – широко распространенные в *земной коре* дислокации, приводящие к нарушению сплошности слоев горных пород, их более крупных совокупностей. *Складчатые деформации* и *разрывные нарушения* тесным образом связаны друг с другом. Оба они являются следствием приложения тектонических напряжений на горные породы *земной коры* и *литосферы* в целом, только формирование складок является следствием пластичных деформаций в глубинных слоях, тогда как разрывные нарушения есть продукт хрупких деформаций в приповерхностных частях *земной коры*.

Выделяются две группы *разрывных деформаций*: 1) разрывы без смещения по разрыву горных пород называются «диаклазы»; 2) разрывы со смещением блоков, обособленных разрывом, называются «параклазы». К диаклазам относятся обычные трещины в горных породах. Параклазы отличаются смещением горных пород по трещине. В данном случае сама трещина, по которой произошло смещение горных пород относительно друг друга, превращается в «сместитель разрыва». Расстояние вдоль сместителя между бывшими смежными точками называется «амплитудой смещения». Смещенные части горных пород, расположенные по обе стороны от сместителя, называются «крыльями разрыва». Крыло разрыва, расположенное над наклонным сместителем, называется «висячее крыло разрыва», под сместителем – «лежачее крыло разрыва».

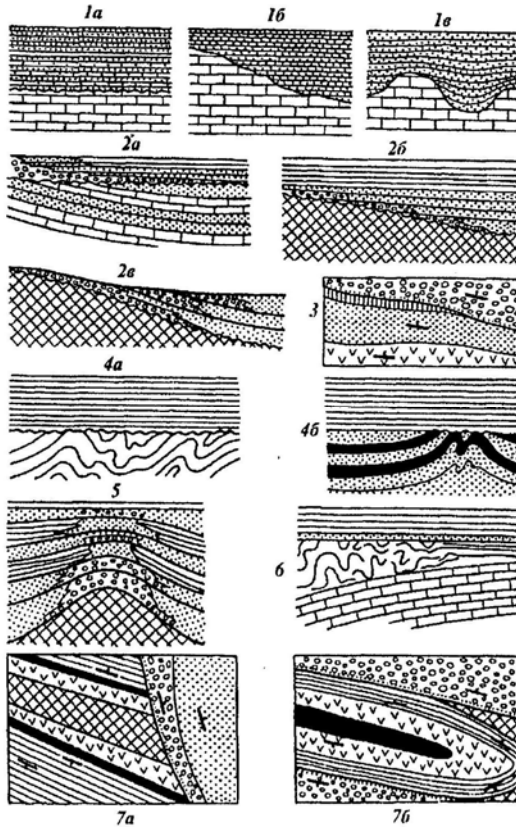


Рис. 3.9. Основные виды несогласий, по В. Е. Хаину, 1964
(Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики». Москва, 2005): 1 – стратиграфическое (параллельное) (а – параллельное налегание; б – параллельное прилегание); в – плащеобразное облекание); 2 – краевое (а – трансгрессивное перекрывание; б – трансгрессивное прилегание; в – регрессивное прилегание); 3 – географическое (картографическое); 4 – угловое (а – региональное, б – местное); 5 – рассеянное (дисперсное); 6 – подводно-оползневое. 7 – азимутальное (а – региональное, б – местное). Несогласия 3, 7 изображены в плане, остальные – в профиле

В результате смещения горных пород по сместителю образуются различные «структуры разрыва». В зависимости от угла наклона сместителя и направлений движения висячего и лежачего крыльев разрыва относительно друг друга структуры разрыва (разрывные структуры) делятся на несколько типов. Кратко охарактеризуем их.

Сдвиг – разрывная структура с вертикальным или круто падающим сместителем, по простиранию которого крылья разрыва смещены относительно друг друга в латеральном (горизонтальном) направлении. Сброс – разрывная структура с круто падающим сместителем, по которому висячее крыло разрыва опущено вниз по сравнению с лежачим крылом. Взброс – разрывная структура с круто падающим сместителем, по которому висячее крыло разрыва поднято относительно лежачего крыла. Надвиг – разрывная структура с пологим наклоном сместителя (менее чем 45°), по которому висячее крыло разрыва надвинuto на лежащее крыло. Тектонический покров – разрывная структура, у которой угол наклона сместителя колеблется в пределах от нескольких до первого десятка градусов, и по этому сместителю висячее крыло разрыва надвинuto на лежащее крыло на несколько или на первые десятки километров. Когда наклон сместителя не превышает несколько градусов, и висячее крыло разрыва перемещается по поверхности лежачего крыла на несколько десятков, а то и первые сотни километров, то такие крупные разрывные структуры называются шарьяжами. В ряде случаев понятия «тектонический покров» и «шарьяж» воспринимаются как синонимы.

Все перечисленные выше разрывные структуры являются региональными структурами. Они отмечаются в пределах тех или иных регионов и во время геологической съемки данного региона распознаются и картируются. Эти разрывные структуры иногда называют «коровыми разрывами».

Еще одной широко распространенной структурой разрыва являются глубинные разломы, имеющие различные масштабы. **Глубинные разломы** – зоны подвижного сочетания крупных блоков земной коры и даже подстилающей ее литосферы. Глубин-

ные разломы небольшого (регионального) масштаба в принципе можно отождествлять с обычными структурами разрыва и по своей тектонической сущности они могут относиться одному из описанных выше типов таких структур – к сдвигам, сбросам, взбросам, надвигам и т. д. Другими словами, *глубинный разлом* тот же сместитель разрыва, однако в данном случае этот сместитель представлен не отдельной трещиной, а целой зоной, имеющей свои признаки. Ширина этой зоны может достигать нескольких десятков километров. Что касается протяженности *глубинных разломов*, то они могут протягиваться на многие сотни и даже тысячи километров, причем, чем протяженнее *глубинный разлом*, тем глубже он уходит в недра Земли. Одним словом, протяженность и глубина проникновения *глубинных разломов* меняется в широких пределах и именно по этим параметрам они классифицируются.

Как указывалось выше, *глубинные разломы* разнообразны. Следовательно, они классифицируются по нескольким различным параметрам. Одним из таких параметров является глубина проникновения разломов. С этой точки зрения *глубинные разломы* делятся на три типа: 1) «сверхглубокие разломы» (рассекают всю литосферу и уходят на глубину до 400–700 км); 2) обычные «глубокие разломы» (достигают глубин до 100–300 км); 3) «коровые разломы» (проникают мощность земной коры, т. е. глубина заложения ограничивается глубиной 40–75 км). Другим показателем классификации *глубинных разломов* является их роль в разграничении крупных глубинных структур земной коры и литосферы. По этому показателю *глубинные разломы* различаются на «периокеанические разломы» (разграничивающие континенты от океанов, примером которых может послужить кольцо разломов, вокруг Тихого океана), «перикратонные разломы», или «краевые швы» (отделяют складчатые структуры от древних платформ), «внутроструктурные граничные разломы» (разграничивают отдельные прогибы от срединных массивов, или структурно-формационные зоны друг от друга) и «межглыбовые» (небольшие разломы, отмечающиеся обычно в пределах тектонических структур высоких порядков: эти разломы относятся к коровым

разломам). Как можно заметить, и вторая классификация разломов разработана с точки зрения их размеров. Так, периокеанические разломы являются всепланетарными структурами, уходящими вглубь Земли на сотни километров, тогда как межглыбовые разломы ограничиваются протяженностью до сотни километров и «разрезают» только *земную кору* или только ее верхнюю часть.

Отдельные *глубинные разломы*, особенно их крупные разновидности довольно хорошо распознаются на местности благодаря целому комплексу их признаков, трассирующих «ослабленные» и проницаемые зоны *земной коры* и *литосферы*. Среди указанных признаков *глубинных разломов* можно отметить следующие: а) «структурные признаки» – сгущение вдоль разломов обыкновенных трещин и резкое увеличение интенсивности складчатости; б) «геофизические признаки» – скачкообразное изменение глубины залегания опорных горизонтов *земной коры* и *литосферы* (например, границ Мохоровичича и Конрада) на противоположных бортах разлома; в) «геоморфологические признаки» – соответствие *глубинных разломов* границам гор и низменностей, скачкообразное изменение высотных отметок поверхностей выравнивания на противоположных бортах разлома, прослеживание вдоль разломов цепочек локальных впадин, представленных небольшими озерами или расширенными участками речных долин; г) «седиментационные признаки» – резкое отличие литологического состава и фациальных характеристик на противоположных бортах разлома; д) «магматические признаки» – сосредоточение вдоль разломов интрузивных массивов основного и ультраосновного состава, гранитоидных массивов, древних центров вулканизма и признаков гидротермального изменения горных пород; е) «гидрогеологические признаки» – сосредоточение вдоль разломов термальных источников; этот признак свойственен «живым», т. е. продолжающим свою тектоническую активность разломам.

Глубинные разломы редко встречаются в виде отдельного разрыва. Как правило, они представлены в виде целой системы разломов, субпараллельно протягивающихся в том или ином направлении. В результате анализа и синтеза таких систем разломов,

протягивающихся на большие расстояния и опоясывающие по существу весь земной шар, в геологической литературе установлен специальный термин, именуемый как «*линеаменты*». **Линеа-ментами** называются всепланетарные системы *глубинных разломов*, характеризующиеся широким развитием вдоль них разрывов, складчатости, рельефа, деятельности вулканов и т. д. и прослеживающиеся на огромные расстояния. По результатам анализа *линеаментов* по всему земному шару установлено, что они протягиваются в основном в четырех направлениях – в субширотном, субмеридиональном, с северо-востока на юго-запад и с северо-запада на юго-восток.

Глубинные разломы, хотя они являют собой структуры разрыва, в большинстве случаев возникают, вероятно, под воздействием сжимающих тектонических напряжений. Однако имеется один своеобразный тип *глубинных разломов*, который образуется исключительно в условиях растяжения. Этот специфический тип разломов называется «*рифты*». **Рифт** (от английского слова «расщелина», «ущелье») – линейно вытянутая на несколько сот и тысяч километров щелевидная или ровобразная *разрывная структура*, образование которой связано с тектоническими напряжениями, возникающими в недрах планеты. *Рифты* фиксируют линию первоначального разрыва континентальной литосферы. В данном случае мы имеем дело с «континентальным рифтом». Впоследствии в результате отодвигания разграниченных рифтом частей континента в противоположные стороны в условиях растяжения (*дрейф континентов*), рифтовая расщелина постепенно расширяется и перерождается в «океанический рифт». Полный разрыв континентальной литосферы и перерождение континентального рифта в океанический сочетается с образованием океанического бассейна и океанической литосферы вдоль рифта с дальнейшим расширением вновь образованного бассейна вследствие процесса, именуемого *спредингом*. Ширина континентальных рифтов в среднем 30–70 км, иногда еще меньше (например, ширина рифта Мертвого моря колеблется в пределах 5–20 км). Примером перерождения континентального рифта в океанический рифт может

служить бассейн Красного моря, ширина которого колеблется в пределах 200–400 км.

В ареале образования рифтовой системы разрывов формируются специфические структуры разрыва, которые называются «горстами» и «грабенами». **Горст** (от немецкого слова «возвышенность», «холм») – *разрывная структура*, образованная в результате ограничения с обеих сторон сбросами и взбросами и занимающая приподнятое положение по отношению к окружающим участкам *земной коры*. **Грабен** (от немецкого слова «ров») – *разрывная структура*, образованная в результате ограничения с обеих сторон сбросами, реже взбросами и занимающая опущенное положение по отношению к окружающим участкам *земной коры*. *Горсты* и *грабены* протягиваются субпараллельно и сменяют друг друга в поперечном направлении. Поперечное сечение (разрез) таких структур имеет ступенчатый рисунок, поскольку каждый соседний *горст* и *грабен* граничит между собой по вертикальному или круто падающему разрыву.

Рифты – *структуры разрыва*, как ареал первоначального разрыва *литосферных плит*, играют роль «дивергентных границ» этих плит. Однако, согласно положениям *Тектоники литосферных плит*, «расходившиеся» в начальных стадиях развития будущей *складчатой структуры* континентальные *литосферные плиты* в условиях растяжения в заключительных стадиях своего развития «смыкаются обратно» и создают специфическую зону глобального сжатия, характеризующуюся столкновением плит. Последняя зона, т. е. граница столкновения *литосферных плит* называется «конвергентной границей» этих плит. *Конвергентная граница литосферных плит*, как ареал глобального сжатия в результате столкновения *литосферных плит*, представляет собой специфическую зону сложнейшего покровно-складчатого строения. В пределах этой зоны сосредоточиваются сложнодислоцированные фрагменты всех *геологических формаций*, образованных в ходе долгого развития будущей *складчатой структуры*, в т. ч. и фрагменты офиолитовой формации, образованные на дне бывших океанических бассейнов. Такие сложного строения зоны, соответствующие

«линиям спаивания» «ранее разорванных» *литосферных плит* (в *конвергентных границах литосферных плит*) в геологической литературе получили название «**шовные зоны**», или «**структуры**».

Выше было отмечено, что образование *складчатых структур* и *структур разрыва* – процессы взаимосочетающиеся. Возникновение того и другого типа структур является в конечном счете результатом воздействия *тектонических движений*. Однако под воздействием тектонического напряжения в глубинных частях недр планеты образуются *складчатые структуры*, а в приповерхностных частях – *структуры разрыва*. А это значит, что возобладание того или иного процесса на том или ином уровне верхних оболочек планеты (процесса смятия в складки или нарушения сплошности слоев горных пород) в первую очередь определяется термодинамическими характеристиками (значениями температуры и давления) этих уровней и особенностями реологического состояния горных пород, занимающих эти уровни. При повышенных значениях температуры и давления реологическое состояние (способность к течению) горных пород возрастает, что способствует образованию складок, а не разрывов. С этой точки зрения, т. е. с позиции возрастания термодинамических характеристик горных пород сверху вниз разрез земной коры условно расчленен на три уровня (на три зоны), которые называются, соответственно, «эпизона», «мезозона» и «катазона».

Эпизона охватывает верхнюю часть *земной коры*, ее нижняя граница соответствует уровню с изотермой порядка 100 °С. Степень дислоцированности горных пород, расположенных на этом уровне, в первую очередь зависит от особенностей их литологического состава, тогда как термодинамические условия в складкообразовании пока не играют решающей роли. Разрез эпизоны состоит из неметаморфизованных преимущественно осадочных пород *платформенного чехла* или из отложений, заполняющих *прогибы* и *региональные впадины* в пределах *складчатых структур*. В пределах обнаженных частей *складчатых структур* эта зона занимает их верхнюю часть. Горным породам, расположенным в разрезе

эпизоны, свойственно широкое развитие разрывных нарушений, что касается *складчатости*, то они подвержены в основном покровной и экзогенной складчатости, хотя иногда отмечаются примеры проявления низких степеней складок продольного и поперечного изгиба.

Мезозона охватывает уровни *земной коры*, ограниченные изотермами 100–550 °С. Переход эпизоны в мезозону характеризуется началом проявления *кливажа*. **Кливаж** (от английского слова «раскол») – способность горных пород раскалываться на пластинки и призмы по густо развитой системе параллельных поверхностей, секущих слоистость или согласных с ней. *Кливаж* возникает в результате односторонне направленного действия тектонических напряжений. В пределах *складчатых областей* проявление *кливажа* начинается с уровня порядка 6–9 км. Горным породам, расположенным на уровне мезозоны, свойственен метаморфизм низких степеней (цеолитовая и зеленокаменная фации метаморфизма), именно на этом уровне хрупкие разрывы сменяются пластическими. В разрезе мезозоны широко развиты складки, прослеживающиеся в одном направлении, крылья которых всегда наклонены в одну и ту же сторону. Среди таких складок ведущая роль принадлежит складкам продольного изгиба.

Катазона состоит в основном из горных пород, претерпевших метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций. На уровне катазоны температура должна превышать 550 °С. Породам данного уровня свойственны только складки течения, причиной чего является уменьшение вязкости горных пород этого уровня под воздействием высоких температур и давлений. На уровне катазоны *кливаж* повсеместно сменяется «кристаллической сланцеватостью», все разрывы этого уровня представлены вязкими разрывами.

3.4. Фиксизм и мобилизм, их сходство и отличия

Фиксизм – направление геотектонических представлений, долгое время игравшее роль главной *парадигмы* в геологии. Согласно основному положению фиксизма, место сегодняшнего расположения объекта исследования находится в тех же координатах, где происходило первоначальное формирование этого объекта. Другими словами, согласно представлениям фиксизма, комплексы горных пород никогда не претерпевали субгоризонтального перемещения, они образованы в результате прогибания определенных участков *земной коры*, дислоцированы и превращены в *складчатые структуры* в результате последующего поднятия этого участка, однако эти комплексы не смещены с места своего первоначального образования и последующего деформирования. Идейной основой фиксистского направления геотектоники служит «Учение о геосинклиналях» (о том, что все четыре стадии развития геосинклиналей осуществляются в результате только вертикальных движений – прогибания и поднятия геосинклинальных участков – было изложено в рамках 4-й лекции данного курса).

Выше было отмечено также, что «Учение о геосинклиналях» не может объяснить первопричины многих геологических процессов (например, причину возникновения в *земной коре* вертикально направленных движений, механизм возникновения *складчатости* и т. д.), поэтому ныне данная *парадигма* отодвинута на второй план, и на ее смену выдвинута новая *парадигма* в геологии, название которой «Тектоника литосферных плит (ТЛП)». Направление геотектонических представлений, пропагандирующее основные положения данной *парадигмы*, называется **мобилизмом**. Главное отличие мобилизма от фиксизма заключается в том, что это новое направление в геотектонике придает ведущую роль в осуществлении геологических процессов не вертикальным движениям, а горизонтальным.

Основоположителем мобилистского направления в геотектонике является немецкий географ (климатолог-метеоролог) Альфред Вегенер, всю свою жизнь занимавшийся исследованием

особенностей погоды Гренландии. Он как-то обратил внимание на то, что очертания берегов континентов, разделенных Атлантическим океаном, особенно Африки и Южной Америки, удивительно схожи. Это привело его к «счастливой мысли» о том, что эти континенты в геологическом прошлом могли составлять единое целое, которое впоследствии раскололось с образованием отдельных континентов в результате отодвигания этих континентов друг от друга в горизонтальном направлении. Дальнейшие целенаправленные исследования А. Вегенера в данном направлении мысли дали ему возможность довольно неплохо обосновать правомерность своей идеи. Он приводит четыре группы фактов, доказывающих правоту своей идеи: 1) сходство очертания берегов на противоположных берегах Атлантики; когда А. Вегенер «собрал их воедино», согласно своей идее, то эти континенты на самом деле «удивительно сошлись друг с другом», создавая один цельный суперконтинент (рис. 3.10); 2) окаменелые остатки палеозойских организмов, собранных на противоположных берегах Атлантики (на западном берегу Африки и на территории Бразилии), оказались удивительно схожими (видовое сходство); данный факт свидетельствовал о том, что в палеозойскую эру развития планеты эти два континента (Африка и Южная Америка) представляли собой единый континент, по крайней мере, в палеозое они не разделялись океаном, а имели «континентальную связь»; 3) западное продолжение вытянутых в субширотном направлении гор Капа, расположенных на западном берегу Африки, оказалось на восточном берегу Южной Америки, т. е. единая палеозойская структура ныне оказалась «разделенной» акваторией Атлантического океана; 4) следы древних карбонпермских оледенений, сосредоточенных ныне в пределах отдельных континентов и островов (на юго-восточной Америке, на юге Африки, на Мадагаскаре, на юге Индии, на юго-западном обрамлении Австралии и на Антарктиде), при «сборе этих континентов», согласно идее А. Вегенера, они удивительно «сошлись», составляя единое целое, сосредоточенное в районе южного полюса предполагаемого суперконтинента (рис. 3.11).

Свою идею, обоснованную группой приведенных выше фактов, А. Вегенер опубликовал в 1915 г. в своей знаменитой монографии, изданной под названием «Происхождение материков и океанов». Эту идею официальная геологическая наука назвала «Гипотезой Вегенера», или «Гипотезой дрейфа континентов».

Основные положения Гипотезы дрейфа континентов (Гипотезы Вегенера) сводятся к следующим представлениям.

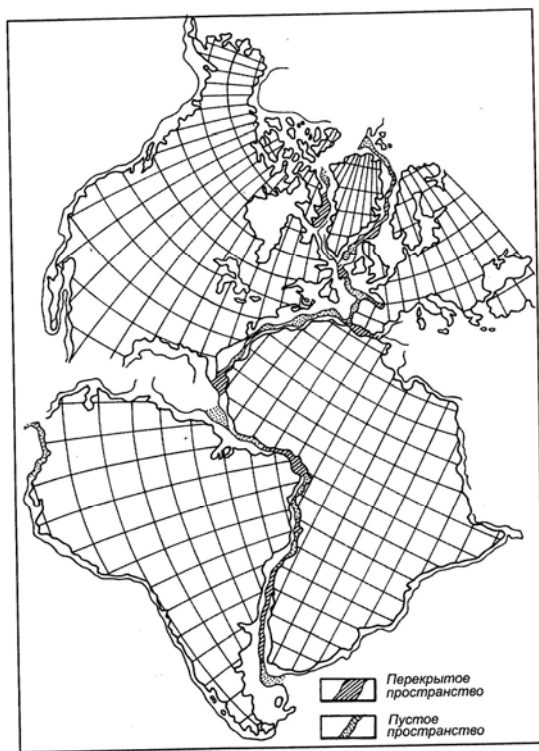


Рис. 3.10. Совмещение континентальных единиц, разобщенных при раскрытии Атлантического океана в позднем, мезозое-кайнозое по Э. Буларду и др., (1965) (Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики». Москва, 2005)

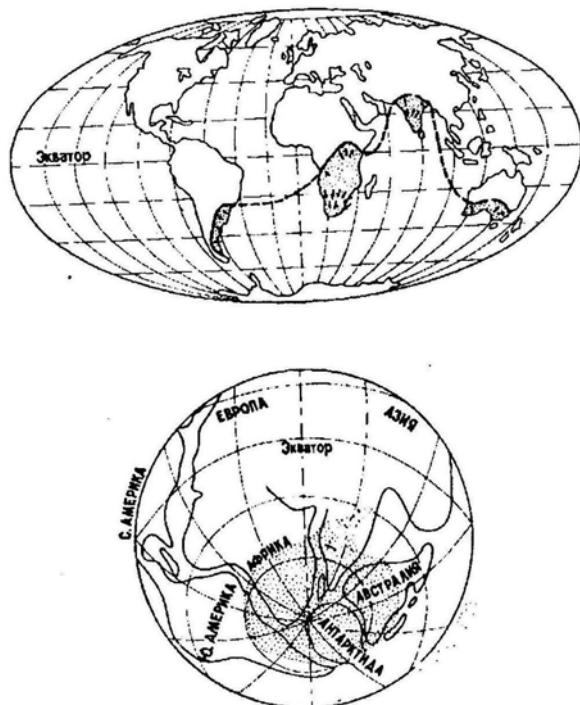


Рис. 3.11. Следы карбон-пермского оледенения ныне рассредоточены в разных регионах земного шара. Однако, если совместить разные континенты, согласно схеме Э. Булларда, то следы указанного оледенения довольно компактно оказываются в районе южного полюса Земли. Это доказывает реальность процесса дрейфа континентов (4-е доказательство правомерности идеи А. Вегенера о дрейфе континентов)

Примерно 300–250 млн. лет тому назад, т. е. в конце палеозойской эры развития планеты на земном шаре существовал только один суперконтинент, который А. Вегенер назвал «Пангея». Берега Пангеи омывали воды единственного тогда океана – «Панталаса». Суперконтинент Пангея, сохранивший свою целостность до конца

каменноугольного (карбонового) периода палеозойской эры, затем был расчленен на отдельные континенты, каждый из которых был вовлечен в горизонтальное перемещение, все дальше отделяясь друг от друга. Так, например, согласно представлениям А. Вегенера, Индостан «откололся» от средней части Африки и Австралии и перемещался на север; Южная Америка «разъединилась» с Африкой, в результате чего образовался Атлантический океан; Гренландия с Норвегией «сохраняли свое единство» до недавнего времени, их «разъединение» происходило только в четвертичном периоде кайнозойской эры и т. д. Одним словом, сегодняшнее расположение континентов на земном шаре – результат их перемещения по горизонтали в течение мезозойской и кайнозойской эр геологического развития планеты. Схемы этих процессов приведены на рис. 3.12 и 3.13.

Идея Вегенера «Дрейф континентов» широко обсуждалась в 1915–1930 гг. среди геологической общественности мира. Среди обсуждающих эту гипотезу ученых были как сторонники, так и противники А. Вегенера. Поэтому однозначную поддержку данной идеи так и не получили, чему, однако, способствовал ряд упущений и самого автора идей – А. Вегенера, поскольку в его рассуждениях имелись довольно серьезные ошибки. Главных затруднений и ошибок А. Вегенера – две: 1) А. Вегенер не смог удовлетворительно ответить на вопрос о движущей силе дрейфа континентов, способной перемещать огромные континенты на огромные же расстояния, исчисляющиеся тысячами километров; другими словами, механизм проявления дрейфа континентов так и остался без ответа; 2) А. Вегенер предполагал, что дрейф континентов происходит по границам Мохоровичича или Конрада; если учесть, что по этим границам контактируют между собой исключительно твердые вещества (граница Мохоровичича – контакт между земной корой и литосферной мантией, а граница Конрада – контакт базальтового и гранитного слоев земной коры), то трудно себе представить факт перемещения на огромные расстояния твердых веществ по поверхности твердого же вещества.

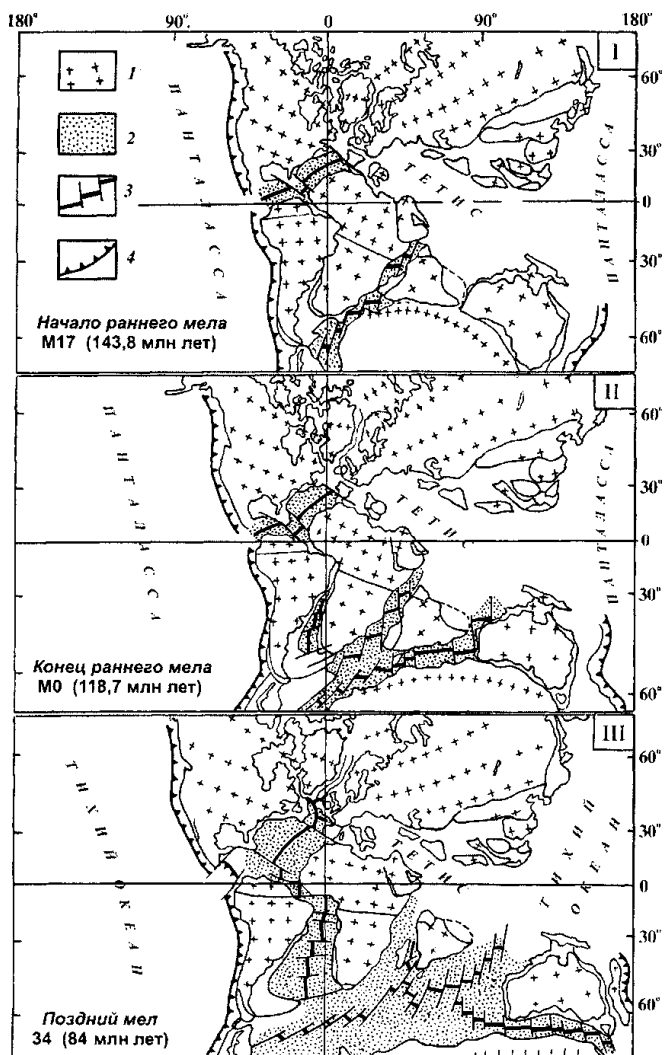
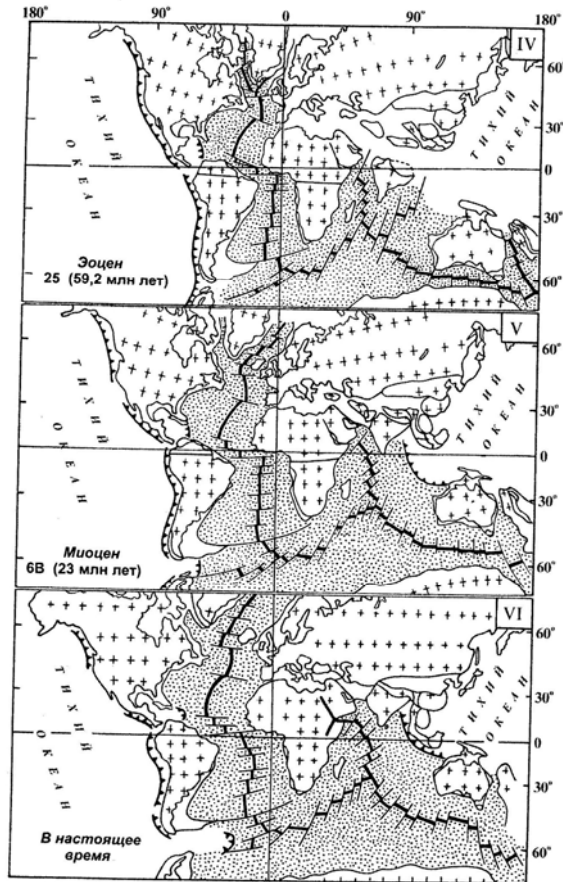


Рис. 3.12. (Начало рисунка; продолжение рисунка и подрисуночный текст на следующей странице)



Продолжение рис. 3.12. Последовательный распад позднепалеозойской Пангеи, по К. Скотизу и др. (1988), с изменениями (Продолжение рисунка; начало рисунка на предыдущей странице)

(Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики, Москва, 2005»): 1 – континентальная литосфера Пангеи, обозначено положение современной градусной сетки (с частотой 10°); 2 – океанская литосфера, новообразованная при распаде Пангеи; 3 – активные оси спрединга; 4 – зоны субдукции

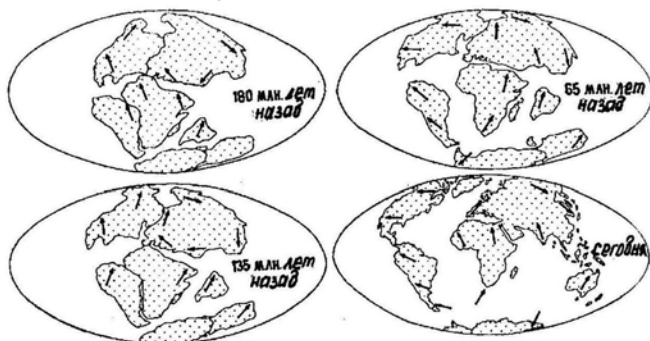


Рис. 3.13. Изменение лика Земли из-за дрейфа континентов (с юрского периода мезозойской эры)

Эти недостатки идей А. Вегенера послужили основной причиной их забвения уже в 40-х годах XX столетия. Однако, спустя два десятилетия, т. е в 60-х годах XX в., идея дрейфа континентов неожиданно была возрождена в качестве новой *парадигмы* мобилизма в лице концепции «**Тектоники литосферных плит (ТЛП)**».

Возрождению идеи дрейфа континентов в виде ТЛП способствовали результаты исследований, проведенных в 1940–1960 годы. Особо большое значение имели два целенаправленных исследования, касающихся особенностей геологического и геоморфологического строения дна Мирового океана, а также палеомагнитных особенностей горных пород. Результаты именно этих исследований способствовали становлению Тектоники литосферных плит (ТЛП) как главной *парадигмы* современности в геологии.

Согласно концепции ТЛП, литосферный слой Земли расчленен на пятнадцать литосферных плит, семь из которых довольно крупные плиты, восемь – микроплиты. Считается, что каждая из этих плит обособлена в пространстве и медленно перемещается (дрейфует) в горизонтальном (латеральном) направлении в то или иное состояние (рис. 3.14).



Рис. 3.14. Литосферные плиты Земли. Среди малых плит и микроплит: Х – Хуан-де Фука; Ко-Кокос; К – Карибская; А – Аравийская; Кт – Китайская; И – Индокитайская; О – Охотская; Ф – Филиппинская (Рисунок взят из учебника В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики», Москва, 2005): 1 – дивергентные границы (оси спрединга); 2 – конвергентные границы (зоны субдукции, реже – зоны коллизии); 3 – трансформные разломы и прочие границы; 4 – векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж.Минстеру, Т. Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год

Скорость перемещения – от нескольких мм до 15–18 см/год. Литосферные плиты могут быть чисто океаническими (например, Тихоокеанская плита), преимущественно континентальными (например, Евразийская плита), а также комбинированными, т. е. в составе плиты присутствуют как океаническая литосфера, так и континентальная (например, Африканская или Южноамериканская плиты). Границы разрыва плит, от которой отодвигаются разорванные части, называются дивергентными границами литосферных плит. Таким границам свойственны деформации растяжения и разрывы, которые представлены специфическими структурами растяжения, которые называются «рифты». Границы схождения (столкновения) плит называются конвергентными границами плит. Им свойственны деформации сжатия (скалчатость). Такие границы соответствуют зонам субдукции и коллизии (рис. 3.15).



Рис. 3.15. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины:

(Рисунок взят из учебника В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики», Москва, 2005):

Рифтовые зоны: Срединно-Атлантическая (СА), Америко-Антрактическая (Ам-А), Африкано-Антрактическая (Аф-А), Юго-западная Индоокеанская (ЮЗИ), Аравийско-Индийская (А-И), Восточно-Африканская (ВА), Красноморская (Кр), Юго-Восточная Индоокеанская (ЮВИ), Австрало-Антрактическая (Ав-А), Южно-Тихоокеанская (ЮТ), Восточно-Тихоокеанская (ВТ), Чилийская (Ч), Галапагосская (Г), Калифорнийская (Кл), Рио-Гранде-Бассейнов и Хребтов (БХ), Горда – Хуан-де-Фука (ХФ), Нансена–Гаккеля (НГ), Момская (М), Байкальская (Б), Рейнская (Р). **Зоны субдукции:** 1 – Тонга – Кермадек; 2 – Новогебридская; 3 – Соломон; 4 – Ново-Британская; 5 – Зондская; 6 – Манильская; 7 – Филиппинская; 8 – Рюкю; 9 – Марианская; 10 – Идзу-Бонинская; 11 – Японская; 12 – Курило-Камчатская; 13 – Алеутская; 14 – Каскадных гор; 15 – Центрально-Американская; 16 – Малых Антиль; 17 – Андская; 18 – Южных Антиль (Скотил); 19 – Гибралтарская; 20 – Калабрийская (Эоловая); 21 – Эгейская (Критская); 22 – Мекран;

а – океанские рифты (зоны спрединга) и трансформные разломы; б – континентальные рифты; в – зоны субдукции: островодужные и окраино-материковые (двойная линия); г – зоны коллизии; д – пассивные континентальные окраины; е – трансформные континентальные окраины (в том числе пассивные); ж – векторы относительных движений литосферных плит, по Дж. Минстеру, Т. Джолдану (1978) и К. Чейзу (1978), с дополнениями; в зонах спрединга – 15–18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции – до 12 см/год. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины

Концепция ТЛП объединяет четыре основных положения, которые включают: 1) дрейф континентов; 2) спрединг океанского дна; 3) субдукцию океанической литосферы под континентальную; 4) коллизию (столкновение континентов).

Дрейф континентов. Ранее было отмечено, что дрейф континентов – всепланетарный геологический процесс, определяемый перемещением целых континентов или их крупных частей в латеральном (горизонтальном) направлении. Результаты специальных исследований, проведенных в последние 30–40 лет, показали реальность этого процесса. Среди этих исследований особо важную роль сыграли палеомагнитные исследования, с помощью которых однозначно доказана реальность дрейфа континентов. С помощью других специальных исследований, проведенных с привлечением высоких технологий, чувствительной аппаратуры и приборов, было установлено, что скорость дрейфа континентов исчисляется несколькими, иногда до первых десятков сантиметрами в год. Что касается движущей силы дрейфа континентов, то предполагается ведущая роль конвекционных потоков в *астеносфере*, состоящей из частично расплавленных веществ и предрасположенных поэтому к течению.

Спрединг – геологический процесс, определяемый перемещением в горизонтальном направлении в сторону континентов *океанической литосферы*, «созданной» за счет продуктов плавления астеносферных веществ (пиролита астеносферы) в ареале океанических рифтов, рассекающих *Срединно-океанические хребты* и протягивающихся вдоль их простирания (см. рис. 3.2). Таким образом, выясняется, что в горизонтальной плоскости перемещаются не только континенты, но и дно океанов. Считается, что процесс *спрединга* включает в себя довольно сложные геологические явления, вызванные следующими геологическими и геоморфологическими особенностями дна Мирового океана: а) наличием протягивающихся посередине океанических бассейнов *Срединно-океанических хребтов* (СОХ), которые рассечены вдоль своего простирания глубокими «расщелинами» в *океанической литосфере* – *океаническими рифтами* (рис. 3.16); б) поскольку океаниче-

ские рифты являются разрывами, рассекающими разрез *океанической литосферы* насквозь и достигающими до кровли расположенной ниже *астеносферы*, данная кровельная часть *астеносферы* претерпевает декомпрессионное плавление (из-за резкого понижения давления указанного уровня *астеносферы*), что приводит к образованию «новой порции» океанической литосферы за счет остывания поднятых вверх магматических расплавов; в) каждая вновь образованная «порция» *океанической литосферы* вынуждена «растечься» в противоположные от рифта стороны, чему способствуют конвекционные потоки в *астеносфере*, направленные параллельно подошве вновь образованной *океанической литосферы* (рис. 3.17); это приводит к постепенному перемещению всего дна океана с района СОХ в сторону обрамляющих океан континентов, поскольку конвекционные потоки в *астеносфере* как бы «тащат дно океана на своем горбу». Процесс *спрединга* иногда называют процессом «разрастания дна океана базальтами». Таким образом, главной движущей силой *спрединга* океанического дна также считаются конвекционные течения в *астеносфере*.

На рис. 3.18 показана последовательность раскрытия Атлантического океана посредством спрединга. На рис. 3.19 изображена геологическая карта дна Мирового океана, которая доказывает реальность процесса спрединга. Из этой карты следует также еще одно важное обстоятельство: на дне современных океанов отсутствуют отложения, возраст которых древнее юрского периода мезозойской эры развития Земли.

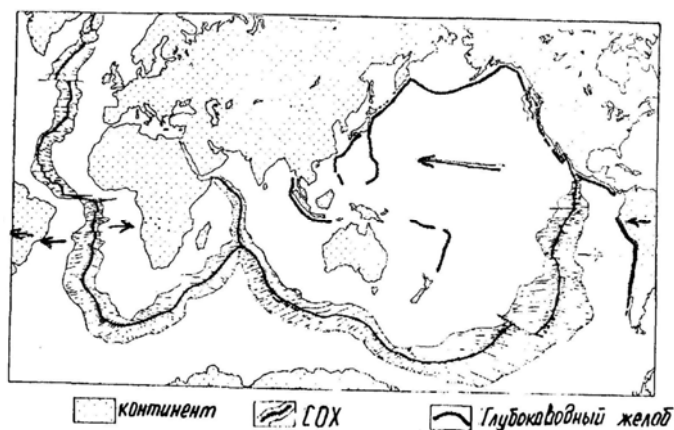


Рис. 3.16. Схема расположения на дне Мирового океана системы Срединно-океанических хребтов (СОХ); среднюю часть СОХ «разсекает» система океанических рифтов; стрелки указывают направления спрединга

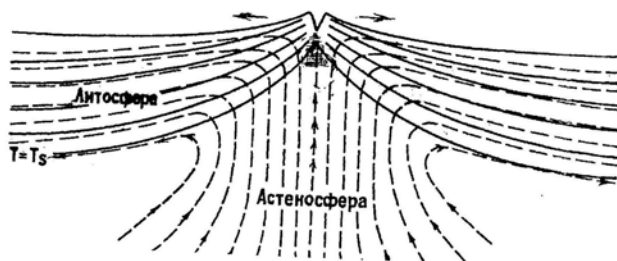


Рис. 3.17. Принципиальная схема образования «новой» океанической литосферы за счет расплавов астеносферного вещества (пиролита астеносферы) в районе океанических рифтов, рассекающих Срединно-океанические хребты (СОХ), и дальнейшего спрединга этой литосферы в сторону континентов; стрелки указывают на направления конвекционных потоков в астеносфере, которые «растаскивают» «посаженные на эту астеносферу» вновь образованные океанические литосферы в разные стороны (спрединг)

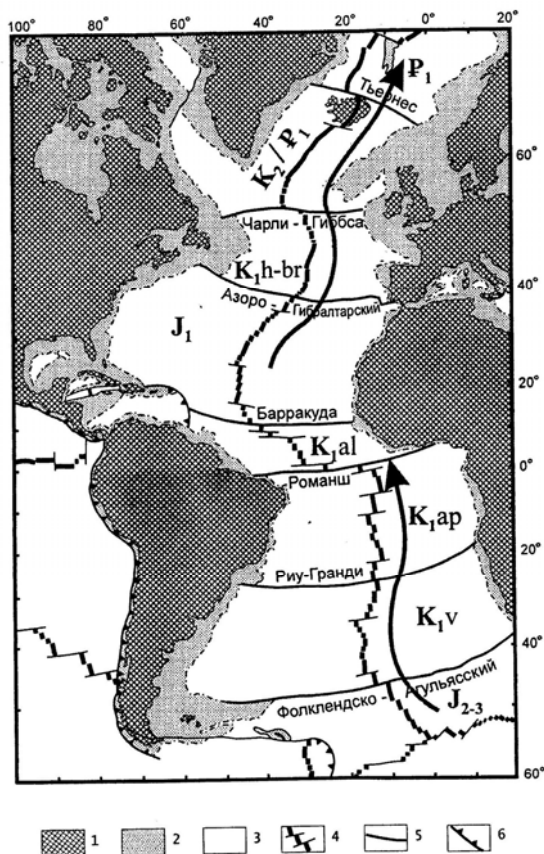


Рис. 3.18. Последовательность спредингового раскрытия Атлантического океана, по В. Е. Хаину, 2003:

Время раскрытия каждого сегмента обозначено индексом, направление проградации спрединга – стрелками

(Рисунок взят из учебника В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики». Москва, 2005):

1 – континентальная кора в пределах суши; 2 – то же в пределах шельфов; 3 – океанская кора; 4 – оси спрединга; 5 – главные трансформные разломы; 6 – зоны субдукции

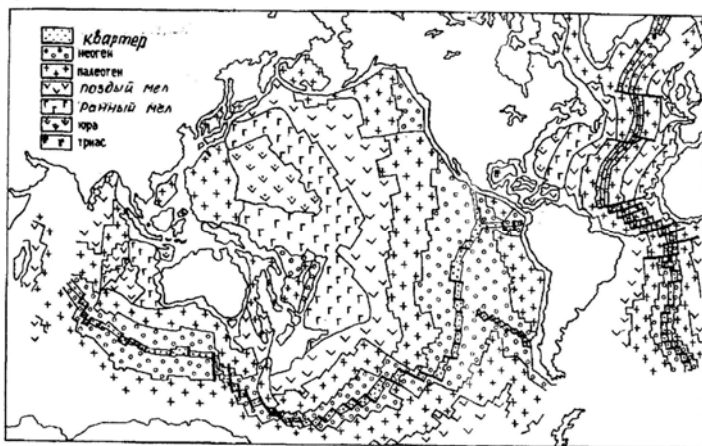


Рис. 3.19. Геологическая карта дна Мирового океана как доказательство реальности процесса спрединга

Субдукция – процесс пододвигания *океанической литосферы* под континент; когда передний край спредингующей *океанической литосферы* достигает «находящегося в относительном покое» или же «дрейфующего в противоположном направлении» континента, то дно океана вынуждено «утопать» под континент, поскольку дно океана расположено гипсометрически ниже, чем поверхность континента в среднем на 570 м. В результате *субдукции*, т. е. за счет пододвигания «океана под континент», образуется, так называемая, «активная окраина континентов», в пределах которой образуется специфическая сейсмофокальная зона, называемая в геологической литературе «*Зона Беньоффа –Заварицкого–Вадати*» (см. рис. 3.3). Эта зона характеризуется высокой тектонической и магматической активностью, в результате чего на активных окраинах континентов создается ряд специфических тектонических структур типа *Глубоководных желобов, Островных дуг и Окраинных морей*. Ширина зоны Беньоффа-Заварицкого-Вадати определяется проекцией на земную поверхность всего ареала пододвигания под континент твердой *океанической лито-*

сферы и исчисляется сотнями километров. Кстати, пододвигание (субдукция) происходит под углом порядка 60° к горизонтальной плоскости. Характер взаимоотношения процессов спрединга и субдукции, так же, как и возникающие при этом напряжения (силы) отражены на рис. 3.20.

Коллизия – процесс столкновения континентальных блоков литосферы в результате их противоположно направленного дрейфа. Процесс *коллизии* сопровождается интенсивным складкообразованием и разрывом горных пород, вызванных жесточайшим стрессом (боковым сжатием) вследствие столкновения литосферных плит (рис. 3.21). В результате *коллизии* образуются орогенические системы (высокие горы).

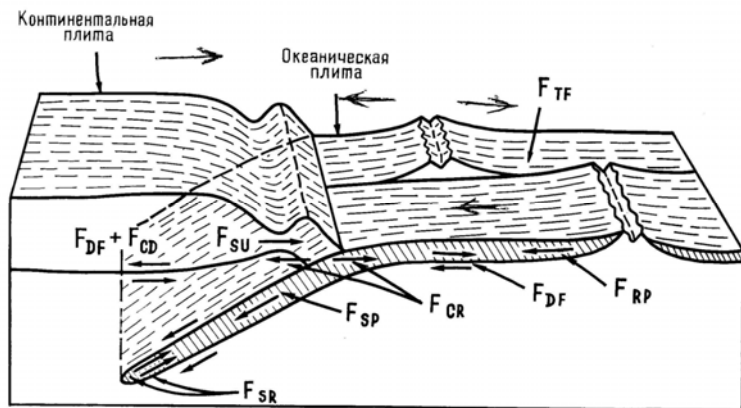


Рис. 3.20. Генерализованная схема-разрез дна океана и его активных континентальных окраин и действующие в этих областях природные силы (напряжения) с указанием их названий и направлений приложения, по С. Уеде, 1980: F_{DF} – сила сцепления океанической плиты с астеносферой; F_{CD} – сила континентального сцепления; F_{RP} – сила сжатия океанического хребта; F_{SP} – сила натяжения субдуцирующей плиты; F_{SR} – сила, противодействующая погружению плиты; F_{CR} – сила сопротивления столкновения плит; F_{TF} – сила сопротивления трансформных разломов; F_{SU} – сила всасывания (сила Эльзассера)

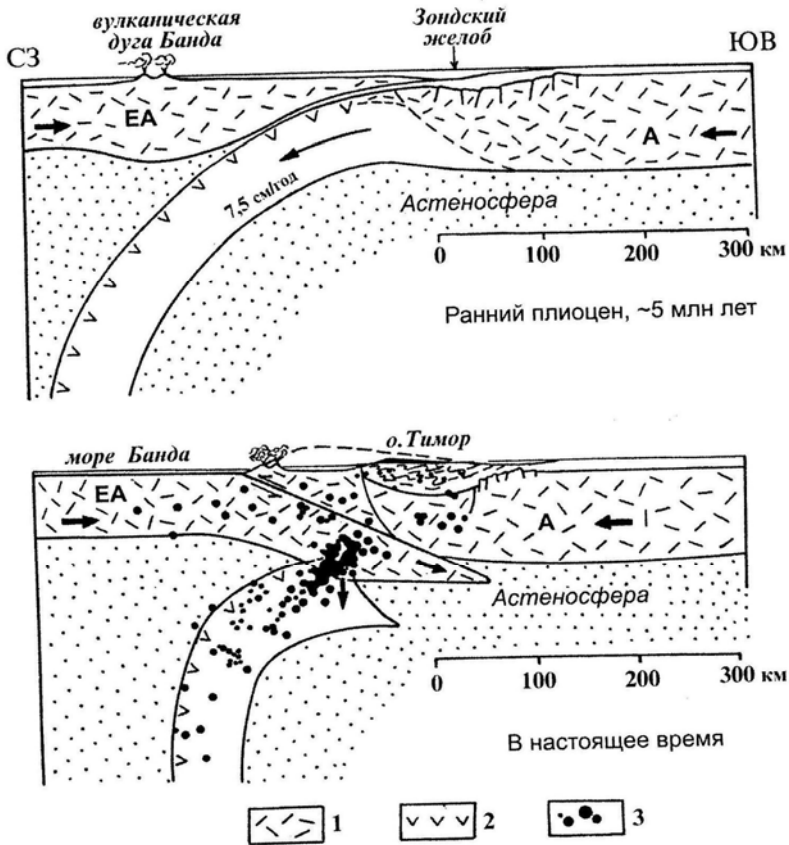


Рис. 3.21. Завершение субдукции и начало коллизии на конвергентной границе Евразийской (ЕА) и Австралийской (А) литосферных плит, по Н. Прайсу и М. Оудли-Чарльзу (1987):

(Рисунок взят из учебника В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики», Москва, 2005):

- 1 – континентальная литосфера;
2 – океанская литосфера;
3 – сейсмические очаги

С позиции концепции ТЛП заложение, развитие и становление *складчатых структур* континентов осуществляются в результате поочередного проявления следующих процессов, которые условно можно расчлениить на пять стадий.

1) Рифтогенная стадия. Прежняя *платформа* континентов, характеризующаяся только *колебательными (эпейргеническими) тектоническими движениями*, начинает подвергаться активным *тектоническим движениям*. Смысл этой активности будет выражаться расколом былой цельной *континентальной литосферы* на две части в условиях растяжения с образованием *континентального рифта*. Дальнейшее развитие этого рифта сопровождается его постепенным расширением в результате отодвигания разорванных частей в противоположном направлении вследствие их дрейфа. Ареал вновь образованного *континентального рифта* будет характеризоваться высокой тектонической и магматической активностью (например, Африканские рифты, район Красного моря), в результате чего в этом регионе формируется совокупность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, объединяемых в специфический набор *«рифтогенных формаций»*.

2) Океаническая стадия. Отодвигание разорванных частей *континентальной литосферы* в разные стороны в условиях растягивающих напряжений в конечном счете приводит к полному разрыву этой литосферы, что ознаменуется перерождением былого *континентального рифта* в *океанический рифт*. В ареале *океанического рифта* вновь образуется *океаническая литосфера* за счет магматических расплавов, выплавленных в кровельной части нижележащей *астеносферы*. Рассеченные рифтом части вновь образованной *океанической литосферы* подвергаются процессу *спрединга*, вследствие чего каждая новая порция вновь образованной *океанической литосферы*, как и «дно океана в целом», перемещаются в сторону берегов вновь образуемого океанического бассейна. Бассейн расширяется, поскольку направление движения континентальных берегов океана (дрейф) и направление движения дна океана (спрединг) совпадают. Побережья таких океанов будут являться *пассивными континентальными окраинами*, где тектони-

ческая и магматическая активности отсутствуют (например, побережья Атлантического океана). Поэтому в таких окраинах отлагаются чисто осадочные отложения, объединяемые в «формации пассивных континентальных окраин». Синхронное проявление *спрединга* океанического дна и дрейфа его континентальных берегов приводит к расширению акватории океана, дно которого постепенно перекрывается базальтами, составляющими верхнюю часть вновь образованной *океанической литосферы*. Впоследствии базальты будут перекрываться глубоководными океаническими осадками. В эту стадию развития структуры разрез *океанической литосферы* не подвергается *складчатости* и будет представлять собой горизонтально распластавшиеся слои горных пород, подобно слоенному пирогу. Данный разрез *океанической литосферы*, состоящей из ультрабазитовых интрузий в нижней части разреза, габбро-базальтов – в средней и глубоководных осадков – в верхней (триада Штейнманна), объединяют в «офиолитовую формацию».

3) Островодужная стадия. Данная стадия характеризуется обратным смыканием континентальных берегов ранее открывшегося океана вследствие переориентировки направления их движения навстречу друг другу. Таким образом, акватория океанической структуры постепенно сужается, однако в центральной части сужающегося океана все еще «работает» спрединговый центр, поставляя все новые и новые «порции» *океанической литосферы*. Другими словами, процесс *спрединга* все еще продолжается, перемещая «дно океана» навстречу смыкающихся берегов. Начинает «работать» процесс *субдукции*, что способствует появлению *глубоководных желобов* (ареала первоначального «пододвигания океана под континент») – первой тектонической структуры на границе океана и его закрывающихся континентальных берегов. Вследствие высочайших сжимающих тектонических напряжений, вызванных «пододвиганием океана под континент», на границе взаимодействующих друг с другом (трущихся) *океанической и континентальной литосфер* возникают высокие температуры, что способствует выплавлению магматических расплавов в указанной

границе, которые «прошивают» закрывающиеся континентальные борта в виде многочисленных вулканов. Возникает вторая структура «активных континентальных окраин», которая называется *островные дуги*. Позже, на тыльной стороне *островных дуг*, формируется третья структура активных окраин – *окаинные моря* (в результате «разрыва» края континента согласно модели Карига). Совокупность перечисленных выше трех тектонических структур «активных континентальных окраин» входит в пределы специфической зоны, которая называется *зоной Бенъоффа-Заварицкого-Вадати*. Данная зона характеризуется как начало деформации ранее образованных *геологических формаций*, так и образованием совокупности новых формаций. Наиболее типичными (эталонными) формациями этой стадии развития будущей *складчатой структуры континентов* являются *«островодужные формации»* (в пределах *Островных дуг*) и *«флишевая формация»* (в акватории *Окаинного моря*).

4) *Коллизионная стадия* характеризуется столкновением постепенно смыкающихся континентальных берегов бывшего океана и его «полным закрытием». В результате этого ранее «разорванная» *континентальная литосфера* (в рифтогенную стадию) вновь восстанавливает свою целостность. Теперь зона сочленения превращается в сушу. Зона сочленения в целом характеризуется активным проявлением бокового сжатия (стрессом), вследствие чего все ранее образованные *геологические формации* претерпевают деформацию в условиях жесточайшего сжатия. Процессы *складчатости* и образования *разрывных структур* достигают своего апогея. В ареале смыкания континентов формируется типичный ороген, т. е. горная система (образование гор – результат *складчатости*). В межгорных впадинах образуется набор специфических *геологических формаций*, рассматривающиеся как *«молассовые формации»*.

5) *Платформенная стадия* характеризуется расслаблением тектонической активности, даже полным ее прекращением. Образованные ранее горы претерпевают денудацию, в результате чего на месте бывших орогенов образуются равнины или мелкосопочни-

ки. Процесс денудации гор сопровождается уменьшением массы данного региона, что приводит к поднятию «былых корней орогенов» вверх и выходом их на дневную поверхность согласно *закону сохранения изостатического равновесия* (принцип айсберга). Данный регион теперь превратится в типичную *платформу (складчатую структуру)*, которой свойственно слабое проявление тектоники (только *эпейрогенические (колебательные) тектонические движения*) и магматизма.

Приведенный выше перечень основных стадий развития *складчатых структур* континентов в геологической литературе обособляется под названием «Цикл Уилсона». Цикл Уилсона – совокупность процессов формирования *складчатых структур* континентов посредством открытия и закрытия океанических бассейнов расчленяется на шесть стадий: первая стадия – «эмбриональная стадия» цикла Уилсона, характеризуется раскалыванием континента на две части с образованием вдоль линии раскола рифтовой долины и, таким образом, данная стадия Уилсона соответствует «рифтовой стадии» в нашем понимании; вторая и третья стадии цикла Уилсона – «стадия юности» (в качестве примера приводится Красное море) и «стадия зрелости» (Атлантический океан) Уилсона соответствует «океанической стадии» в нашем понимании, поскольку определяющим признаком обеих стадий Уилсона является появление океана с характерным базальтовым вулканизмом на его дне; четвертая стадия Уилсона названа «стадией упадка». В эту стадию, по мнению Уилсона, происходит сокращение океанического бассейна, вследствие чего осуществляется погружение (субдуцирование) океанической литосферной плиты вдоль линии *глубоководных желобов*, а по краям континентов образуется *островная дуга*, где развивается андезитовый вулканизм. Примером этой стадии Уилсон считает Тихий океан; следующую пятую стадию Уилсон называет «конечной стадией». В качестве примера этой стадии развития будущей *складчатой структуры* континентов Уилсон называет Средиземное море. По мнению Уилсона, отличительной особенностью этой стадии является сближение противоположных берегов океанического бассейна

на, образование горной цепи, хотя характер магматизма конечной стадии остается таким же, как предыдущий. Нетрудно догадаться, что две последние стадии Уилсона рассматриваются в рамках единой «островодужной стадии», поскольку они практически не отличаются по набору формаций; и, наконец, последняя, шестая стадия Уилсона названа как «реликтовый рубец», или «геосутура». В эту стадию, по мнению Уилсона, океан закрывается полностью, два континента сталкиваются и соединяются вновь, продолжается сжатие и поднятие, обуславливающие образование горных хребтов и плато. Эта стадия Уилсона в наших представлениях разделена на две стадии – «коллизионную» и «платформенную», поскольку эти этапы преобразования вновь образованной *континентальной коры* отличаются не столько набором *геологических формаций*, сколько своеобразием стиля проявления деформаций – одного из двух основных инструментов в расшифровке особенностей геологического развития *складчатых структур* континентов.

Нетрудно заметить, что основные стадии развития подвижных *тектонических структур*, разработанные с позиции концепции *Тектоники литосферных плит (ТЛП)* и описанные выше, в целом удивительно схожи со стадиями развития *геосинклиналей*, рассмотренными в рамках 4-й лекции. Например, «собственно геосинклинальная стадия» развития *геосинклиналей* соответствует в целом «рифтогенной стадии» и «океанической стадии» развития структур с позиции концепции ТЛП; «инверсионная стадия» развития *геосинклиналей* по своей тектонической природе и набору формаций параллелизуется с «островодужной стадией» закрытия океана; содержание «орогенической стадии» развития *геосинклиналей* точь в точь соответствует содержанию «коллизионной стадии» восстановления вновь целостности *континентальной литосферы* в результате столкновения бывших берегов океана; и, наконец, нет никакой разницы в содержании «платформенных стадий» с точки зрения обеих концепций. Таким образом, вся разница в сравниваемых стадиях заключается в том, что с позиции «Учения о геосинклиналях» заложение, развитие и становление

складчатой структуры континентов связываются с вертикальными движениями *земной коры*, тогда как с позиции ТЛП в осуществлении указанных процессов ведущая роль придается горизонтальным движениям всей *литосферы*.

Ныне в целом доказана правдивость идей геотектонической концепции *Тектоники литосферных плит (ТЛП)*, поэтому эта концепция является в настоящее время главной *парадигмой* геологической науки. А это значит, что тектоническую природу заложения, развития и становления былых подвижных структур в качестве нынешней *складчатой структуры* уместно объяснить с позиции ТЛП. Другими словами, *складчатые структуры* континентов, претерпевающие ныне платформенный этап своего развития, сформированы не в результате первичного прогибания и последующего поднятия, а – первоначального разрыва и последующего «спаивания» континентов или их крупных частей.

4. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

4.1. Геологические и геоморфологические особенности дна океанов

Дно Мирового океана по особенностям своего геологического и геоморфологического строения расчленяется на две крупные части, это – Срединно-океанические хребты и осложненные региональными поднятиями и невысокими хребтами абиссальные равнины. Абиссальные равнины иногда называют «океаническое плато», или «ложе океана». На дне океанических бассейнов отмечаются еще две специфические геологические структуры, однако они не площадные, а разрывные структуры. Это – океанический рифт и трансформные разломы.

Срединно-океанические хребты (СОХ) – структуры всепланетарные. Существование таких хребтов на дне Атлантического океана, протягивающихся на большие расстояния, стало известным в 30-е годы XX столетия. Впоследствии они получили название «Срединно-Атлантический хребет». Позже, в 50-х годах XX столетия, исследованиями американских ученых М. Юинга и Б. Хейзена стало известно, что такие хребты существуют не только на дне Атлантики, но и во всех океанах. Эти хребты можно сравнить с горными поясами континентов, поскольку прослеживаются по средней части акваторий всех четырех океанов и протягиваются в общей сложности на 64 тысяч километров, опоясывая почти весь земной шар. Однако эти подводные горы по своей высоте уступают горам на континентах: их относительная высота составляет в среднем 1000–3000 м. Однако ширина СОХ исчисляется тысячами километров и составляет порядка 2000–4000 км. Большие параметры ширины особенно характерны срединно-океаническим хребтам дна Тихого океана, которые объединены и образуют «Восточно-Тихоокеанским поднятие».

Океанические хребты называют «срединными» из-за того, что они в большинстве случаев действительно занимают срединную

часть океанических бассейнов, протягиваясь субпараллельно линии очертания берегов океана. Это особенно свойственно хребтам Атлантического океана, где они протягиваются вдоль простирания самого океана, причем примерно на одинаковом расстоянии от противоположных берегов. Система этих хребтов называется «Срединно-Атлантическими хребтами». Северное продолжение этих хребтов соединяется с хребтами в акватории Северного Ледовитого океана, которые названы «хребтом Геккеля». Что касается южного продолжения «Срединно-Атлантических хребтов», то оно в этой области земного шара раздваивается и продолжается в виде системы хребтов, относящихся уже к Индийскому океану. Таким образом, хребты в акватории Индийского океана имеют двухчленное строение, один из которых называется «Аравийско-Индийским хребтом», другой – «Африкано-Антарктическим хребтом». Малопротяженный «Аравийско-Индийский хребет» через Аденский залив «заходит» в Красное море, расчленяя тем самым Аравийский полуостров от Африки. Что касается «Африканско-Антарктического хребта», то он продолжается на востоке, так называемым, «Австрало-Антарктическим хребтом», который постепенно переходит в указанное выше «Восточно-Тихоокеанское поднятие».

Отличительной особенностью «Восточно-Тихоокеанского поднятия» является то, что оно расположено не посередине океана: этот хребет расположен значительно ближе к Американскому континенту, чем к Азии. Более того, северное продолжение этого хребта как бы «утапает» под Северо-Американским континентом в районе Калифорнийского залива.

В поперечном сечении СОХ обособляются три зоны, это: а) осевая зона, которая занимает центральную часть СОХ и протягивается вдоль их простирания; эта зона соответствует океаническому рифту и характеризуется глубокими расщелинами на дне океана; б) гребневые зоны расположены по обе стороны от осевой зоны и протягиваются вдоль ее простирания; гребневые зоны характеризуются сильно расчлененным рельефом; в) зоны флангов (склонов) хребта занимают площадь, ограниченную между греб-

невой зоной и *абиссальной равниной*; эти зоны довольно широки, их рельеф постепенно понижается по мере приближения к *абиссальным равнинам*.

Выше было отмечено, что осевая зона, или океанический рифт протягивается вдоль простирания СОХ, рассекая его центральную часть. Эта зона характеризуется высокими значениями теплового потока (в 3–4 раза выше, чем среднее значение) (рис. 4.1), мелкофокусными землетрясениями (глубина гипоцентра – до 30 км) и широким развитием магматических процессов. В районе *океанического рифта* (осевой зоны) непрерывно извергаются базальтовые лавы, образованные за счет магматических расплавов, выплавленных за счет астеносферного вещества (пиролиты *астеносферы*) в условиях резкого уменьшения давления на кровле этой *астеносферы* (деко-прессионное плавление) вследствие разверзания *океанической литосферы* рифтом. Другими словами, именно в районе осевой зоны СОХ (*океанического рифта*) вновь образуется *океаническая литосфера* за счет продуктов плавления *астеносферы*. Лабораторными исследованиями А.Э. Рингвуда показана, что нижняя $\frac{3}{4}$ часть разреза этой вновь образованной *океанической литосферы* должна состоять из интрузий ультрабазитов, верхняя $\frac{1}{4}$ часть – из габбро-базальтов.

На обрамлениях *океанического рифта* обнаружены гидротермы, проявления которых представляют весьма впечатляющее зрелище: здесь воздымаются облака из тонкодисперсных сульфатов, которые в геологической литературе получили названия «черные курильщики» и «белые курильщики». Такие облака возникают в результате взаимодействия горячей лавы с океанской водой. Указанные гидротермы включают в себя высокие концентрации сульфидов, сульфатов и оксидов различных металлов, которые слагают довольно крупные скопления. В случае представления возможности осваивать эти скопления, они сыграли бы роль крупных месторождений с высокими концентрациями целой группы металлов.

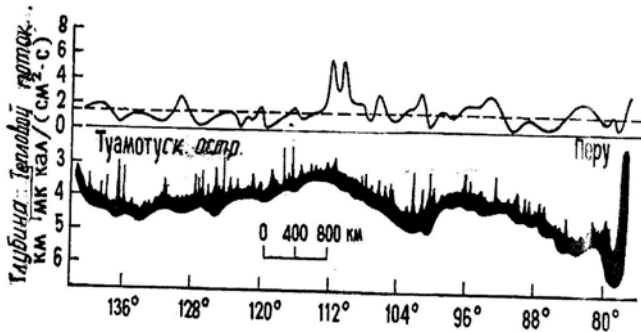


Рис. 4.1. Поперечный разрез рельефа дна Тихого океана по линии, соединяющей Туамотуские острова и Перу; район океанического рифта, «разсекающего» Срединно-океанический хребт (СОХ) по его середине, характеризуется высоким значением теплового потока

В районе осевой зоны глубоководные океанические осадки практически отсутствуют, т. е. здесь базальты еще не перекрыты третьим членом «триады Штейнманна» – океаническими осадочными отложениями. *Океанические рифты* играют роль, так называемой, ***дивергентной границы*** литосферных плит. Другими словами, *океанические рифты* являются не только «местом первоначального создания» *океанической литосферы*, но и местом их раскола и расхождения «расколотых частей» в разные стороны в условиях созданной *спредингом* обстановки растягивающих напряжений. Вследствие сказанного, ареалу *океанических рифтов* свойственно растягивающее тектоническое напряжение, сопровождающееся расколом.

Гребневые зоны СОХ обрамляют осевую зону с обеих сторон и также протягиваются вдоль *океанического рифта*. Данная зона в своем поперечном сечении характеризуется чередованием приподнятых и опущенных участков, разграниченных друг от друга *разломами* (горсты и грабены). В пределах этих зон начинают появляться маломощные океанические осадки. Выяснено, что возраст этих осадков не выходит за пределы миоценовой эпохи нео-

генового периода, т. е. геологический возраст этих осадков ограничивается 10-ю миллионами лет.

Зоны флангов (склонов) – самые широкие зоны в пределах СОХ. Ширина этих зон исчисляется сотнями, иногда тысячами километров (последние показатели характерны для дна Тихого океана). В пределах этих зон сейсмическая активность отсутствует. В этих зонах осадочные отложения распространены повсеместно, причем их мощность увеличивается по мере приближения к *абиссальным равнинам*. Геологический возраст этих осадков древнее, чем на «гребневых зонах». Выяснено, что для этих зон характерны осадки, отлагавшиеся в олигоценовую эпоху палеогенового периода.

Результаты специальных исследований, проведенных для определения природы специфического явления на дне Мирового океана, известного в геологической литературе под названием «полосовые магнитные аномалии» показали, что дну океана действительно свойственен процесс *спрединга*, смысл которого заключается в постоянном продвижении дна океана со стороны *океанических рифтов* в сторону океанского побережья. Определено, что скорость *спрединга* на дне Атлантического океана равняется 2–4 см/год, тогда как на дне Тихого океана этот показатель исчисляется 10–12 см/год.

Абиссальные равнины (ее иногда называют «ложе океана», или «океаническое плато») – самые площадные структуры на дне океана. Они занимают площадь между подножьями СОХ до континентального склона океанического побережья. Как свидетельствует само название этой структуры, *абиссальная равнина* характеризуется сравнительно ровным рельефом. Глубина океанской воды до поверхности этих равнин в среднем колеблется в пределах 4–6 км. Разрез *абиссальных равнин* соответствует разрезу *океанической коры*, т. е. этот разрез почти целиком состоит из базальтовых лав и перекрывающих их глубоководных осадков, тогда как в нем отсутствуют магматические породы как кислого (граниты-риолиты), так и среднего (диориты-андезиты) состава. Мощность глубоководных осадков, перекрывающих океанические базальты,

по мере приближения к континентальному склону постепенно увеличивается. В этом же направлении осадки становятся все древнее. Выяснено, что на дне всех четырех океанов отсутствуют отложения, геологический возраст которых древнее юрского периода. Что касается этих юрских отложений, то они обнаружены в присклоновой полосе *абиссальных равнин* Тихого и Атлантического океанов.

Выше было отмечено, что поверхность *абиссальных равнин* в целом характеризуется довольно ровным рельефом. Однако нельзя считать, что в их пределах отсутствуют всякого рода неровности. В пределах этих равнин, особенно на *абиссальной равнине* Тихого океана, отмечаются разномасштабные невысокие подводные хребты и отдельные вулканические конуса. Некоторые вулканические конуса образуют даже острова в океане, однако вершины большинства этих конусов скрыты под водой на разной глубине. Неглубоко скрытые под водой вулканические конусы называют «гийоты» (в русскоязычной литературе ошибочно называются «гайоты»). Указанные выше неровности на поверхности *абиссальных равнин* в той или иной степени свойственны всем океанам. Так, на дне Атлантического и Индийского океанов изредка отмечаются подводные вулканы, вершины которых «срезаются» абразией, а некоторые вулканы образуют довольно крупные острова. Однако наиболее ощутимые неровности все же характерны для дна Тихого океана.

Трансформные разломы – система *разрывных структур*, «рассекающих» дно океанов в поперечном к простираению *Срединно-океанических хребтов* направлении и образующих целую систему обособленных сегментов дна океана, каждый из которых перемещается в горизонтальном направлении индивидуально, обеспечивая тем самым спрединговый процесс в целом. *Трансформные разломы* по своему внешнему облику напоминают обычные сдвиги, часто встречающиеся на континентах, однако по своей тектонической природе разительно отличаются от них (рис. 4.2). Ограниченные двумя соседними *трансформными разломами* сегменты *океанической литосферы* продвигаются индивидуально,

поэтому в плане общий рисунок океанского дна напоминает обыкновенные ступеньки. Поочередное продвижение каждого обособленного разломами сегмента приводит к общему *спредингу* океанического дна. Амплитуда продвижения отдельных сегментов по отношению к соседним («высота ступеньки») в какой-то определенный момент геологического времени может достигать сотни километров. Вдоль *трансформных разломов* иногда отмечаются признаки магматической активности, для этих «линий» характерны также проявления гидротермальных процессов и серпентинизация ультрабазитов глубинных частей разреза *океанической литосферы*; образованные таким путем серпентиниты по этим же разломам поднимаются вверх в виде протрузий.

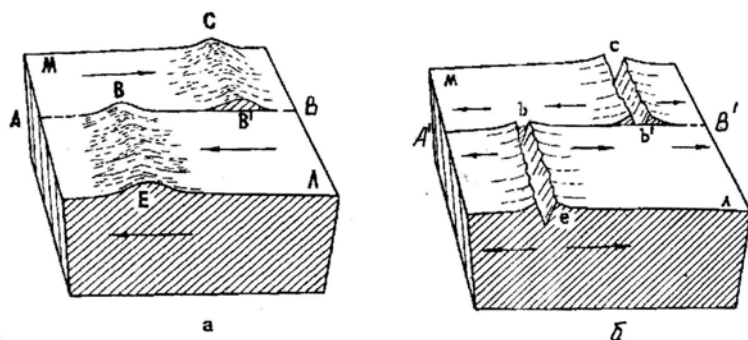


Рис. 4.2. Внешний облик сдвигов на континентах (а) и трансформных разломов на океанском дне (б) довольно схож, однако их разительное отличие определяется особенностью проявления процесса спрединга (обратите внимание на направления стрелок на рисунке)

Трансформные разломы в геоморфологическом отношении (по вертикали) представляют собой отвесные скалы, высота которых достигает 1 км. Иногда эти разломы «создают» глубокие рвы, при этом глубина этих рвов в районе гребневых зон СОХ достигает 1,5 км, во фланговой зоне уменьшается до 0,5 км. Указанные

выше отвесные скалы прекрасно обнажают верхний слой *океанической литосферы*, представленный базальтами, что, в свою очередь, дает возможность драгировать эти базальты или даже непосредственно изучать с помощью подводных аппаратов. *Трансформные разломы* дна Мирового океана являются «живыми» *структурами разрыва*, по ним и по сей день продолжается продвижение океанского дна в горизонтальном направлении.

Во многих случаях *трансформные разломы* продолжают и в пределах *абиссальных равнин*, однако в этой области такие разломы зачастую «мертвы». Это свидетельствует о том, что *трансформные разломы абиссальных равнин* также представляют собой «линии продвижения» океанической плиты в прошлые

В некоторых случаях в акваториях океанов встречаются отдельные «куски» континентов, которые называют «**микроконтинентами**». Главное отличие этих микроконтинентов от океанических структур заключается в том, что в их разрезе присутствует «гранитный слой», т. е. микроконтинентам свойственна типичная *континентальная кора*. Микроконтиненты в большинстве случаев слагают острова, однако их краевые части могут находиться и под водой. Типичными микроконтинентами в акватории океанов являются структура Ян-Майен на севере Исландии и плато Роккол в Атлантическом океане (вблизи Британских островов), остров Мадагаскар и Сейшельские острова в Индийском океане, поднятия Лорд-Хау и Норфолк в Тихом океане (последнее расположено на востоке Австралии), а также остров Ново-Зеландия.

Геологический возраст океанов (время образования океанов) довольно точно определен в результате изучения «полосовых магнитных аномалий», а также по результатам глубоководного бурения. Геологический возраст самых древних пород дна Атлантического и Тихого океанов соответствует батско-келловейским векам средней-поздней юры (170 млн. лет тому назад), этот показатель Индийского океана соответствует оксфордскому веку поздней юры (156 млн. лет тому назад), а Северного Ледовитого океана – раннему мелу (120 млн. лет тому назад). Приведенные данные по-

казывают, что «Гипотеза Вегенера» («Гипотеза дрейфа континентов», см. подраздел 3.4) в целом соответствует действительности.

В то же время, факт того, что на дне Мирового океана не встречаются горные породы, геологический возраст которых не выходит за пределы юрского периода мезозойской эры, не может послужить окончательным доказательством возникновения всех океанов именно в юрский период мезозойской эры. В частности, приведенные цифры могут соответствовать истине только по отношению к Атлантическому и Индийскому океанам, поскольку эти океаны представляют собой «открывающиеся структуры» в результате синхронного дрейфа их континентальных берегов (Океаническая стадия развития, см. 7-ю лекцию). Что касается Тихого океана, то этот океан может оказаться более древним, поскольку представляет собой «закрывающуюся структуру» (Островодужная стадия развития). Дело в том, что отсутствие пород древнее юры на дне этого океана может оказаться результатом их субдуцирования под континенты (под Азию и под Американские континенты).

Говоря о геологическом возрасте океанических структур как таковых, необходимо отметить одно очень важное обстоятельство. Вопрос касается времени наступления *Тектоники литосферных плит* в истории Земли. Дело в том, что во внутренних частях континентов довольно часто отмечаются, так называемые, «сутурные зоны», в пределах которых широким развитием пользуются фрагменты *офиолитовой формации*, соответствующие разрезу *океанической литосферы* современности («триаде Штейнманна»). Возраст этих офиолитов на континентах, как правило, не выходит за пределы позднего рифея протерозойского зона развития Земли. Данный факт свидетельствует о том, что развитие *складчатых структур* континентов согласно законам «*Тектоники литосферных плит*» (открытие и закрытие океанов) имеет место, по крайней мере, с позднего рифея (последний 1 млрд. лет). Однако результаты наших целенаправленных исследований офиолитовых зон Казахстана показали, что позднерифейско-палеозойские океаны по

своим масштабам были несравнимо меньшими структурами по сравнению с их мезозой-кайнозойскими аналогами. В связи с этим мы ввели в геологическую литературу новое понятие о «позднерифейско-палеозойских микроокеанах», а их развитие согласно законам *Тектоники литосферных плит* назвали «принципами умеренного мобилизма» применительно к позднерифейско-палеозойской истории развития планеты.

В заключение еще раз заметим, что образование современных океанов посредством *спрединга* согласно положениям *Тектоники литосферных плит* сегодня в принципе однозначно доказано. На рис. 4.3 приведена принципиальная схема образования океана (нового океана) посредством спрединга, а на рис. 4.4 отражено взаимоотношение процессов открытия и закрытия океанических бассейнов на поверхности земного шара. Однако необходимо признать, что источники тектонических напряжений (сил) для осуществления спрединга (впрочем, дрейфа континентов тоже) все еще однозначно не установлены. Споры ученых касаются лишь движущей силы *спрединга*. Тут основная надежда возлагается на конвекции в *астеносфере*, однако здесь еще много неясного. Как бы то ни было, образование *складчатых структур* континентов при ведущей роли горизонтальных *тектонических движений* согласно положениям плитной тектоники сегодня необходимо считать наиболее вероятной закономерностью.

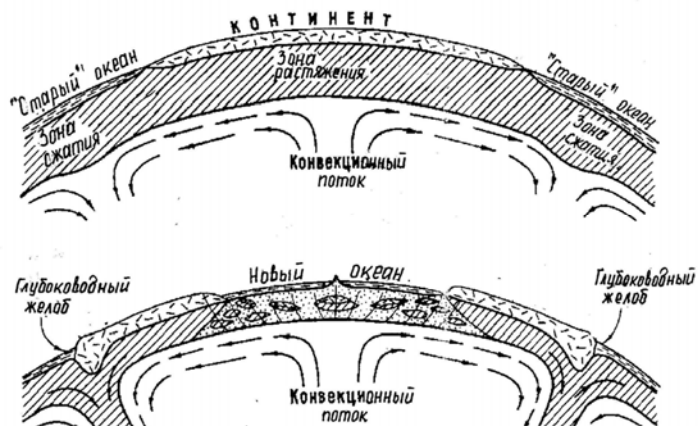


Рис. 4.3. Принципиальные схемы процессов разрыва континентальной литосферы и перемещения (дрейфа) разорванных частей в разные стороны с образованием «нового океана» в области разрыва

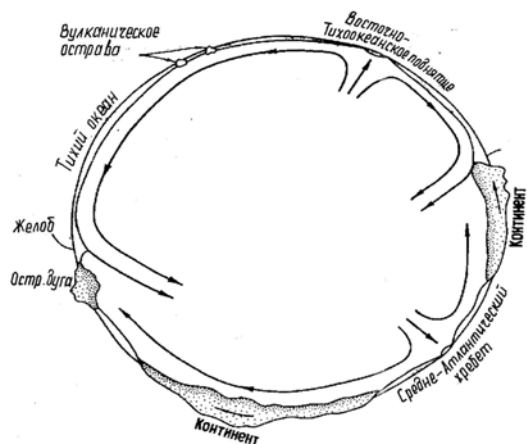


Рис. 4.4. Характер взаимоотношений мобильных континентальных и океанических литосфер на Земном шаре

4.2. Геологические структуры зоны сочленения океан – континент

Зоны сочленения океанов с континентами характеризуются двумя типами структур, которые называются «*пассивными континентальными окраинами*» и «*активными континентальными окраинами*».

Пассивные континентальные окраины иногда называют «окраинами Атлантического типа», поскольку такие окраины свойственны Атлантическому океану полностью, окраинам Индийского и Северного Ледовитого океанов частично (см. рис. 3.15). Такие окраины возникли в результате распада Пангейского суперконтинента и дрейфа обособленных таким путем отдельных континентов в разные стороны с образованием океанических бассейнов между ними. Иными словами, пассивные окраины являются местом первоначального разрыва некогда единого суперконтинента. На этих окраинах ныне отсутствуют признаки тектонической и магматической активности. Мощность «старой континентальной коры», ныне перекрытые молодыми осадками, существенно сокращены (утонены), поскольку эти области соответствуют зонам разрыва некогда цельного континента, вдоль которой образовались в свое время континентальные рифты, «переросшие» позже в океанические (рис. 4.5).

В поперечном сечении *пассивных континентальных окраин* выделяются три геоморфологических элемента: *шельф*, *континентальный склон* и *континентальное подножие*. Известно, что такие же названия геоморфологических элементов свойственны побережью внутренних морей, то значит, что по своим геоморфологическим особенностям пассивные окраины океанов один к одному схожи с таковыми обыкновенных морей, расположенных во внутренних областях материков.

Шельф является непосредственным продолжением континентального побережья океана, оставшегося под океанской водой. Поверхность *шельфа* наклонена с линии берега во внутреннюю сторону океана, поэтому самая глубокая часть *шельфа* находится

в районе линии сочленения *шельфа* с *континентальным склоном*. Однако угол наклона не превышает первые градусы. Ширина *шельфа* характеризуется различными показателями в различных частях океана и изменяется от десятков до сотен километров. Поверхность *шельфа*, как правило, представлена в виде аккумуляционных равнин, однако иногда отмечаются и абразионные равнины. Глубина океанской воды в пределах *шельфа* в среднем около 100 м, иногда достигает 350 м.

Континентальный склон океанов представлен обычно в виде узкой полосы, расположенной между *шельфом* и *континентальным подножием*. Ширина этой полосы обычно не превышает порядка 200 км. Угол наклона поверхности *континентального склона* так же не велик – не превышает 4° , хотя и такой показатель больше, чем соответствующий показатель в пределах *шельфа*. Однако отмечены случаи, когда угол наклона поверхности *континентального склона* резко увеличен и достигает $35\text{--}40^\circ$. Глубина океанской воды в пределах *континентального склона* изменяется в широких пределах – от 100–200 м до 1500–3500 м. *Континентальный склон* также характеризуется в целом ровной поверхностью, однако в районе сочленения этого склона с *континентальным подножием* отмечаются резкие уступы. Такие уступы отмечаются также в зоне сочленения *континентального склона* с *шельфом*. Поверхность *континентального склона* перекрыта разнообразными осадками, среди них отмечаются как терригенные, так и карбонатные разности.

Континентальное подножие – наиболее широкая часть *пассивных континентальных окраин*, поскольку их ширина измеряется сотнями километров. На окраинах Индийского океана этот показатель достигает даже тысячи километров. Поверхность и этого геоморфологического элемента окраин океанов постепенно наклонена во внутреннюю сторону океана, только в районе сочленения *континентального подножия* с *абиссальной равниной* она превращается в равнину. В этом районе глубина океанской воды иногда достигает 5 км. Поверхность *континентального подножия* перекрыта мощной толщей осадочных пород. Мощность этих

толщ измеряется в среднем тысячами метров, иногда бывает и больше. Например, мощность осадков на *континентальном подножии* Атлантического океана на его американском побережье достигает 15 км. В составе этих осадков встречаются как терригенные породы, образованные за счет продуктов выветривания побережья континентов, так и тонкозернистые осадки, свойственные открытому океану. В пределах *континентального подножья* иногда отмечаются конусы выноса, образованные за счет континентальных осадков, перенесенные за пределы *континентального подножья* подводными реками.

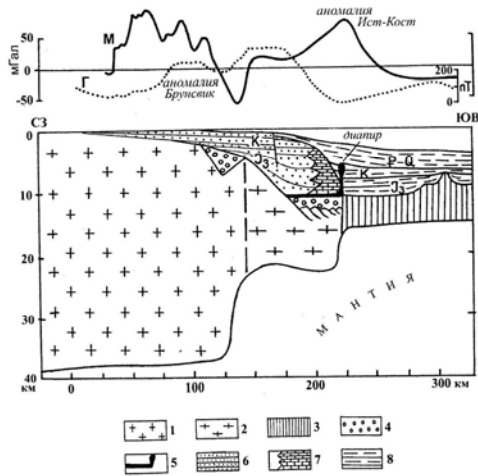


Рис. 4.5. Профиль через атлантическую пассивную окраину Северной Америки в Северной Каролине, по К. Хатчисону и др., 1981:

Наверху – гравияномалии в свободном воздухе (Г) и магнитные аномалии (М) (Рисунок взят из учебника В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики». Москва, 2005):

1 – континентальная кора; 2 – то же, утоненная на рифтовой стадии и пронизанная интрузиями; 3 – океанская кора (второй и третий слою); 4, 5 – формации дорифтовой и рифтовой стадии (триас–юра), в т. ч. каменная соль (5); 6–8 – формации послерифтовой стадии (юра–квартер): шельфовые (6), карбонатной банки или барьерного рифа (7), океанские (8)

Результаты глубоководного бурения и сейсмического профилирования показали, что охарактеризованные выше зоны *пассивных континентальных окраин* сложены хорошо развитой континентальной корой. Однако мощность этой коры не превышает 25–30 км, причем она «разрезана» многочисленными *глубинными разломами* и дайками магматических пород основного состава. Широкое развитие *глубинных разломов* привело к образованию системы перемежающихся *горстов* и *грабенов* в *кристаллическом фундаменте*, перекрытых толщами осадочных пород. Разрез заполняющих древние *грабены* толщ в основном сложен обломочными (терригенными) осадками, отложенными в условиях континента. Однако среди этих осадочных пород иногда отмечаются покровы толеитовых базальтов. Данные факты свидетельствуют о том, что *пассивные континентальные окраины* океанов представляют собой зону первоначального разрыва *континентальной литосферы* в рифтогенную стадию образования океанов в условиях растяжения и постепенного отхода друг от друга «разорванных частей континента» в разные стороны (их дрейфа).

В нынешний этап развития океанов их *пассивные континентальные окраины* характеризуются отсутствием тектонической и магматической активности. В целом установлено, что *пассивные континентальные окраины* океанов образованы порядка 200 млн. лет тому назад.

Активные континентальные окраины иногда называют «окраинами Тихоокеанского типа», поскольку такие окраины свойственны в основном Тихому океану. Этот тип окраин характеризуется очень сложным строением по сравнению с *пассивными континентальными окраинами*, природа которых определяется сложнейшими тектоническими и магматическими процессами. В результате этих процессов в поперечном сечении таких окраин образуется ряд *тектонических структур*, которые протягиваются вдоль береговой линии и сменяют друг друга в направлении вглубь континента (глубоководные желоба, островные дуги и окраинные моря) (см. рис. 3.3, 3.15, 3.20, 3.21).

Активные континентальные окраины бывают двух типов, их называют «Восточнотихоокеанским типом активных окраин» и «Западнотихоокеанским типом активных окраин». Второй тип чаще называют «Островодужными окраинами».

Восточнотихоокеанский тип активных окраин свойственен восточному побережью Тихого океана, т. е. зоне сочленения Тихого океана с американскими континентами. Этот тип окраин характеризуется сравнительной простотой (по сравнению с Островодужными окраинами) своего строения и незначительной шириной (этот показатель не превышает 200 км). Основной *тектонической структурой* таких окраин является «**глубоководный желоб**». Этот желоб соответствует месту первоначальной *субдукции* (пододвигания) вовлеченной в *спрединг* океанической литосферной плиты под континент. На континентальной стороне *глубоководного желоба* начинается «сочетание» *континентального склона* и *шельфа*, характеризующегося довольно крутыми наклонами. Что касается береговой части (края) самого континента, то она представлена отвесными скалами высоких гор (горы Кордильеры и Анды, опоясывающие Американское побережье Тихого океана). Этот пояс, представляющий собой зону сочленения континента с океаном, обычно называют «вулканоплутоническим поясом». Образование этого пояса связано с магматической активностью, вызванной вследствие высоких температур, «порожденных» в результате взаимодействия (трения) *субдуцирующей океанической литосферы* и как бы наползающей на океан *континентальной литосферы*.

Островодужная активная окраина, или же Западнотихоокеанская активная окраина свойственна западному побережью Тихого океана, т. е. его азиатскому и австралийскому побережьям. Такая окраина континентов сложена из пяти *тектонических структур*, прослеживающихся субпараллельно с береговой линией океана и сменяющих друг-друга в поперечном направлении. К этим структурам относятся (от океана к континенту): 1) «краевой вал океана»; 2) «глубоководный желоб»; 3) «островная дуга»; 4) «окраинные моря»; 5) «собственно континентальная окраина».

Краевой вал океана расположен между *абиссальной равниной* дна океана и *глубоководным желобом* и протягивается субпараллельно простиранию желоба. Разрез краевого вала характеризуется океаническим типом коры. В геоморфологическом отношении этот вал представлен системой поднятий, опоясывающей *глубоководный желоб* со стороны океана. Высотные отметки указанных поднятий не превышают сотни метров. Тектоническая природа образования *краевого вала океана* определяется, по-видимому, «нагромождением» приповерхностной части *океанической литосферы* перед «попаданием» в *глубоководный желоб* в условиях, создающихся впервые, сжимающих тектонических напряжений.

Глубоководные желоба, в целом, были охарактеризованы раньше. Эти желоба прослеживаются вдоль побережья океана и представляют собой ровообразное углубление на дне океана. Наиболее глубокие участки океанской воды соответствуют именно этим желобам, где глубина иногда достигает 11 км. Поперечный разрез *глубоководных желобов* напоминает букву V английского шрифта. Дно *глубоководных желобов* «заполнено» разнообразными недиагенизированными (незатвердевшими) осадками. *Глубоководные желоба* фиксируют границу углубляющейся в сторону сейсмофокальной зоны, именуемой в геологической литературе «*зоной Бенъоффа–Заварицкого–Вадати*». Континентальное обрамление *глубоководных желобов* представляет собой «бессистемное нагромождение» фрагментов различных горных пород (*геологических формаций*), которое называются «аккреционной призмой». В «составе» аккреционных призм довольно широким развитием пользуются «отдельные куски» *офиолитовой формации*, образованной в открытом океане. Формирование аккреционных призм объясняется процессом *обдукции*, т. е. формированием тектонических покровов, надвигов и шарьяжей, не вовлеченных в *субдукцию* разнообразных горных пород и надвиганием их на континентальный склон.

Островные дуги протягиваются субпараллельно к *глубоководным желобам*, располагаясь на их континентальной стороне. Средняя ширина этой специфической зоны, измеренная от осевой

линии *глубоководных желобов* в сторону континента, не превышает 200–300 км. Этот показатель (ширина *островных дуг*) в целом определяется углом наклона субдуцирующей океанической литосферной плиты под континент, которая субдуцирует в среднем под углом 60° по отношению к горизонтальной плоскости. Ширина наиболее активной полосы *островных дуг* не превышает обычно 50 км, т. е. именно в такой полосе вулканическая активность продолжается по сегодняшний день. Возможно, что ареал активного вулканизма с истечением геологического времени постепенно «перемещается» в сторону континента (по мере пододвигания переднего края субдуцирующей плиты).

Островные дуги в плане образуют «цепочки» дугообразно прослеживающихся островов прибреговой части океана, примерами которых являются Камчатка, Курильские, Японские, Филиппинские и другие острова. *Земная кора* этих островов соответствует континентальному типу, т. е. в ее разрезе присутствует хорошо развитый «гранитный слой». Эти острова характеризуются активной деятельностью вулканов, поэтому в приповерхностной части их разрезов широким развитием пользуются вулканогенные, в т. ч. эффузивные магматические породы. Среди эффузивных пород ведущее место принадлежит андезитам, поэтому полосу *островных дуг* иногда называют «андезитовым поясом». В то же время среди вулканических образований *островных дуг* встречаются как базальты, так и риолиты (липариты).

Окраинные моря – это вереница морей, протягивающихся по тыльной (континентальной) стороне от *островных дуг* (например, Охотское, Японское, Южно-Китайское, Филиппинское и другие моря). Глубина этих морей достигает до 4 км. Дно некоторых из них характеризуется океаническим типом коры, поэтому считается, что эти моря образуются на месте разрыва былой *континентальной коры* в условиях рифтогенеза и даже «ограниченного спрединга». Тем не менее, в некоторых из них полный разрыв *континентальной коры* все же не произошел, поскольку в разрезе их дна все же присутствует «гранитный слой». Последние факты свидетельствуют о том, что *окраинные моря* обозначают линию

растяжения континентальной литосферы, полный разрыв которой во многих случаях все же не произошел. Однако эти же факты не оставляют сомнения, что «линия расположения» *окраинных морей* фиксирует линию проявления растягивающих тектонических напряжений (рис. 4.6).

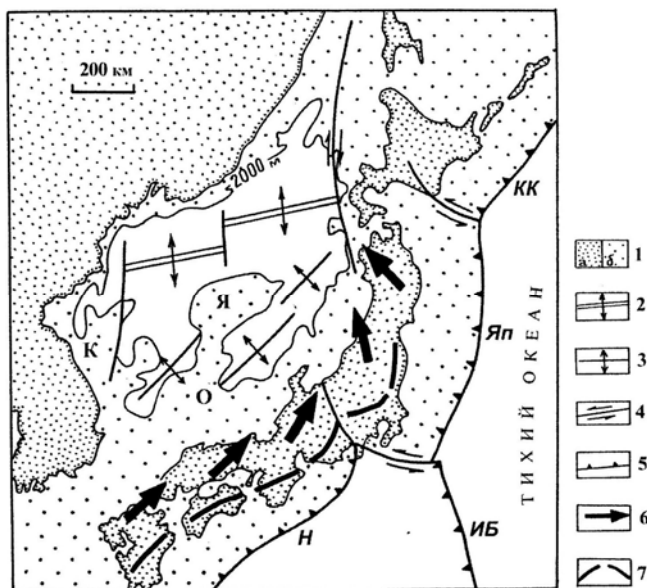


Рис. 4.6. Раскрытие Японского краевого моря, отчленение от континента и изгиб энсиалической островной дуги как результат нескольких фаз рассеянного спрединга. По данным С. Лаллемана, Л. Жоливе (1986), М. Целайя, Р. Мак-Кабе (1987): (Рисунок взят из учебника В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики». Москва, 2005)

1 – континентальная кора на суше (а) и в акваториях (б), показана условно до изобаты 2000 м; 2 – спрединг позднего олигоцена – раннего миоцена; 3 – спрединг среднего миоцена; 4 – трансформные разломы; 5 – выходы зон субдукции (глубоководные желоба): Курило-Камчатской (КК), Японской (Яп), Идзу-Бонинской (ИБ), Нанкай (Н); 6 – палеомагнитные векторы по породам мелового возраста; 7 – изгибы юрской зоны метаморфизма высоких давлений-средних температур. Массивы континентальной коры: Я – Ямато; О – Оки

По поводу механизма образования *окраинных морей* существуют два мнения. Первая модель образования *окраинных морей* называется «моделью Карига». Согласно этой модели, в результате трения субдуцирующей океанической плиты с подошвой, нависающей на эту плиту *континентальной литосферы*, в недрах планеты образуется тепловая конвекция, которая в свою очередь «создает» зону растяжения и «отодвигает» расколотый этой конвекцией край континента (в том числе *островную дугу*) в сторону океана; именно указанная зона растяжения соответствует веренице *окраинных морей*. Согласно второй модели, образование *окраинных морей* объясняется так: *субдукция* (пододвигание) океанической литосферной плиты под континент под углом 60° создает дополнительное растягивающее напряжение в тыльной стороне континента, направленное против движения океанической плиты (согласно закону физики о том, что «каждое направленное напряжение порождает противоположно направленное дополнительное напряжение»). Именно это напряжение «раскалывает край континента» и отодвигает разорванный край континента в сторону океана, образуя на месте первоначального растяжения *окраинные моря*. Данная модель образования *окраинных морей* на английском языке называют «roll back», на русском языке – «откад назад» (рис. 4.7).

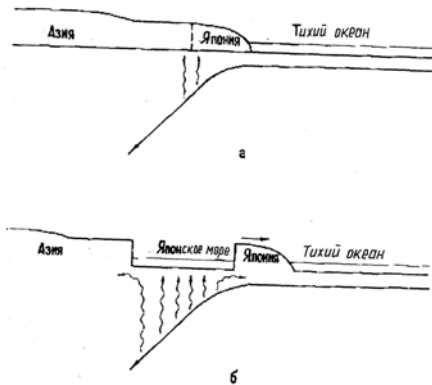


Рис. 4.7. Модель образования окраинных морей, по Д.Каригу (1974)

Осадки на дне *окраинных морей* характеризуются разнообразием состава. На островодужном обрамлении их широким распространением пользуются "формация туфогенного флиша", образованная за счет продуктов выветривания вулканогенных пород. Что касается континентального обрамления *окраинных морей*, то там ведущая роль принадлежит обыкновенной *флишевой формации*. В этой части дна *окраинных морей* встречаются конусы выноса. На дне открытого моря сосредоточена мощная толща разнообразных осадочных и осадочно-вулканогенных пород, среди осадков встречаются также отдельные слои обычных глин. Под указанной толщей осадочных и осадочно-вулканогенных пород располагается толща чисто вулканогенных образований. Петрографический состав этих вулканогенных образований разнообразен, среди них встречаются как дацит-риолиты, так и андезиты, и базальты.

Собственно континентальная окраина активных континентальных окраин *представляет собой зону, занимающую тыльное обрамление (в сторону континента) подводной части окраинных морей. Как и во всех морях, данная зона условно расчленяется на две части – на шельф и на континентальный склон. Геоморфологическая особенность шельфа и континентального склона охарактеризована ранее, поэтому на этих вопросах здесь останавливаться не будем.*

Считается, что формирование *активных континентальных окраин* в целом является следствием проявления процесса *субдукции*. Другими словами, вся совокупность тектонических, магматических и метаморфических процессов, свойственных *тектоническим структурам* активных окраин (*краевому валу океана, особенно глубоководным желобам, островным дугам и окраинным морям*), является порождением взаимодействия субдуцирующей *океанической литосферы* с «нависающей на нее» *континентальной литосферой*. Тут исключительная роль принадлежит, вероятно, трению взаимодействующих плит, являющихся истинным источником как тектонической, так и магматической активности. «Полоса» *активных континентальных окраин*, объединяющая всю совокупность опи-

санных выше *тектонических структур*, называется «зоной Бенъоффа–Заварицкого–Вадати». Этой зоне свойственны высокие значения теплового потока, широкое распространение тектонических и магматических процессов, а также глубокофокусные землетрясения.

Еще одна особенность *зоны Бенъоффа–Заварицкого–Вадати* – свойственность ей высоких значений сжимающих напряжений (бокового сжатия, или же стресса). Под действием этих напряжений распространенные в указанной зоне горные породы притерпевают деформацию сжатия, т. е. интенсивно сминаются в складки. Эта зона характеризуется также широким развитием *структур разрыва* – тектонических покровов, надвигов и шарьяжей. Эти процессы приводят к «приходу во взаимное соприкосновение» горных пород различной формационной принадлежности, создавая первичное условие для «будущего перемешивания фрагментов различных *геологических формаций*» в условиях изоклинальной складчатости в будущей коллизионный (орогенический) этап развития будущей же *складчатой структуры*.

Еще одно важное обстоятельство: осевая линия *глубоко-водных желобов* обозначает «конвергентную границу» литос-ферных плит, по которой происходит столкновение *океанической и континентальной литосферных плит*.

5. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНТИНЕНТОВ

5.1. Складчатые пояса (молодые платформы) континентов

Складчатые пояса в пределах континентов представляют собой крупные *тектонические структуры*, разделяющие древние *платформы (кратоны)* и окаймляющие их. В рамках 4-й лекции было сказано, что *складчатыми поясами* называются только те *складчатые структуры*, которые претерпели деформацию (смятию в складки) и стабилизированы (перешли в платформенный этап своего развития) только после позднерифейского периода позднепротерозойской эры (в течение последних 1 млрд. лет); если же *складчатая структура* стабилизирована в докембрийское время (ранее позднего рифея), то такие *складчатые структуры* называются древними *платформами*, или же *кратонами*. Другими словами, *кристаллический фундамент* древних *платформ* состоит из смятых в складки, разорванных и метаморфизованных архейско-среднепротерозойско-среднерифейских пород, тогда как такой же фундамент *складчатых поясов* складывается из позднерифейско-фанерозойских пород. Чтобы избежать такой двусмысленности, иногда *складчатые пояса* называют молодыми платформами.

Складчатые пояса по площади своего распространения никак не уступают древним *платформам (кратонам)*, они прослеживаются обычно на несколько тысяч км при ширине не менее одной тысячи км.

В пределах континентов обособляются следующие наиболее представительные *складчатые пояса*.

1. Тихоокеанский складчатый пояс. Этот пояс окаймляет акваторию Тихого океана и расчленяется на две ветви. Первая из них условно названа «Западнотихоокеанским складчатым поясом», вторая – «Восточнотихоокеанским, или Кордильерским складчатым поясом». Западнотихоокеанский складчатый пояс охватывает северное, западное и южное обрамление Тихого океана и окаймля-

ет такие древние *платформы (кратоны)*, как: Гиперборейскую (Арктиду) на севере, Сибирскую, Китайско-Корейскую, Южнокитайскую, Австралийскую на западе и Антарктическую на юге. Восточнотихоокеанская ветвь складчатого пояса отделяет акваторию Тихого океана от Северо-американской и Южноамериканской древних *платформ (кратонов)*.

2. Урало–Монгольский складчатый пояс разделяет Восточно-Европейскую, Сибирскую, Таримскую и Китайско-Корейскую древние *платформы (кратоны)* друг от друга. Этот пояс, который дугообразно протягивается на несколько тысяч километров, также делится на две части. Его северная ветвь, которая протягивается в субмеридиональном направлении, условно называется «Уральско–Сибирским складчатым поясом», а субшироотно протягивающаяся южная ветвь – «Центрально-Азиатским складчатым поясом». Основная часть территории Казахстана, за исключением Прикаспийской синеклизы и Мангистауских структур, входит в состав этого Центрально-Азиатского складчатого пояса.

3. Средиземноморский, или же Альпийско-Гималайский складчатый пояс – огромная структура, протягивающаяся в субширотном направлении и разделяющая Евроазиатскую и Африканскую части суши земного шара. Пояс на западе берет свое начало в районе Карибского и Среднеземного морей и протягивается до Южно-Китайского моря на востоке. Западный край пояса «замкнут» в связи с открытием Атлантического океана в юрский период мезозойской эры. Пояс в районе Южного Тянь-Шаня сочленяется с Урало–Монгольским складчатым поясом.

4. Северо-Атлантический складчатый пояс разделяет Северо-Американский кратон от Восточно-Европейской древней платформы и на юге граничит со Средиземноморским складчатым поясом, на севере – с Арктическим, а на западе Урало–Монгольским складчатыми поясами.

5. Арктический складчатый пояс протягивается от Таймыра до северо-восточной Гренландии вдоль северных окраин Азии и Северной Америки, отделяя Сибирский и Северо-Американские кратоны Гиперборейского кратона (Арктиды). На западе пояс со-

членяется с Урало–Монгольским складчатым поясом, на востоке – с Северо-Атлантическим.

Внутреннее строение *складчатых поясов* отличается большой сложностью. Такие пояса состоят из многообразия толщ горных пород, претерпевших интенсивную складчатость, разорванных *глубинными разломами*, иногда метаморфизованных, включающих большое число интрузивных образований разной величины и различного состава. Комплексы горных пород, слагающие *складчатые пояса*, образованы в различных геодинамических обстановках, эти *геологические формации* впоследствии претерпели интенсивную складчатость в условиях бокового сжатия с образованием многочисленных тектонических покровов, надвигов и шарьяжей, что привело к взаимному «перемешиванию» представителей различных формаций в пределах *складчатых поясов*. Иными словами, внутреннее содержание *складчатых поясов* представляет собой «взаимное сочленение» различных *структурных элементов*, «соединенных воедино» в результате их горизонтального перемещения и соприкосновения между собой. Такое взаимодействие различных толщ горных пород, имеющих разную генетическую природу, на геологическом языке обозначается термином «**коллаж**» (от французского слова «col» – «клей»).

Каждый отдельно взятый *складчатый пояс* представляет собой совокупность нескольких *складчатых областей*, а *складчатая область*, в свою очередь, состоит из нескольких *складчатых систем*. *Складчатые системы* обособляются (районируются) по времени завершающей фазы складчатости и по этому показателю делятся на каледонские, герцинские и киммерийские (мезозойские) *складчатые системы* (альпийские системы в нынешний момент продолжают свою складчатость и слагают орогенические пояса). Каждая *складчатая система* представляет собой совокупность множества отдельных *структурно-формационных зон*, а они, в свою очередь, состоят из многообразия *геологических формаций*. Отдельные *структурно-формационные зоны* (*антиклинории* и *синклинории*) являются региональными структурами, они контактируют между собой,

как правило, через *глубинные разломы* и протягиваются в разных направлениях на несколько сотен километров. Ширина этих зон обычно не превышает несколько десятков километров. Основным объектом региональных исследований являются *геологические формации*, слагающие *структурно-формационные зоны*. Именно в результате формационного анализа, проведенного в пределах *структурно-формационных зон*, выясняются генетическая и геодинамическая природа образования этих формаций, что дает возможность поэтапно восстанавливать историю геологического развития изученной *структурно-формационной зоны*. *Геологические формации*, являющиеся самыми мелкими составными частями *складчатых поясов*, в принципе также претерпели процесс «*коллажирования*», что свидетельствует о ведущей роли горизонтальных движений в истории Земли, по крайней мере, с позднего рифея. В этом заключается непреходящее значение геотектонической концепции *Тектоники литосферных плит*, играющей ныне роль главной *парадигмы* в геологии.

В пределах *складчатых поясов* довольно часто отмечаются отдельные «куски» древних *платформ (кратонов)*, состоящих из докембрийских образований, весьма нетипичных для своего фанерозойского окружения. В бытность господства «Учения о геосинклиналях» довольно крупные «куски» докембрийских пород среди фанерозойских образований назывались «*срединными массивами*», а мелкие «куски» – докембрийскими блоками. С момента проникновения идей мобилизма в геологическую литературу, т. е. с момента признания *Тектоники литосферных плит* в качестве главной *парадигмы* в геологии указанные выше крупные «куски докембрия» среди *каледонидов, герцинидов, киммеридов и альпидов* стали называться «*микроконтинентами*». Первая часть этого термина («микро») свидетельствует о малом размере обозначенного этим термином геологического объекта, тогда как вторая часть термина («континент») напоминает принадлежность этого объекта к древним континентам, разрез которых характеризуется наличием «гранитного слоя».

В 70–80-х годах прошлого столетия в геологической литературе появился термин «террейны». Термин «*террейн*» обозначает факт размещения не свойственных своему окружению геологических объектов, которые были образованы в иных генетических и геодинамических обстановках, однако впоследствии были «причленены» к чужеродной среде в результате их горизонтального перемещения. Понятие о «*террейнах*» впервые было использовано по результатам изучения особенностей геологического строения Кордильерских гор Северной Америки. Оказалось, что в указанном регионе *террейны* встречаются довольно часто, причем «вещественное выплнение» этих *террейнов* состояло не только из докембрийских образований, но и из других комплексов горных пород, чуждых для своего окружения как по веществу, так и возрасту. Так, выяснилось, что в указанном регионе *террейны* представлены блоками разного размера и различной конфигурации, представленными *микроконтинентами*, «кусками» пород островодужного генезиса, частями океанических поднятий, крупных гийотов и т. д.

Для того чтобы объект оказался *террейном*, он должен отвечать следующим требованиям: он должен отличаться от соседнего блока только ему свойственным литолого-стратиграфическим разрезом; только ему свойственной историей своего развития, разительно отличающейся от истории соседствующего блока горных пород; только ему свойственной геодинамической природой образования. *Террейн* должен контактировать с соседствующими блоками через *глубинные разломы*. Одним словом, *террейны* отличаются «сонахождением» различных блоков горных пород, не имеющих между собой ни генетической, ни пространственной связи в момент своего первоначального образования. Формирование *террейнов* без особого труда можно объяснить с позиции *мобилизма*: *террейны* – совокупность различных блоков *литосферы*, образованных в различных пространственных координатах, в разное же время, в разных геотектонических и геодинамических условиях, но приведенных во взаимное соприкосновение в резуль-

тате их столкновения и причленения к чужеродной среде вследствие их мобильности в горизонтальном направлении.

Из приведенного выше определения термина «*террейн*» следует, что отмеченные выше *микроконтиненты* и их мелкие «блоки» среди *каледонид*, *герцинид*, *киммерид* и *альпийд* в пределах *складчатых поясов* в известной мере также оказываются *террейнами*.

В процессе закрытия прежнего океанического бассейна вследствие горизонтальной мобильности его континентальных бортов, передний край этих бортов, по-видимому, раскалывается на отдельные «куски», которые в последующем орогеническом этапе развития структуры причленяются к образованиям сутурной зоны, образуя *микроконтиненты*. Примерами таких докембрийских *микроконтинентов* среди чуждых им палеозойских образований на территории Казахстана являются Кокшетауский и Улытау–Карсакапайский *микроконтиненты* среди палеозойских. Ранее они назывались «*срединными массивами*».

Орогенический, или коллизионный этап развития будущей *складчатой структуры* характеризуется, как известно, образованием горного рельефа, в пределах которого формируются, наряду с горными вершинами, *межгорные* и *передовые (краевые) прогибы*. *Межгорные прогибы* представляют собой межгорные впадины, в которых образования складчатого фундамента структуры перекрываются мощными толщами осадочных, иногда вулканогенно-осадочных образований, которые объединяются в *молаассовую формацию*. *Краевые, или передовые прогибы* также образуются в орогенический (коллизионный) этап развития структуры. Они располагаются на границе вновь образуемого орогена и окаймляющей его более древней платформы и протягиваются на сотни, а иногда и на тысячу километров. Иногда они образуют целую систему региональных впадин, протягивающихся в виде «цепочки», разделенные локальными поднятиями. И эти впадины бывают перекрытыми мощной толщей осадочных отложений различного состава.

С переходом вновь созданной *складчатой структуры* в платформенный этап своего развития в данной области прекращается высокая тектоническая и магматическая активность. Теперь данная область будет претерпевать только *эпейрогенические (колебательные) тектонические движения*. В приподнятых участках этой области дислоцированный в предыдущие этапы фундамент вновь созданной *складчатой структуры* обнажается на поверхности. Опущенные вследствие *колебательных тектонических движений* участки превращаются в *региональные впадины*, фанерозойский складчатый фундамент которых перекрываются толщами не дислоцированных (слабо «наклоненных») осадков. Примерами таких *региональных впадин* на территории Казахстана являются Тенизская и Шу–Сарысуская впадины в пределах Кокшетау–Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы (фундамент – *каледониды*), Южно-Балхашская, Илийская, Лепсинская, Алакольская впадины в пределах Жонгаро–Балхашской складчатой системы (фундамент – *герциниды*). Осадочный чехол перечисленных выше *региональных впадин* может оказаться перспективным на обнаружение месторождений нефти и газа.

5.2. Древние платформы континентов – кратоны

Древние *платформы*, или *кратоны* в пределах континентов играют как бы роль ядра этих континентов. Они занимают большую часть континентов. Их общая площадь в пределах континентов составляет порядка одного миллиона квадратных километров. Разрез *платформ* характеризуется исключительно континентальным типом земной коры, мощность этой коры составляет порядка 35–45 км. Мощность *литосферы* древних *платформ* составляет в среднем 150–200 км, однако по некоторым сведениям эта цифра может достигать 400 км.

Большая часть древних *платформ* перекрыта неметаморфизованными и слабо дислоцированными толщами осадочных, реже вулканогенно-осадочных пород. Как известно, такие области *платформ* называются «*плитами*», а указанные толщи –

«осадочным чехлом» платформ. Мощность *осадочного чехла* в среднем колеблется в пределах 3–5 км, однако встречаются случаи, когда этот показатель достигает до 10–12 км, даже до 20–23 км. Например, мощность *осадочного чехла* Прикаспийской синеклизы, расположенной в основном на территории Республики, в своей средней части достигает 23 км. Как отмечалось выше, в разрезе *осадочного чехла платформ* иногда отмечаются базальтовые покровы, эти эффузивные магматические образования называются «трапповой формацией».

Если *кристаллический фундамент платформы*, состоящий из смятых в складки, метаморфизованных образований, «испещренных» многочисленными интрузивными массивами различного состава и возраста, обнажается на дневной поверхности, то такие части *платформы* называются «*щитами*». Рельеф *щитов* характеризуется обычно денудационной равниной или мелкосопочным рельефом, тогда как поверхность *плит* будет характеризоваться аккумулятивной равниной.

Истинные *платформы*, т. е. *платформы, кристаллический фундамент* которых сложен докембрийскими образованиями, как правило, располагаются в центральной части континентов, занимаемая порядка 40 % их площади. Именно такие *платформы* называются обычно «*кратонами*».

К древним *платформам (кратонам)* земного шара относятся: на северном полушарии – Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская и Китайско-Корейская платформы; на южном полушарии – Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая платформы. Южно-Китайская платформа занимает как бы промежуточное положение. Китайские геологи эту платформу называют «платформой Янцзы». *Кристаллический фундамент* перечисленных *платформ* сложен преимущественно из глубоко метаморфизованных и дислоцированных образований архейского и нижнепротерозойского возраста, реже отмечаются и среднепротерозойские образования. На земном шаре имеются всего две древние *платформы*, в *кристаллическом фундаменте* которых присутствуют образования

верхнего протерозоя, это – Южно-Американская и Африканские платформы. В остальных древних *платформах* верхнепротерозойские (рифей-вендские) образования присутствуют в составе *осадочного чехла платформ*. Древние *платформы* зачастую имеют «многогранную» или изометричную конфигурацию в плане, их обрамления во многих случаях контактируют с «соседствующими» *складчатыми поясами* фанерозоя через *передовые (краевые) прогибы*.

Кристаллический фундамент платформ повсеместно **«разверзан»** многочисленными *глубинными разломами*, поэтому они представлены обычно в виде совокупности различных блоков. Целенаправленные исследования, проведенные в пределах *щитов платформ*, а также результаты глубокого бурения и геофизических исследований в пределах *плит* показали, что *кристаллический фундамент платформ* представлен в основном в виде двумя разновидностями *структурных элементов* земной коры. Они называются «гранулит-гнейсовыми поясами» и «зеленокаменными поясами».

Гранулит-гнейсовые пояса в составе *кристаллического фундамента платформ* сложены в основном архейскими образованиями, однако в верхней части их разреза изредка встречаются и нижнепротерозойские породы. Эти образования представлены гранулитами и гнейсами, т. е. глубоко метаморфизованными породами кислого состава. Внутреннее строение этих поясов осложнено многочисленными гранито-гнейсовыми куполами, в их пределах отмечаются также крупные плутоны габбро-анортозитов. Примерами указанных поясов могут служить Гринвельский пояс в пределах Северо-Американской, Мозамбикский пояс в пределах Африканской и Беломорский пояс в пределах Восточно-Европейской платформ.

Зеленокаменные пояса *кристаллического фундамента древних платформ* сложены в основном образованиями среднего-позднего архея (возраст 3,5–2,5 млрд. лет). Реже отмечаются ниже-среднепротерозойские образования. Степень метаморфизма этих образований ниже, чем в породах гранулит-гнейсовых поя-

сов. Вещественный состав зеленокаменных поясов представлен метаморфизованными в зеленокаменной фации вулканитами, при подчиненной роли осадочных отложений. Состав вулканитов преимущественно базальтовый, вулканиты среднего и кислого состава распространены ограниченно. Протяженность таких поясов составляет сотни километров, иногда достигает тысячи км, ширина измеряется десятками, реже первыми сотнями километров. Зеленокаменные пояса «прорезают» гранулит-гнейсовые пояса, их контакты прослеживаются очень четко, поскольку они представлены *глубинными разломами*. Зеленокаменные пояса напоминают *синклинории* в пределах *складчатых поясов* фанерозоя, осложненных складками и надвигами, направленными в крест простирания этих поясов.

Зеленокаменные пояса обнаружены во всех древних *платформах* земного шара, причем отмечены их несколько градаций, которые протягиваются параллельно друг другу. При этом установлено, что геологический возраст этих параллельно протягивающихся поясов постепенно «омоложивается» (или, наоборот, «удревняется») в поперечном к их простиранию направлении.

Разрез горных пород, слагающих зеленокаменные пояса, состоит из трех комплексов, общая мощность которых колеблется в пределах 10–15 км. Нижний комплекс пород представлен зеленокаменными измененными толеитовыми базальтами. Среди них изредка отмечаются **«коматииты»** – эффузивные породы ультраосновного состава с высоким содержанием MgO (более 20 %). Если учесть, что среди фанерозойских образований коматииты вообще не встречаются, то наличие коматиитов среди комплексов зеленокаменных зон необходимо считать их отличительной особенностью. В нижнем комплексе разреза зеленокаменных поясов осадочные отложения практически отсутствуют, однако в нем иногда отмечаются железистые кварциты (джеспилиты) и силициты (кремнистые породы) в виде маломощных слойков и линз. Средний комплекс разреза зеленокаменных поясов также характеризуется ведущей ролью вулканитов, однако здесь они представлены в основном дацит-риолитами, реже андезитами (вулканитами

основного и среднего состава). В этой части разреза роль осадочных пород значительно возрастает, при этом в их составе довольно часто отмечаются обломочные (терригенные) породы. В верхнем комплексе ведущая роль уже принадлежит осадочным отложениям, среди них широким развитием пользуются терригенные породы, напоминающие представителей *молассовой формации* (грубо-обломочные отложения).

Плиты древних платформ – площадные структуры, их поперечники измеряются первыми тысячами километров. *Плиты*, в свою очередь, расчленяются на *антеклизы* и *синеклизы*.

Антеклизы (от греч. слова «анти» – «против», «енклино» – «отклоняю») – довольно крупные выпуклые участки *плит* платформ (площадь – порядка 60–100 тыс. км²). Мощность *осадочного чехла* в пределах *антеклиз* не превышает обычно 1–2 км. Такая, сравнительно малая мощность *осадочного чехла* *антеклиз* объясняется восходящим движением *кристаллического фундамента* под *антеклизами* и образованием куполообразных поднятий, что приводит к денудации верхней части *осадочного чехла*, притерпевшего синхронное поднятие. *Осадочный чехол* *антеклиз* зачастую состоит из отложений, отлагавшихся на дне мелководного моря или даже в континентальных условиях. *Кристаллический фундамент* *антеклиз* «расколот» разноориентированными *глубинными разломами* на отдельные блоки, каждый из которых испытывает восходящее движение индивидуально и с разной скоростью. Данное обстоятельство определяет расчлененный (неровный) характер поверхности фундамента, в результате чего на ней образуются различные региональные и локальные поднятия и своды.

Синеклизы – платформенная отрицательная (вогнутая) структура (составная часть *плит*) изометричной или круглой формы. Размеры в поперечнике составляют порядка 60–100 км². *Синеклизы* образуются в результате прогибания занимаемого ими района. Мощность *осадочного чехла*, перекрывающего *кристаллический фундамент платформы* составляет в среднем 3–5 км, иногда достигает 20–23 км (например, в средней части При-

каспийской синеклизы на территории Казахстана мощность *осадочного чехла* составляет 20–23 км). Разрез *осадочного чехла* синеклиз в большинстве случаев состоит только из осадочных пород, изредка в нем присутствуют отдельные пласты базальтовых покровов («трапповая формация»). В англоязычной геологической литературе *синеклизу* называют термином «осадочные бассейны».

Следующие региональные структуры, которые встречаются в пределах *синеклиз* (иерархически соподчиненными *синеклизе* структурами) являются *авлакогены*. **Авлакоген** (от греч. слова «авлак» – «борозда», «генезис» – «происхождение») – узкие, но протяженные прогибы в *кристаллическом фундаменте* синеклиз. Они образуются в результате «захоронения» осадочным материалом канавообразных опусканий в *кристаллическом фундаменте*, образовавшихся между двумя параллельными *глубинными разломами*. Протяженность *авлакогенов* измеряется сотнями километров, ширина – десятками километров. В составе осадочных отложений, «захоронивших» *авлакоген* иногда отмечаются соляные и угольные пласты, изредка отмечаются и вулканогенные образования. *Авлакогены* рассматриваются как места заложения древних *рифтов*.

Самые малые структуры в пределах *плит* древних *платформ* – валы. **Валы** – локальные возвышенности вытянутой конфигурации, образующиеся в пределах *осадочного чехла* плит. Протяженность валов измеряется десятками километров. Валы отмечаются обычно в осевой части *авлакогенов* или на их обрамлениях. Геологи-нефтяники называют валы «локальными поднятиями».

Толщи горных пород, слагающие *осадочный чехол* антеклиз и синеклиз, деформированы слабо. Углы наклона крыльев свойственных им очень простых складок не превышают обычно нескольких градусов. Исключение составляют районы проявления «соляной тектоники», где угол падения крыльев, осложненных в результате соляной тектоники складок, может исчисляться десятками градусов. Складки в *осадочном чехле платформ* могут быть образованы как в результате бокового сжатия, так и

поднятия или опускания по глубинным разломам отдельных участков кристаллического фундамента, подстилающего чехольные образования.

Кристаллический фундамент платформ по существу являются «корнями» былых орогенов (гор), т. е. они есть «остатки» горной системы, притерпевшей денудацию и приподнятой в соответствии с закономерностью сохранения изостатического равновесия. В том случае, когда состоящий из смятых в складки, разорванных и метаморфизованных комплексов горных пород кристаллический фундамент не притерпевает в платформенный этап своего развития ощутимых колебательных (эпейрогенических) тектонических движений, или же он вовлекается в восходящее колебательное движение, тогда этот фундамент обнажается на дневной поверхности, образуя щиты. Если же бывшие «корни гор» в платформенный этап своего развития вовлекаются в нисходящие колебательные движения, то в таких участках древних платформ образуются плиты и иерархически соподчиненные плитам региональные и локальные структуры типа антеклиз, синеклиз, авлакогенов и валов

Впрочем, с момента окончания орогенического (коллизийного) этапа развития будущей платформы до наступления истинно платформенного этапа ее развития, способного формировать плиты, проходит определенный промежуток геологического времени. Если это так, то уместно обособленно рассматривать этот промежуток времени, выделяя как бы «доплитную историю развития» платформ. Эта история состоит из двух периодов, они называются, соответственно, «период кратонизации платформ» и «авлакогенный период становления платформ».

«Период кратонизации платформ» древних платформ земного шара зачастую соответствует раннему рифею позднепротерозойской эры развития планеты. В этот период прекращается процесс интенсивной деформации пород кристаллического фундамента платформы, и она (платформа) начинает стабилизироваться. В этот период платформа, как правило, претерпевает слабое восходящее движение, что способствует обнажению складча-

тых комплексов на поверхности. Это приводит к ослаблению процесса осадконакопления и формирования *осадочного чехла*. Зато в это время в пределах *платформы* довольно интенсивно проявляется эффузивная и эксплозивная магматическая деятельность, извергающая в основном кислые породы высокой щелочности; породы фундамента подвергаются калиевому метасоматозу. Одним словом, данный период стабилизации *платформы* характеризуется высокой степенью проявления потоков тепла и флюидов из недр планеты.

«Авлакогенный период становления платформы» во многих древних *платформах* планеты соответствует среднему и позднему рифею позднепротерозойской эры. В отдельных случаях этот период охватывает и вендский период. Авлакогенный период в целом соответствует времени раскола Пангейского суперматерика и обособлению его частей в виде платформенных ядер будущих отдельных континентов. Раскол Пангеи сопровождался широким развитием растягивающих тектонических напряжений с образованием многочисленных разрывов в пределах *кристаллического фундамента* будущих *платформ*. Вследствие этого, между параллельно протягивающимися разрывами были образованы многочисленные *авлакогены*, представляющие собой древние *рифты*. *Авлакогены* «захоронены» обломочными (терригенными) породами, отлагавшимися в мелководных или континентальных условиях. Среди этих терригенных отложений иногда отмечаются стратолитовые карбонаты и эвапориты. Среди осадочных комплексов, «заполняющих» *авлакогены*, изредка могут отмечаться плато-базальты, относящиеся к *трапповой формации*.

Далее начинается чисто платформенная стадия развития платформы с ее полной стабилизацией. В этой стадии интенсивные *тектонические движения* в основном прекращаются, *платформа* подвержена только медленным *колебательным (эпейрогеническим) движениям*, которые «не затрагивают» ее внутреннюю структуру (не деформируют ее). Именно эти *колебательные (эпейрогенические) тектонические движения*, направленные только вертикально, способствуют формированию *щитов*

и *плит* в пределах древней *платформы*: в областях с нисходящим движением формируются *плиты* и соподчиненные им структуры высоких порядков, а с восходящим движением – *щиты*. Данную стадию развития древних *платформ* иногда называют «плитной стадией» развития древних платформ. Понятно, что данная стадия по времени своего проявления соответствует фанерозойскому эону (палеозой-мезозой-кайнозойским эрам) развития планеты.

5.3. Области внутриконтинентального орогенеза

Согласно концепции «Тектоники литосферных плит (ТЛП)», генетическая природа и геодинамическая история развития складчатых *тектонических структур* в пределах континентов определяются поочередным проявлением следующих событий: 1) разрыв былой платформенной структуры континента (континентальный рифтогенез); 2) отодвигание в разные стороны «разорванных частей» континента (*дрейф континентов*), в результате чего между отодвигающимися частями континента образуется океанический бассейн посредством *спрединга*; 3) обратное смыкание континентальных берегов океанической структуры в результате их дрейфа навстречу друг другу и постепенное закрытие океанического бассейна, пододвигание спредингующего дна океана под смыкающиеся континентальные берега (*субдукция*); 4) полное закрытие океанического бассейна и столкновение его берегов (*коллизия*) с образованием орогенического (горного) пояса. После образования орогена данная область «успокаивается» в тектоническом отношении, вновь созданная складчатая *тектоническая структура* переходит в платформенный этап своего развития. В результате этого горная система претерпевает денудацию и образуется *складчатый пояс* и соподчиненные ему *складчатые структуры* (*складчатые области, складчатые системы, структурно-формационные зоны* и т. д.) с равнинным или мелкосопочным характером рельефа.

Из приведенного выше представления вытекает, что орогенические (горные) пояса в принципе должны «отмечать» линию столкновения континентов, обозначая таким образом, так называемые, *конвергентные границы* литосферных плит. Однако в пределах сегодняшних континентов встречаются горные области, расположенные вне этих *конвергентных границ* плит. Именно такие цепи горных систем в геологической литературе обозначают термином «области внутриконтинентального орогенеза», или «эпиплатформенные орогенические пояса».

Наиболее типичным представителем таких областей (поясов) является хорошо знакомый нам «**Центрально-Азиатский эпиплатформенный орогенический пояс**». Данный пояс протягивается на тысячи километров и опоясывает Азиатский материк с юга. В состав данного пояса входят такие горные цепи, как: Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань, Куньлунь, Наньшань, Циньлин, Алтай, Саяны, Прибайкалье, Забайкалье и Становой хребет. Западные члены этих горных цепей протягиваются вдоль северной границы всепланетарного пояса сжатия, который называется «Альпийско-Гималайский складчатый пояс», в то же время эти цепи в целом являются как бы восточным продолжением этого Альпийско-Гималайского пояса. Альпийско-Гималайский складчатый пояс относится к «типичному орогену», поскольку входящие в его состав горные системы типа Алпийских гор, Крыма, Кавказа, Гималаев и Тибетских гор и т. д. были образованы в результате столкновения (коллизии) Евроазиатского материка с Индостанско-Австралийской литосферной плитой и обозначают *конвергентную границу* этих плит. В указанном контексте «Центрально-Азиатский эпиплатформенный орогенический пояс» в геологической литературе получил название «вторичный ороген».

Если геодинамическую сущность образования «типичных орогенов» можно объяснить с позиции столкновения (*коллизии*) литосферных плит, то объяснить природу образования «вторичных орогенов» весьма затруднительно. Поэтому имеется много представлений, пытающихся объяснить геодинамический меха-

низм образования этих горных систем, которые расположены во внутренней части континента и образованы в результате «внезапного проявления» тектонической и магматической (иногда) активности в пределах «давно успокоившихся» платформ.

«Вторичные орогены» в геоморфологическом отношении ничем не уступают «типичным орогенам». Например, высота отдельных пиков вторичных орогенов, каковыми являются горы Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня и т. д., иногда превышает 7 км. Какие же силы являются первопричиной внезапного проявления тектонической активности бывшей платформы, *кристаллический фундамент* которой состоит из *каледонид* и *герцинид*, приведшие к образованию высоких гор с «поднятием» их отдельных пиков на высоту до 7 км?

Большинство тектонистов связывают этот процесс все же со столкновением (*коллизией*) Индостанской с Евразийской литосферных плит, которое началось примерно 50 млн. лет тому назад (в конце эоценового века палеогенового периода). В результате этого столкновения был полностью закрыт «океан Тетис», расположенный между Австралийско-Индостанской и Евразийской плитами, что привело к образованию «первичных орогенов» в лице Гималайских, Тибетских и других гор; что касается «вторичных орогенов» типа горных систем «Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогенического пояса», то они образованы в результате бокового сжатия, проявленного на северо-восточном обрамлении «первичных орогенов» (истинных орогенов).

Из приведенных представлений явствует, что в механизме образования «первичных» и «вторичных» орогенов имеются как сходство, так и различие. Они сходны тем, что обе эти структуры образуются в результате бокового сжатия (стресса), вызванного столкновением (*коллизией*) континентов. Что касается различия в образовании этих структур, то оно сводится к следующему: «первичные орогены» образуются в результате смятия в складки всего разреза сталкивающихся континентальных литосферных плит, тогда как образование «вторичных орогенов» –

результат смятия в складки разреза только *земной коры* (т. е. только верхней части разреза *литосферы*) в условиях создавшегося столкновением стресса и высоких значений тепловых потоков, «размягчающих» горные породы и обеспечивающих их предрасположенность к смятию в складки.

Описанный выше механизм образования «первичных» и «вторичных» орогенов в геологической литературе получил название принцип **«двухрусной тектоники»**. Согласно этому принципу, влияние создаваемого столкновением континентальных литосферных плит стресса (бокового сжатия) не ограничивается образованием «первичных орогенов», оно (влияние) продолжается и на обрамлении «первичных орогенов» и продолжающийся стресс создает «вторичные орогены» путем смятия в складки «смягченных» высокой температурой консолидированных горных пород, свойственных разрезу *земной коры* ранее существующей *платформы*.

Автор идеи «двухрусной тектоники» Л.И. Лобковский считает, что образование «Центрально-Азиатского эпиплат-форменного орогенического пояса» является результатом не только столкновения континентальных берегов океана Тетис, но и продолжающегося по сей день движения (*дрейфа*) Индостанской литосферы на север. Именно это движение «расчленяет» названную горную цепь на отдельные системы гор и создает боковое сжатие (стресс), способное смять в складки «размягченный» высоким тепловым потоком консолидированный *кристаллический фундамент* былой молодой платформы, состоящей из *каледонид* и *герцинид*. Геологической науке давно известно, что образование гор является результатом смятия в складки горных пород, слагающих данную область. Об этом впервые догадался «отец мобилизма» Альфред Вегенер еще в начале XX века.

Горный пояс Центральной Азии образован на гетерогенном субстрате. Иными словами, сминающийся сегодня в складки фундамент этого пояса состоит из давно консолидированных (уже смятых в складки, разорванных, включающих много интрузивных массивов) горных пород молодой платформы – *каледо-*

нид и герцинид. Поэтому этот пояс и сегодня является «живой структурой», продолжающей свое развитие в условиях высокой тектонической активности. Пояс характеризуется сложным строением, а его рельеф – большой расчлененностью. В пределах пояса продолжают образовываться высокие горы и межгорные впадины, на дне последних в континентальных условиях и сегодня продолжают отлагаться осадочные породы, относимые к *молассовой формации*.

Горные пояса со сходным механизмом образования встречаются и на других континентах. Например, механизм образования гор Кордильер и Анд, обрамляющих Американский континент с запада, также объясняется смятием в складки консолидированной коры платформ в условиях *субдукции* дна Тихого океана под Американский континент и создаваемого этой *субдукцией* бокового сжатия (стресса).

Интересен вопрос о степени преемственности процессов создания «вторичных орогенов» в геологической истории Земли: были ли такие процессы (такие механизмы образования орогенов) в ранней истории планеты (например, в палеозойской истории) или это прерогатива только мезозой-кайнозойской истории Земли? Однозначно ответить на этот вопрос нелегко. Однако во внутренней части континентов в пределах древних *платформ* и *складчатых поясов* довольно часто отмечаются случаи, когда на поверхности консолидированного фундамента встречаются небольшие мульды, сложенные представителями *молассовой формации*, геологический возраст которых намного моложе, чем породы фундамента. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что «двухрусный механизм» образования «вторичных орогенов» имел место, вероятно, и в ранней истории планеты.

На современном лике Земли довольно часто отмечаются невысокие горы и региональные поднятия, которые расположены во внутренних частях континентов и не имеют никакого отношения к *конвергентным границам* сегодняшних *литосферных плит*. Определяющее большинство этих невысоких гор и региональных поднятий образованы, вероятно, в результате

эпейрогенических (колебательных) движений восходящего характера в платформенный этап развития этих регионов, что не сопровождается, как известно, изменением их внутренней структуры. Однако известны случаи, когда в пределах невысоких орогенов внутренних частей континентов складчатости подвержены породы не *кристаллического фундамента*, а перекрывающие их молодые образования. Примером такого невысокого орогена могут послужить Уральские горы, *кристаллический фундамент* которых относится к *герцинидам*, консолидированным в конце палеозойской эры. Исследованиями последних лет установлено, что дозоценовая часть *платформенного чехла* Уральской складчатой системы смята в простейшие складки. Общеизвестно, что Уральские горы не имеют никакого отношения к коллизионным процессам современности, поскольку они расположены во внутренней части Евразийской континентальной литосферной плиты. Поэтому природу указанной выше складчатости дозоценовой части разреза Уральских гор на современном этапе развития планеты исследователи склонны объяснить влиянием «плюмба», состоящего из разогретых и менее вязких образований, «отделившихся» из *астеносферы* и поднимающихся вверх.

Положительные формы рельефа, с образованием невысоких поднятий, отмечаются также в регионах, где происходит разрыв *континентальной литосферы* в пределах древних и молодых платформ. Данные области не имеют никакого отношения к *коллизиям*, скорее, наоборот, такие области относятся к *дивергентным границам* литосферных плит, где проявляется процесс образования *континентальных рифтов* с характерной деформацией растяжения. Примером таких поднятий и невысоких орогенов является ареал проявления Африканских континентальных рифтов, отделяющих Аравийский полуостров от Африканского континента. Образование таких поднятий объясняется тем, что ареал поднятия *астенолита*, ответственного за разрыв литосферы, с образованием *континентального рифта*, по своему размеру пока оказывается намного больше, чем ширина самого *рифта*.

6. ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И СОЗДАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

6.1. Принципы тектонического районирования

Результаты региональных тектонических исследований оформляются в виде различных тектонических карт. Тектонические карты являются важнейшим документом, вобравшим в себя результаты всех собранных, анализированных и синтезированных тектонических материалов. На таких картах, наряду с данными о *тектонических структурах* исследованного региона, должны быть показаны все данные, необходимые для восстановления истории тектонического развития этих структур в пространстве и во времени. Именно это обстоятельство определяет чрезвычайную важность тектонических карт, поскольку основная цель региональных исследований в первую очередь предусматривает восстановление истории развития изученной территории.

При составлении тектонических карт особое внимание уделяется вопросу *тектонического районирования* исследованного региона. **Тектоническое районирование** – выделение естественных участков *земной коры* на основе особенностей их историко-геологического развития, морфологических особенностей путем всестороннего геолого-геофизического изучения конкретных регионов. Таким образом, *тектоническое районирование* является по существу классификацией участков земной коры по признакам их строения и истории геотектонического развития. Именно на базе *тектонического районирования* составляются тектонические, структурные, геодинамические и другие карты различного масштаба.

Большое значение придается принципам тектонического районирования, т. е. на ту основу, по которой проводится *тектоническое районирование*. Начиная с конца XIX века практикуется заложение в основу тектонического районирования *складчатых структур* континентов понятия «о времени завер-

шающей фазы складчатости». Основоположителем этого принципа *тектонического районирования* является М. Бертран, который в 1887 г. предложил обособить каждую *складчатую структуру* от соседних структур именно по времени завершающей фазы складчатости. М. Бертран предположил, что процесс всеобщего смятия в складки геологических комплексов соответствует определенным периодам геологической истории Земли и по времени завершения этой главной (основной) складчатости должны обособляться *складчатые структуры* друг от друга. В данном контексте он выделил четыре главные (завершающие) эпохи складчатости, которых назвал «гуронской (докембрийской) складчатостью», «каледонской складчатостью», «герцинской складчатостью» и «алпийской складчатостью». Время проявления завершающей фазы складчатости в принципе соответствует времени прекращения активных тектонических, магматических, метаморфических процессов в пределах весьма подвижных структур (по прежним понятиям «геосинклинальных структур») и превращения этой структуры в *платформу*, внутренне строение которой не подвергается теперь структурным изменениям (не сминается в складки).

Принцип М. Бертрана, т. е. районирование по времени завершающей фазы складчатости, в течение более чем ста лет, являлся одним из главных принципов районирования *складчатых структур* континентов. Этот принцип и сегодня используется успешно. Однако в ходе развития геологической науки и сбора новых данных выяснилось, что завершающие фазы складчатости в геологической истории Земли не ограничиваются указанными выше четырьмя эпохами – такие фазы в принципе насчитывают десятков наименований. При этом эти фазы были выделены по результатам изучения различных уголков земного шара, и поэтому они приобрели различные, зачастую местные (региональные) наименования. В пределах стран СНГ практикуется выделение не четырех, а семи главных (основных) фаз складчатости, при этом три из них касаются докембрийского времени, четыре – фанерозойского эона (палеозойской, мезозойской и кайнозой-

ской эпох). К указанным выше семи эпохам относятся: «беломорская складчатость», соответствующая времени перехода архейского зона в протерозойский (примерно в течение 2,6–2,5 млрд. лет тому назад); «карельская складчатость» – время перехода раннего протерозоя (палеопротерозоя) в средний протерозой (мезопротерозой) (в течение 1,8–1,6 млрд. лет тому назад); «байкальская складчатость» – конец протерозойского зона, т.е в вендский период перехода докембрия в фанерозой (в течение 630–540 млн лет тому назад); «каледонская складчатость» – средний палеозой, т. е. примерно силурийский и девонский периоды (в течение 444–360 млн. лет тому назад); «герцинская складчатость» – конец палеозойской эры, т.е примерно каменноугольный и пермский периоды (в течение 360–250 млн. лет тому назад); «киммерийская (мезозойская) складчатость» – разные периоды мезозойской эры, в большинстве случаев юрский и меловой периоды (в течение 200–65 млн. лет тому назад); «альпийская складчатость» – складчатость, начавшаяся в неогеновый период кайнозоя и продолжающаяся ныне (последние 23 млн. лет).

С момента всеобщего признания мобилистических идей и принятия геотектонической концепции «Тектоники литосферных плит (ТЛП)» в качестве главной парадигмы, в геологии в качестве основы тектонического районирования *складчатых структур* континентов, начали использовать принцип выявления «времени перехода океанической коры в континентальную». Согласно положениям ТЛП считается, что любая *складчатая структура* континентов является результатом закрытия былой океанической структуры и всеобщего смятия в складки всего комплекса *геологических формаций* ареала этого закрытия в условиях сильнейшего сжатия (стресса), создаваемого столкновением континентальных берегов океана. Столкновение берегов (*коллизия*) и создаваемые при этом колоссальные сжимающие напряжения приводят к образованию орогенического (горного) пояса. Время возникновения гор соответствует последнему импульсу тектонических напряжений, после которого данная область «успокаивается» и переходит к платформенному этапу

своего развития. Из приведенных выше рассуждений вытекает, что понятия «время перехода океанической коры в континентальную» и «время завершающей фазы складчатости» с точки зрения их геодинамической природы, в принципе, оказываются идентичными.

6.2. Типы тектонических карт и основные этапы их создания

Вкратце остановимся на истории составления тектонических карт и отметим основные особенности тех или иных разновидностей таких карт.

Первые карты тектонического содержания появились в конце XIX – начале XX веков. Эти карты назывались «карты тектонических линий». Они по существу представляли собой не карты, а схемы, поскольку на них отображались только разнонаправленные линии – *глубинные разломы* и осевые линии складок, распространенных в пределах *платформ* и *складчатых поясов*.

Второй этап составления тектонических карт охватывает начало XX в. – 40-е годы этого же столетия. На таких картах отражались особенности геологического строения и тектонического развития *складчатых структур* континентов, стабилизированных и превращенных в платформенную структуру в одной из эпох складчатости, выделенных М. Бертрамом. В качестве примеров таких карт можно назвать «Карты тектонического районирования Европы» (1907, составитель Э. Ог и 1924, составитель Г. Штилле), три разновидности тектонических карт под названием «Карты тектонического районирования территории СССР» (1933, составители – советские ученые-геологи Д.В. Наливкин, М.М. Тетяев, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский).

Третий этап составления тектонических карт можно назвать в целом периодом составления «Обзорных тектонических карт». Этот этап охватывает 40–60-е годы XX столетия. На таких картах, составленных обычно в 1:5 000 000–1:2 500 000 масштабах, отображались тектонические схемы отдельных стран

или материков. Такие карты составлялись на основе всестороннего анализа данных, полученных при геологическом картировании, бурении скважин и региональных геофизических исследованиях. Примерами таких карт являются: «Тектоническая карта СССР» 1:4 000 000 масштаба (1956) «Тектоническая карта США» (1944); «Тектоническая карта Австралии» (1961) и т. д. Такие карты имели структурное содержание и послужили основой для оформления ряда обзорных тектонических карт, составленных позднее («Международная тектоническая карта Европы», 1964; «Тектоническая карта Евразии», 1966; «Тектонические карты Северной Америки, Африки, Австралии, Южной Америки, Антарктики и др., 1958–1980 гг.). В качестве основы составления этих карт был принят принцип определения времени «завершающей фазы складчатости», однако эпохи складчатости в истории Земли не ограничивались четырьмя эпохами М. Бертрана, они были существенно дополнены и другими эпохами; на территории СССР тектоническое районирование осуществлялось на базе указанных выше семи эпох складчатости.

При составлении обзорных тектонических карт большое значение придавалось понятию «структурный этаж». Разрез *земной коры*, отображенного на карте участка, расчленялся на несколько структурных этажей (обычно два или три этажа, реже больше) и каждый выделенный этаж характеризовался отдельно. В качестве границ выделенных структурных этажей принимались обычные несогласия или же изменения в степени деформированности в соседствующих толщах. В разрезах *плит древних платформ*, а также *региональных впадин и прогибов* в качестве главных структурных этажей принимались комплексы *кристаллического фундамента* и отложения *осадочного чехла*. Однако составители не ограничивались выделением только этих двух главных этажей, зачастую в разрезе самого *кристаллического фундамента* выделялись дополнительные структурные этажи, ограниченные несогласиями. В качестве примера такой карты можно назвать «Тектоническую карту СССР», составленную в 1966 г. под редакцией Т.Н. Спижарского в м-бе 1:2 500 000.

На этой карте обособлено несколько структурных этажей в разрезе самого *кристаллического фундамента* посредством определения региональных несогласий, и каждый выделенный этаж охарактеризован самостоятельно с точки зрения их генетической природы.

Общеизвестно, что месторождения нефти и газа сосредотачиваются обычно в разрезе *осадочного чехла плит* в пределах древних *платформ*, а также *прогибов* и *региональных впадин* в пределах *складчатых поясов*. Данное обстоятельство потребовало разработки специального методического приема для отображения на тектонических картах глубины расположения поверхности *кристаллического фундамента*. В качестве такого методического приема геологами-нефтяниками было предложено отображение глубин расположения поверхности фундамента с помощью «*стратоизогипс*». При этом глубины расположения поверхности фундамента показываются не только отдельными изогипсами, но и различным тоном того цвета, которым окрашена сама структура. Что касается самого *кристаллического фундамента*, расположенного под *платформенным чехлом*, то он окрашивается различными гаммами цвета в зависимости от времени «завершающей фазы складчатости». Такой подход к составлению тектонических карт-схем закрытых территорий способствует повышению наглядности и «читаемости» этих карт. В качестве примера описываемых обзорных тектонических карт можно привести второе издание «Международной тектонической карты Европы», изданной в 1983 году.

Несмотря на то, что масштабы обзорных тектонических карт как бывают довольно мелкими, на них удастся показывать иногда отдельные специфические особенности геологического строения отображенного на карте участка земной коры. Так, например, на некоторых таких картах специальными условными обозначениями (часто в виде штрихов) показывается вещественный состав ряда *геологических формаций*, свойственных *кристаллическому фундаменту*, или же разными цветами показываются крупные интрузи-

живные массивы, прорывающие разрез *кристаллического фундамента*

Четвертый этап подготовки тектонических карт начинается с 60-х годов XX столетия, который можно называть этапом подготовки «региональных тектонических карт». Такие карты были составлены в определяющем большинстве союзных республик бывшего Союза, в том числе и по Казахстану. В этих картах нашли отражение идеи мобилизма, поскольку *тектоническое районирование* территорий союзных республик производилось с позиции определения времени перехода *океанической коры в континентальную кору*. В связи с этими работами в геологической литературе бывшего Союза появилось новое понятие о «переходной коре» (в смысле от океана к континенту). В указанных картах *геологические формации* различных стадий перехода *океанической коры в континентальную* (через переходную кору) обозначались различными условными знаками, чаще всего разными цветами. В составлении серий таких карт особая роль принадлежит Геологическому институту Академии наук СССР, где указанные карты составлялись под руководством академика Пейве А.В.

В 70-х годах XX столетия ученые-геологи начали составлять тектоническую карту Мирового океана. Этот период условно можно назвать **пятым этапом** составления тектонических карт. Первая такая карта появилась в 1970 г. в виде «Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли», составленной под редакцией советских ученых-тектонистов Ю.М. Пушаровского и Г.Б. Удинцова. По своему содержанию эта карта больше соответствовала структурно-геоморфологической карте, чем тектонической, поскольку в то время было далеко недостаточно материалов по тектонической природе дна Мирового океана и особенностям его геологического развития. Позже американским ученым Б. Хейзенем была составлена новая Геологическая карта Мирового океана, где были учтены новые данные по глубоководному бурению дна океана, а также данные по анализу геолого-генетической природы специфических структур океанов, из-

вестных в геологической литературе под названием «линейные магнитные аномалии». Данная карта называлась «геологической», однако по своему содержанию она больше подходила к «палеогеологической», или даже к «тектонической карте», поскольку *тектоническое районирование* дна Мирового океана осуществлялось посредством определения геологического возраста морских осадков, перекрывающих базальтовые покровы дна океанов. В результате этого, на указанных картах нашли отражение особенности тектонического (геодинамического) развития дна океанов, характеризующиеся процессом *спрединга*.

Опыт изображения тектонических особенностей *структурных элементов* континентов, также как дна Мирового океана дал возможность впоследствии составить «Тектоническую карту мира». Первая такая карта была составлена в 1977 г. в масштабе 1:25 000 000 силами советских ученых. В ходе составления этой карты без всякого изменения были приняты все методические приемы, применяемые при составлении тектонических карт континентов и океанов. В 1984 г. были изданы «Международные тектонические карты мира» 1:15 000 000 и 1:45 000 000 масштабов. В этих картах отдельно были показаны ареалы распространения *континентальной коры*, коры переходного типа и океанических образований, однако тектоническое районирование континентальных структур было произведено по времени «завершающей фазы складчатости». Таким образом, при составлении указанных карт были удачно совмещены два часто используемые методы тектонического районирования – районирование по времени «завершающей фазы складчатости» и по времени «перехода океанической коры в континентальную кору». Еще одной особенностью этих карт является то, что при их составлении использованы конкретные геохронологические эпохи (например, «позднепалеозойская эпоха», «раннемезозойская эпоха» и т. д.), а не эпохи складчатости, используемые ранее в Европе и Советском Союзе (например, каледонская, герцинская, киммерийская и другие эпохи).

Начиная с конца 80-х годов XX столетия начался новый этап составления нового поколения тектонических карт под названием «геодинамические карты». Этот период условно можно назвать **шестым этапом** составления тектонических карт. Ярким примером таких карт является «Геодинамическая карта СССР», изданная в 1988 г. под редакцией двух советских ученых-тектонистов – Л.П. Зоненшайна и Л.М. Натапова. Данная карта всецело составлена согласно идеям «Тектоники литосферных плит (ТЛП)», т. к. становление выделенных на карте всех *тектонических структур* территории Союза связывается с закрытием былых океанических бассейнов. Основными объектами на этих картах являются *геологические формации*, формировавшиеся в различных геодинамических условиях – на дне океанов, в островных дугах, окраинных морях, межгорных впадинах и т. д. Геологический возраст указанных формаций показан различными цветами и индексами, *террейны* обособлены штрихами.

Признание ТЛП в качестве главной *парадигмы* современной геологической науки дало новый импульс составлению геодинамических карт различных регионов земного шара, некоторые образцы таких карт в последние годы составлены и по Казахстану.

Тектонические карты в целом по своему содержанию делятся на «общие карты» и «специальные карты». Каждая из этих разновидностей, в свою очередь, делится на «глобальные», «обзорные» и «региональные». Глобальные тектонические карты охватывают весь земной шар, на них отражаются тектонические особенности *земной коры* континентов, переходных зон и океанов. Такие карты составляются обычно в масштабах от 1:45 000 000 до 1:15 000 000. Обзорные тектонические карты охватывают территории отдельных континентов или крупных стран (например, США, Канады, Китайской народной республики, Индии и др.). Они составляются в масштабах от 1:5 000 000 до 1:25 000 000. Региональные тектонические карты предназначены для раскрытия тектонических особенностей *крупных тектонических структур (платформ, складчатых поясов и областей*, например, Урала, Алтая, Кавказа и т. д.)

или же территории небольших стран (например, Франции, Италии, Польши, Казахстана и т. д.). Такие карты составляются обычно в 1:15 00 000–1 500 000 масштабах.

В содержании тектонических карт последних лет или составляющихся сейчас картах ученые стараются отражать не только геологический возраст и эпоху складчатости выделенных на таких картах геологических комплексов, но и геодинамическую природу формирования этих комплексов. Другими словами, на таких картах *геологические формации* должны быть обособлены не только по времени их складчатости, но и по условиям своего образования. Достичь этой цели, не снижая качества и «читаемости» составленной карты, не так-то легко, поэтому при составлении таких карт используются различного рода методические приемы. Так, например, при составлении «Геодинамической карты СССР» ее составители геодинамические комплексы на карте показали различными цветовыми гаммами, а их геологический возраст – различными тонами соответствующей цветовой гаммы. Составители геодинамических карт Европы, Африки и Северной Америки поступили наоборот, т.е. на этих картах геологический возраст комплексов показан цветами, а их геодинамическая природа – тонами и различными крапами. Как бы то ни было, для всех этих карт особое значение придавалось яркому обособлению геологических комплексов, образованных в открытом океане, переходной зоне и континентальных условиях в древние эры и периоды развития планеты. Что касается геологических комплексов дна современных океанов, то базальтовые покровы дна океанов «расчленены» согласно их возраста, который меняется в горизонтальном направлении из-за действия спредингового процесса. На этих картах различными условными обозначениями показаны также осевые линии *спрединга*, *трансформные разломы* дна океана, а также региональные поднятия в пределах ложа океана (океанического плато).

Показ на карте *конвергентных границ литосферных плит* в пределах континентов – одно из важных условий составления геодинамических карт. Что касается геологических комплексов внут-

ренных областей континентов, то они должны быть обособлены с позиции их геологического возраста и эпохи складчатости.

Исключительно трудную задачу представляет собой отражение на тектонических или геодинамических картах «эпиplatformенных орогенических поясов», или «вторичных орогенов» (см. 12-ю лекцию), поскольку применительно к этим структурам необходимо показывать «две складчатости» – эпоху складчатости *кристаллического фундамента* вновь затронутого орогенезом бывшего *складчатого пояса* (каледониды, герциниды, киммериды) и время дополнительной складчатости, вызванной нынешним орогеническим процессом. В данном случае сводовоглыбовые воздымания, вызванные дополнительной складчатостью, оконтуриваются яркой полоской, а структуры складчатонад-вигового характера отображаются штриховкой того же цвета.

Очень важно показать на тектонических картах проявления магматизма, имевшего место в истории развития *тектонической структуры*. При этом продукты магматизма обособляются обычно с точки зрения их геодинамической природы. С этой точки зрения отдельно показываются представители: а) внутриплитного континентального магматизма (плато-базальты гранитырапакивы, анорогенические гранитоиды, щелочные базальты, ультраосновные щелочные плутоны, кимберлитовые и лампроитовые трубки); б) внутриплитного океанического магматизма (щелочные базальты, продукты их дифференциации, а также их интрузивные аналоги – габбро-ультрабазитовые интрузивные массивы); в) магматизма конвергентных границ плит (известковощелочные и субщелочные островодужные вулканы, вулканы и гранитоиды краевых вулканоплутонических поясов, коллизионные гранитоиды и др.). Отдельные блоки и меланжевые выходы офиолитов в пределах сильно дислоцированных *складчатых структур* должны показываться специальными условными знаками.

На тектонических картах должны найти отображение и метаморфические образования. Представители регионального метаморфизма обычно показываются крапом различных цветов. Крайне важно показывать на картах продукты метаморфизма

высоких давлений – низких температур, поскольку они фиксируют место проявления *субдукции*, имевшей место в древних периодах развития планеты. Такие метаморфиты представлены обычно в виде узких и протяженных зон, поэтому они показываются на тектонических картах в виде внесмасштабных (крупнее) полос, раскрашенных различными цветами.

Представителями специальных тектонических карт являются: палеотектонические карты; структурные карты; неотектонические карты; карты фундамента платформ; палинспастические карты и др.

Среди специальных тектонических карт давно практикуется составление структурных карт. На таких картах *тектонические структуры* отображаются с помощью стратоизогипс или же показом направлений осей простирания складок и простирания *глубинных разломов*. Такие карты составляются обычно для показа внутренней структуры *осадочного чехла*, перекрывающего *кристаллический фундамент* платформ, или же *прогибов* и *региональных впадин* в пределах *складчатых поясов*. Этим картам придается большое значение, поскольку общеизвестно, что именно в разрезах *осадочного чехла* располагаются месторождения таких важнейших полезных ископаемых, как нефть, газ, каменный уголь, медь, железо и т. д.

Специфическим представителем специальных тектонических карт являются тектонические карты со снятым платформенным чехлом. Такие карты составляются, напротив, для показа тектонических и структурных особенностей геологических комплексов *кристаллического фундамента*, перекрытого *осадочным чехлом*.

Еще одним представителем специальных тектонических карт, широко используемых в последние десятилетия, являются космотектонические карты. Такие карты составляются в основном на базе данных, полученных с космических аппаратов. Примерами таких карт являются «Карта разрывной тектоники СССР» (1978) и «Карта кольцевых структур СССР» (1982). По многим регионам бывшего Союза были составлены «карты трещиноватости» на основе анализа космических снимков.

Исключительно важными представителями специальных тектонических карт являются палеотектонические карты. Такие карты

позволяют поэтапно проследивать геологические (тектонические) процессы, имевшие место в древних эрах и периодах развития планеты, и восстанавливать таким образом историю геологического развития региона, по которому составлена карта. Палеотектонические карты составляются в двух вариантах: интервальные палеотектонические карты позволяют поочередно охарактеризовать несколько стадий развития отображенного на карте региона; моментальные палеотектонические карты раскрывают природу тектонических процессов, свойственных самому важному этапу развития региона.

Палинспастические карты – специфический представитель специальных тектонических карт. Составление таких карт практикуется только в последние десятилетия. Составление палинспастических карт основано на изучении изменения направления магнитной оси Земли в ходе ее развития. Указанные изменения называются «инверсией магнитного полюса Земли». Палинспастические карты составляются посредством определения скорости перемещения в горизонтальном направлении крупных *литосферных плит* и даже отдельных *террейнов* по результатам палеомагнитных исследований и поэтапного проследивания «маршрута передвижения» указанных плит и террейнов, перемещенных с одного региона земного шара в другой.

Следующая разновидность специальных тектонических карт – неотектонические карты. Такие карты составляются по результатам определения численных характеристик *тектонических движений*, проявленных в неотектонический этап развития планеты, в том числе в современную эпоху (с олигоценового века палеогенового периода до ныне). Известны две разновидности неотектонических карт – «карты современных вертикальных движений» (такая карта составлена по Восточной Европе) и «моментальные кинематические карты литосферных плит». Последняя разновидность неотектонических карт отображает численные значения *тектонических движений*, направленных горизонтально. На таких картах показываются современные границы подвижных *литосферных плит*, а с помощью векторов указываются численные значения скоростей их движения.

7. ОСНОВНЫЕ СТАДИИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

7.1. Криптозойские (докембрийские) стадии геотектонического развития Земли

Согласно гипотезе Шмидта-Фесенкова об образовании Земли, наша планета начала формироваться 4,5 млрд. лет тому назад за счет слипания не очень горячих твердых частиц – «платозималей» – в условиях гравитационного притяжения. Официальная наука допускает, что наша планета в начальных же стадиях своего образования претерпела свою главную аккрецию. **Главная аккреция Земли** – процесс отделения двух главных частей планеты путем гравитационной дифференциации – ядра Земли и первичной мантии Земли, и обособления этих двух сфер Земли, разительно отличающихся друг друга по своей плотностной характеристике. Однако считается, что дальнейшая дифференциация вещества планеты согласно своим плотностным показателям, и обособление внутреннего и внешнего ядра, нижней мантии, переходного слоя мантии, верхней мантии, а также *земной коры* имело место, вероятно, в последующие периоды развития планеты и продолжается, по-видимому, по сей день. В горных породах возрастом 3,5 млрд. лет обнаружены палеомагнитные свойства. Это означает, что, по крайней мере, с этого времени Земля имеет магнитное поле. А это в свою очередь доказывает, что начало разделения ядра земли на твердое внутреннее и жидкое внешнее ядро происходило, по крайней мере, 3,5 млрд. лет тому назад, поскольку причиной преобладания Землей магнитного поля является процесс вращения вещества жидкого внешнего ядра вокруг твердого вещества внутренне-го. Данное явление, т. е. процесс приобретения планетой магнитного поля вследствие вращения состоящих из магнитных металлов (железо, никель, кобальт и др.) жидких веществ внешнего ядра вокруг состоящих из этих же металлов в твердом состоянии внутреннего ядра официальная наука называет **«принципом динамо-машины»**. Однако по сей день однозначно не установлено на-

правление разделения ядра: то ли жидкое внешнее ядро образовалось за счет твердого внутреннего, то ли наоборот?

Считается, что процессы главной аккреции Земли, последующей дифференциации вещества Земли по своим плотностным характеристикам, также как процесс сампроизвольного разложения радиоактивных веществ планеты привели к разогреву первично «холодного» вещества Земли, в результате чего верхняя часть разреза планеты расплавилась с образованием магмы, последующее остывание которой привело к образованию первого зачатка *земной коры (литосферы)*. Пока твердо не установлен вещественный состав первичной коры. С теоретической точки зрения, в результате прямого плавления мантийных веществ должны образоваться горные породы ультраосновного и основного составов (ультрабазиты и базиты). Однако в кварцитах Австралии найдены кристаллы циркона, возраст которого порядка 4,3–4,2 млрд. лет. Соответственно, не исключается возможность и кислого состава первичной земной коры (граниты и риолиты, при метаморфизме которых образуются гнейсы и кварциты), поскольку циркон присутствует обычно в магматических и метаморфических породах именно кислого состава.

Как бы то ни было, большинство ученых склонно считать первичный состав первичной мантии базальтовым и (или) анортозитовым (основные магматические породы). Приходу к такому заключению способствует то обстоятельство, что поверхность Луны, являющейся естественным спутником нашей планеты, покрыта именно этими породами (темные участки поверхности Луны называются «базальтовыми морями», а светлые участки – «анортозитовыми континентами»). В то же время, необходимо учесть, что самые древние горные породы, когда-либо найденные на Земле, повсеместно имеют кислый состав. Эти породы известны в геологической литературе под названием **«серые гнейсы»**, их геологический возраст соответствует 4–3,8 млрд. лет. Такие породы найдены на Украинском и Канадском щитах, на юго-востоке Гренландии и в Восточной Антарктике.

Таким образом, в целом можно смело заявить о том, что примерно 4–3,8 млрд. лет тому назад началось формирование глав-

ных сфер Земли – ядра Земли, ее мантии, *земной коры* и первых признаков атмосферы Земли.

Проследживание дальнейшей истории развития Земли вынуждает рассматривать определенные периоды (стадии) развития **земной коры**, поскольку именно *земная кора* (правильнее было бы сказать *литосфера* Земли) является продуктом геологического развития планеты, более доступным к непосредственному изучению. Другими словами, чтобы иметь представление о геологических процессах, имевших место сотни миллионов-миллиарды лет тому назад, ученые вынуждены исследовать не сами эти процессы, а их результаты в виде *земной коры (литосферы)*. Данное обстоятельство является отличительной особенностью геологической (геотектонической) науки, поскольку большинство естественных наук старается изучить сами процессы и предсказать их результаты, т. е. эти науки изучают причину, чтобы предсказать следствие. В геотектонике все наоборот, поскольку здесь изучается следствие, чтобы иметь представление о причинах процесса.

Раннеархейская стадия развития Земли: формирование протоконтинентальной коры (4–3,5 млрд. лет тому назад). Горные породы указанного выше возраста встречаются практически на всех континентах. Они встречаются обычно в виде небольших блоков среди докембрийских кратонов (например, в Балтийском, Украинском, Алданском щитах и т.д.). Горные породы, возраст которых соответствует раннему архею, в основном состоят из гранито-гнейсов тоналитового состава. Именно эти породы называются «серыми гнейсами». Среди раннеархейских образований породы основного состава встречаются исключительно редко, осадочных пород и вовсе нет. Единственным примером нахождения осадочных пород возрастом 3,8 млрд. лет является, так называемая, «**серия Исуа**», обнаруженная в Юго-Западной Гренландии.

Общеизвестно, что гранито-гнейсы являются типичными представителями *континентальной коры*. Остается нерешенной проблемой возникновение *континентальной коры* в самом начале развития Земли за счет расплавов первичной мантии, поскольку, согласно результатам целенаправленных исследований установ-

лено, что в результате «прямого плавления» мантийных веществ, как отмечалось выше, должны образоваться не кислые породы, а породы ультрабазит-базитового состава. По поводу выяснения причин этого феномена существуют три гипотезы: 1) **«гипотеза сагдукции»** допускает плавление низов линзы утолщенной первичной базальтовой коры, образованной, якобы, за счет действия мантийного плюма; 2) согласно **«гипотезе обдукции»**, плавлению подвергалась нижняя часть нагромождения пластин первичной базальтовой коры, возникшего вследствие ее еще высокой плавучести и встречного смещения со стороны либо осей *спрединга*, либо плюмов; 3) **«гипотеза субдукции»** образование гранитов пытаются объяснить вторичным плавлением первичной базальтовой коры, подвергнутой *субдукции*. Сторонниками последних двух гипотез являются те ученые, которые допускают проявление процессов «тектоники литосферных плит» с самого начала геологического развития Земли, т. е. с раннего архея.

Нет также однозначного ответа на характер распространения «серых гнейсов» на раннеархейской Земле: перекрывали ли они всю земную поверхность «сплошным плащом», или же они отмечались в виде отдельных «островков» на первичной базальтовой коре? Все же ученые больше склонны ко второму варианту. Они считают, что фрагменты протоконтинентальной коры составляли отдельные «островки» на сплошной протокеанической (базальтовой) коре, впоследствии эти «островки» составили ядра будущих истинных материков.

Средне-позднеархейская стадия развития Земли: возникновение собственно континентальной коры и становление первой Пангеи (3,5–2,5 млрд. лет тому назад). Данная стадия развития Земли характеризуется широким распространением **«зеленокаменных поясов»** (еще раз просмотрите 11-ю лекцию). Начиная со среднего архея такие пояса «рассекали» сравнительно тонкую протоконтинентальную кору, причем имело место несколько генераций таких поясов, наложенных одна на другую и протягивающихся в разных направлениях. Эти пояса сосредоточились в пределах ядер протоконтинентальной коры и образовались

за счет продуктов их вторичного плавления. В позднем архее за счет продуктов плавления образовались обычные известково-щелочные вулканы и типичные граниты и, таким образом, образовались истинные *кратоны* с типичной *континентальной корой*, которые являлись основой будущих древних *платформ*.

Согласно некоторым подсчетам, общая площадь архейской континентальной коры составляла порядка 70 % современной *континентальной коры*. Таким образом, в конце архейского эона образовался единый и довольно крупный суперконтинент – первая Пангея. Некоторые ученые считают, что в конце архея образовался не только суперконтинент Пангея, но и его антипод в лице огромного океана, названного «Панталасса». По их мнению, суперокеан «Панталасса» с момента своего образования в архее имел *океаническую кору*. Даже есть такая оригинальная идея: расположение на одной стороне планеты огромного океана «Панталасса», а на другой стороне Пангейского суперконтинента сравнительно меньшего размера, привело, якобы, к появлению в архее диссимметрии планеты; причину такой диссимметрии некоторые ученые пытаются объяснить «ударом о Землю» крупного небесного тела, которое, якобы, «вырвало» из Земли определенный ее «кусок», за счет которого образовался, мол, естественный спутник Земли в лице Луны.

Раннепротерозойская стадия развития Земли: распад первой Пангеи, обособление платформ и подвижных поясов, дальнейшее разрастание континентальной коры (2,5–1,7 млрд. лет тому назад). Остывание и увеличение хрупкости *континентальной коры* первой Пангеи привели к образованию многочисленных трещин и разломов в ее разрезе. Это привело в свою очередь к дроблению и распаду эпипангейской Пангеи с образованием отдельных обособленных блоков. К областям развития появившихся трещин и разломов тяготеют очаги магматизма. Эти магматические расплавы застывали, залечивая указанные трещины и разломы. Эти процессы создали условия для «склеивания» обособленных блоков и постоянному сохранению целостности суперконтинента и его разрастанию. Магматические расплавы различного состава, также как осадочные отложения, сосредоточенные в

указанных выше трещинах и разломах, создавали специфические структуры, известные в геологической литературе под названием «подвижные пояса раннего протерозоя». Они иногда предствлены обычными гранулитогнейсовыми поясами. Ширина таких поясов измеряется сотнями км, протяженность иногда достигает тысячи километров. Образование этих поясов ряд ученых пытается объяснить с позиции проявления «Тектоники литосферных плит» (открытия и закрытие океанических бассейнов).

На поверхности «укрупненной Пангеи» с континентальным типом коры начался процесс рельефообразования, о чем свидетельствует наличие в раннепротерозойских осадках признаков мелководья. Среди этих осадочных пород чехла архейской платформы изредка отмечаются представители платобазальтов, еще реже – кислых вулканитов. В *осадочный чехол* некоторых архейских платформ внедрены гранито-гнейсовые купола и крупные массивы расслоенных интрузий ультраосновного и основного состава (всемирно известный Бушвельдский массив Южной Африки, массив Стиллутер в Восточных Скалистых горах Северной Америки и т. д.). В пределах *плит* древних платформ наряду с *синеклизами* (их можно назвать «протосинеклизами») отмечаются и рифтовые структуры. Разрез этих древних *рифтов*, которые называются «протоавлакогенами», в целом подобен разрезу протосинеклиз (в основном осадочные породы, вулканиты встречаются реже), однако мощность толщ в протоавлакогенах намного больше, чем в протосинеклизах.

Среднепротерозойская стадия развития Земли: частичный распад и восстановление единства второй Пангеи (1,7–1,0 млрд. лет тому назад). Данная стадия развития планеты исследована слабее. Ограниченное распространение среднепротерозойских (т. е. ранне-среднерифейских) отложений усугубляет это положение. Тем не менее, похоже, что суперконтинент Пангея в этот этап развития планеты в целом сохранил свою сплошность, подвергаясь только некоторому раскалыванию с образованием *континентальных рифтов*, превратившихся затем в интеркратонные внутриплитные складчатые системы, или в *авла-*

когены. Одной из характерных черт этой стадии является широкое развитие субэврального вулканизма, а также внедрение крупных стратиформных плутонов габбро-анортозитового состава и интрузий гранитов-рапакиви. В конечном счете, к концу среднего протерозоя (среднего рифея) суперконтинент Пангея был единым континентом, который называют обычно «вторая Пангея», или же «Родиния».

7.2. Позднерифейско-фанареозойские стадии геотектонического развития Земли

Позднепротерозойско (позднерифейско)-среднепалеозойская стадия развития Земли: деструкция протерозойской Пангеи, заложение и начало развития подвижных поясов Неогея (1,0–0,32 млрд. лет тому назад). Большинство ученых-тектонистов считает, что именно начиная с этой стадии развития планеты (с позднего рифея – 1,0 млрд. лет тому назад) структуры земной коры развивались согласно положениям «Тектоники литосферных плит (ТЛП)». В то же время, немало ученых, допускающих действие ТЛП начиная со среднего архея (3,5 млрд. лет тому назад) и даже с самого начала развития планеты в качестве геологического объекта (с раннего архея – 4 млрд. лет тому назад). Тем не менее, первое мнение (действие ТЛП началось с позднего рифея – 1,0 млрд. лет тому назад) более предпочтительно, поскольку среди образований *шовных зон* в пределах позднерифейско-палеозойских *складчатых поясов* довольно часто отмечаются фрагменты *офиолитовой формации*, являющейся довольно надежным показателем «океаничности» коры. При этом геологический возраст этих офиолитов, как правило, не выходит за пределы одного млрд. лет.

Ученые, объясняющие развитие и становление континентальных *складчатых структур* данной стадии развития планеты под действием ТЛП, допускают следующую последовательность событий: раскалывание сформированного к этому времени суперконтинента с образованием континентальных рифтов; превра-

щение континентального рифта в океанический рифт, образование и постепенное расширение океанического бассейна в условиях «отхода» его континентальных берегов в разные стороны; обратное смыкание континентальных берегов и постепенное сужение океанического бассейна с образованием активных континентальных окраин и свойственных таким окраинам тектонических структур типа «островных дуг» и «окраинных морей»; полное смыкание берегов и их столкновение с образованием орогенического пояса; прекращение тектонической активности и превращение совокупности вновь созданных тектонических структур в молодую платформу, т. е. в складчатый пояс.

Сторонники указанной выше идеи считают, что проявление ТЛП с самого начала (1 млрд. лет тому назад) имело такой же масштаб, как и «сегодня» (мезозое-кайнозое). Иными словами, они допускают, что и в позднерифейско-палеозойскую стадию развития планеты существовали (открывались и закрывались) океанские бассейны, сопоставимые по своим размерам с сегодняшней Атлантикой. В доказательство своих представлений они называют такие гипотетические океаны, как палеоокеан Япетус, Палеоазиатский, Палеоуральский океаны, Палеотетис (Среднеземноморский палеоокеан). Палеоарктический океан и т. д. По их мнению, определяющее большинство названных выше палеоокеанов в начале позднерифейской стадии развития планеты имели место в северном полушарии, которые начали свое закрытие в среднем палеозое (в каменноугольный период) и завершили это закрытие в середине триасового периода. Считается, что исключение составлял только палеоокеан Япетус, который открылся в позднем рифее и закрылся в позднем ордовике. Закрытие гипотетического палеоокеана Япетуса в конце ордовикского периода палеозойской эры привело, якобы, к объединению Северной Америки (Лаврентии) и Восточной Европы (Балтики) с созданием единого континента под названием «Лавруссия».

По мнению ученых, еще одной особенностью описываемой стадии развития планеты является разительное отличие в характере развития структур северной и южной частей Пангеи. В частности, в

северной части суперконтинента почти до конца описываемой стадии господствовали деструктивные тенденции, тогда как в южной части суперконтинента открывшиеся в рифее рифты сомкнулись, объединив расколотые части континентальной литосферы в единый мегаконтинент под названием «Гондвана».

Позднепалеозойско-раннемезозойская стадия развития планеты: возрождение Пангеи (0,32–0,2 млрд. лет тому назад). Полное закрытие указанных выше гипотетических палеоокеанов (столкновение берегов этих океанов) обеспечило объединение всех ранее разорванных частей с восстановлением суперконтинента «Пангея». Считается, что это восстановление в северной части суперконтинента ознаменовалось следующими событиями: сначала образовался крупный материк «Лавразия» в результате закрытия северной части Палеоазиатского океана и воссоединения Лавруссии с Сибирским континентом; позже в результате закрытия западной части океана Палеотетис Лавразия объединилась с Гондваной.

Таким образом, в начале мезозойской эры (в триасовый период) на земном шаре вновь образовался единственный суперконтинент – Пангея. В данной стадии развития планеты вновь созданная Пангея в целом характеризовалась как истинно платформенная структура, однако в ее пределах широким развитием пользовались *складчатые пояса*, характеризующиеся покровно-складчатым строением и присутствием многочисленных фрагментов *офиолитовой формации*. Повсеместное расспрос-транение в этих поясах не только фрагментов *офиолитовой формации*, но и свойственных *активным континентальным окраинам* формаций островных дуг, окраинных морей и т. д., свидетельствует о том, что позднерифейско-палеозойский этап развития планеты в целом действительно происходил согласно законам «Тектоники литосферных плит (ТЛП)». Что касается конкретно данной стадии (позднепалеозойско-раннемезозойской стадии), то новообразованная молодая платформа в эту стадию все еще не имела мощных толщ *осадочного чехла*, однако она характеризовалась широким развитием авлакогенов. Мощные толщи *осадочного чехла* в пределах *плит*,

прогибов и региональных впадин появятся лишь со следующей – мезозой-кайнозойской – стадии развития планеты.

Суперконтинент Пангея, о котором говорил «отец мобилизма» Альфред Вегенер, соответствует Пангею этого времени (еще раз просмотрите подраздел 3.4.). Согласно представлениям современных ученых, суперокеан Панталасса, омывающий берега Пангеи, еще в палеозойское время имел мощный центр *спрединга*; что касается берегов Панталассы, то они и в палеозойское время фиксировали *конвергентную границу* литосферных плит, характеризующуюся «столкновением дна океана с континентом» и вытекающим отсюда процессом *субдукции*. Этот процесс, в свою очередь, способствовал образованию *активных континентальных окраин*, где широким развитием пользовались свойственные таким окраинам *тектонические структуры* типа вулканоплутонических поясов, островных дуг, окраинных морей и др., в пределах которых отлагались разнообразные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования.

Позднемезозойско-кайнозойская стадия развития планеты: распад Пангеи и образование молодых океанов; формирование современной структуры и рельефа Земли (промежуток времени 0,2–0 млрд. лет). Основным событием этой стадии развития планеты являлся новый распад Пангеи начиная с юрского периода мезозойской эры, который продолжается по ныне. Доказательством того, что последний распад Пангеи начался именно в юрский период, является тот факт, что на дне современных океанов не встречаются осадки, геологический возраст которых древнее юры. Распад Пангеи сопровождался образованием между ее распадающимися частями новых, довольно крупных океанических бассейнов вследствие горизонтального дрейфа ограничивающих эти океаны континентов. *Дрейф континентов* стимулирует открытие и расширение одних океанов, закрытие и сужение других.

В ходе рассматриваемых процессов, в первую очередь раскрылась Центральная Атлантика и данный океан через Карибский залив соединился с Тихим океаном, а через Западное Средиземноморье – с реликтами океана Тетис. В конце юры – начале мела стала формироваться широтная ветвь Атлантики путем воссо-

единения ее с северной частью Индийского океана, которая опоясывала Анарктиду. В результате этого Гондванская группа палеозойских континентов южного полушария была отделена океаном от северной группы материков, которые входили в состав Лавразии. Впоследствии, особенно с середины мелового периода началось сужение океана Тетис за счет северного дрейфа и постепенного сближения «кусков» Гондваны в виде Африки, Арабстана, Индии и Австралии и т. д. с Лавразией (Евразией). Указанное сближение, начавшееся с середины мела, достигло своего апогея в эоценовый век палеогенового периода, а в неогеновый период кайнозойской эры океан Тетис закрылся полностью и отдельные «куски» Гондваны столкнулись с Лавразией (ярким примером этого процесса является столкновение Индостанского полуострова с Азией). Вызванное столкновением континентов громадное сжимающее напряжение привело к образованию «Альпийско-Гималайского всепланетарного пояса сжатия» («типичного орогена») и «Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогенического пояса» («вторичного орогена»). Развитие этих орогенов (рост гор) продолжается и сегодня.

Постепенное открытие бассейна Атлантического океана приводит к закрытию и сужению Тихоокеанского бассейна, расположенного на обратной стороне земного шара. Края сужающегося Тихого океана пододвигаются под Азиатский и Американские континенты посредством *субдукции*, что приводит к образованию *активных континентальных окраин* и свойственных таким окраинам тектонических структур, типа *Глубоководных желобов*, *Островных дуг* и *Окраинных морей*. Именно поэтому побережье Тихого океана называется «Огненным Тихоокеанским кольцом». Что касается побережья Атлантического океана, то такие побережья называются *пассивными континентальными окраинами*. В таких окраинах отсутствуют тектоническая, магматическая и метаморфическая активности, поскольку там не происходит процесс *субдукции*.

Промежуток времени между эоценом и олигоценом палеогенового периода развития Земли (средний-поздний палеоген) считается переломным моментом в развитии планеты. Именно в эти

эпохи в основном завершилось формирование современных *тектонических структур* и современного рельефа Земли. Современное расположение океанов и континентов так же, как ряда всепланетарных тектонических и геоморфологических элементов (*срединно-океанических хребтов*, пересекающих их *океанических рифтов*, горных поясов и систем на континентах и т. д.) является порождением эоценолигоценового этапа развития планеты. Поэтому данный период развития Земли называется неотектоническим этапом мезозой-кайнозойской стадии развития планеты.

Необходимо учесть, что изложенная выше история геотектонического развития планеты не является окончательно установленной истиной. Поэтапное восстановление истории развития планеты продолжительностью 4 млрд. лет, характеризующейся крупным размером и сложным строением, конечно же, не просто. Это объяснимо, поскольку нет возможности непосредственно наблюдать те процессы, которые происходят в недрах планеты и имели место сотни миллионов–миллиарды лет тому назад. Восстановление этих процессов в лабораторных условиях также затруднительно, поскольку нет оборудования и аппаратов, где можно было бы воссоздать те процессы, которые происходили при чрезвычайно высоких значениях температуры и давления, свойственных недрам Земли. Поэтому изложенные в рамках данного пособия представления о развитии Земли необходимо воспринимать как научные гипотезы. Однако эти гипотезы разработаны в результате всестороннего изучения различных *тектонических структур* земной коры и свойственных им *геологических формаций*, определения геологического возраста последних, а также анализа и синтеза всех собранных данных методом логического обобщения.

Правильное понимание сути грандиозных геологических процессов и построение логически выверенной цепи общего хода развития планеты зависят также от творческого потенциала и масштабно-сти мышления ученого. Поэтому при решении секретов образования Земли и ее дальнейшего геологического развития часто встречаются

противоречивые и даже взаимоисключающие представления. Мы в рамках данного учебного пособия изложили только один из вариантов таких представлений, более или менее признанный официальной наукой. При этом заявляем, что с некоторыми из изложенных здесь представлений не согласны, поскольку как исследователь, целенаправленно занимающийся вопросами геотектоники в течение десятилетий, по ряду проблем образования Земли и ее геологического развития имеем свое, отличное от общепринятых, мнение. Однако изложение своих представлений в рамках данного пособия мы сочли неуместным, т. к. это является предметом глубоких научных разработок, достойных специальной монографии. Впрочем название такой монографии приведено в библиографическом списке данного пособия под номером 12.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
2. Байчигасов И.Б. Геотектоника и геодинамика. Методические указания к лабораторным работам (по специальности 050706). – Алматы: КазНТУ, 2005. – 41 с.
3. Хаин В.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1964. – 479 с.
4. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985. – 327 с.
5. Сеитов Н. Основы геологии. – Алматы: РИК, 2000. – 194 с.
6. Сеитов Н. Основы формационного анализа. – Алматы: ИГН им. К.И. Сатпаева АН РК, 1995. – 66 с.
7. Белоусов В.В. Основы геотектоники. – М.: Недра, 1975.
8. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. – М.: Высшая школа, 1971. – 368 с.
11. Сеитов Н.С. Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления. – Алматы: Ғылым, 1992. – 200 с.
12. Сеитов Н., Кунаев М.С. Эволюция проявления геотектонических процессов в истории Земли и их вещественно-энергетические основы. – Алматы: Арыс, 2011. – 393 с.
13. Геологический словарь. – М.: Недра, 1978. – Т. I. – 487 с.
14. Геологический словарь. – М.: Недра, 1978. – Т. II. – 456 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. Общие сведения об учебной дисциплине «Геотектоника и геодинамика».....	5
1.1. Учебная дисциплина «Геотектоника и геодинамика», основные разделы геотектоники и методы ее изучения	5
2. Общие сведения о Земле.....	18
2.1. Общие сведения о строении и составе Земли.....	18
2.2. Происхождение Земли и ее эволюция до становления как цельная планета. Геотектонические гипотезы, эволюция возникновения этих гипотез.....	30
3. Геотектонические концепции как парадигмы в геологии.....	41
3.1. «Учение о геосинклиналях» как первая парадигма геологической науки.....	41
3.2. Типы тектонических движений. Современные тектонические движения, методы их изучения.....	50
3.3. Геологические формации и их деформации.....	58
3.4. Фиксизм и мобилизм, их сходство и отличия.....	79
4. Структурные элементы дна Мирового океана и их континентального побережья.....	102
4.1. Геологические и геоморфологические особенности дна океанов.....	102
4.2. Геологические структуры зоны сочленения океан – континент.....	113
5. Структурные элементы континентов.....	124
5.1. Складчатые пояса (молодые платформы) континентов.	124
5.2. Древние платформы континентов – кратоны.....	130
5.3. Области внутриконтинентального орогенеза.....	138
6. Вопросы тектонического районирования и создания тектонических карт.....	144
6.1. Принципы тектонического районирования.....	144
6.2. Типы тектонических карт и основные этапы их	

создания.....	147
7. Основные стадии геотектонического развития Земли..	157
7.1. Криптозойские (докембрийские) стадии геотектонического развития Земли.....	157
7.2. Позднерифейско-фанерозойские стадии геотектонического развития Земли.....	163
Библиографический список.....	170

Учебное издание

Сеитов Насипкали
Жаркинбеков Темирхан Ниязович

ГЕОТЕКТНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Учебное пособие

Нач. РО ИИЦ

З. Губайдулина

Редактор

З. Губайдулина

Компьютерная верстка

А.Б. Аришова

Подписано в печать 25.01.2013 г.

Тираж 300 экз. Формат 60х84х 1/16. Бумага офсетная.

Уч.-изд.л. 10,8. Усл. п.л.10. Заказ № 7.

Издание Казахского национального технического университета

им. К.И. Сатпаева

Информационно-издательский центр КазНТУ,

г. Алматы, ул. Сатпаева, 22

ISBN 978-601-228-491-1



9 786012 284911