

**С.К.Кныш
Н.В.Гумерова
А.К.Полиенко**



**Основы структурной,
исторической и
региональной
геологии**

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

С.К. Кныш, Н.В. Гумерова, А.К. Полиенко

**ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ,
ИСТОРИЧЕСКОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ**

*Рекомендовано в качестве учебного пособия
Редакционно-издательским советом
Томского политехнического университета*



**Издательство
Томского политехнического университета
2009**

УДК 551.1/4
ББК 26.3 я73+26.324я73
К 53

К 53 **Кныш С.К., Гумерова Н.В., Полиенко А.К.**
Основы структурной, исторической и региональной геологии:
учебное пособие. – Томск: Изд-во Томского политехнического уни-
верситета, 2009. – 375 с.

В учебном пособии приводятся общие сведения о геологи-
ческих картах, формах залегания осадочных, магматических и ме-
таморфических горных пород, складчатых и разрывных нарушений.
Кратко охарактеризованы главные тектонические структуры лито-
сферы. Изложены основы палеонтологии, важнейшие этапы геоло-
гической истории развития Земли. Дана характеристика геологиче-
ского строения территории России.

Пособие предназначено для студентов специальности
130201 «Геофизические методы поисков и разведки полезных иско-
паемых», 130202 «Геофизические методы исследования сква-
жин» и 130203 «Технология и техника разведки месторождений по-
лезных ископаемых».

УДК 551.1/4
ББК 26.3 я73+26.324я73

Рецензенты

Кандидат геолого-минералогических наук, доцент ТГУ
Н.А. Макаренко

Заведующий лабораторией ТомскНИПИнефть
Ю.Я. Ненахов

© Кныш С.К., Гумерова Н.В., Полиенко А.К. 2009
© Томский политехнический университет, 2009
© Оформление. Издательство Томского политех-
нического университета, 2009

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие – Основы структурной, исторической и региональной геологии – подготовлено на кафедре общей геологии института геологии и нефтегазового дела ТПУ. При его написании использованы материалы лекционных курсов преподавателей кафедры, а также все известные учебные издания как отечественных, так и зарубежных авторов.

Предметом нашего рассмотрения будут две самостоятельные части геологии: структурная геология и историческая геология с элементами палеонтологии и региональной геологии России, которые являются базовыми в общей геологической подготовке бакалавров и инженеров-геологов.

Структурная геология является частью геотектоники – науки о строении, движении и развитии земной коры. Объектом изучения структурной геологии являются формы залегания горных пород в земной коре.

Историческая геология характеризует историю и закономерности развития земной коры от момента ее возникновения до наших дней.

Региональная геология рассматривает геологическое строение и развитие отдельных материков, стран или государств. В частности, региональная геология России освещает особенности геологического строения и развития территории России и опирается на данные исторической геологии, структурной геологии.

Учитывая ограниченный объем пособия, авторами изложены только теоретические основы вышеназванных разделов геологии. При написании пособия использованы последние достижения геологической науки, учтены новые отечественные данные по геологии Мирового океана, изучения земных недр из космоса, бурение сверхглубоких скважин. В основу объяснения глобальных тектонических событий положена концепция тектоники литосферных плит. С позиции мобилизма освещены проблемы развития Земли и литосферы.

Предлагаемый список литературы включает основные источники, которыми пользовались авторы, эта же литература позволит студентам самостоятельно ознакомиться с решением многих практических задач по структурной и исторической геологии и более детально ознакомиться с геологическим строением территории России. Учебное пособие предназначено для студентов специальности 130201 «Геофизические методы поисков и разведки МПИ»; 130203 «Технология и техника разведки МПИ»; 130202 «Геофизические методы исследования скважин», а также может быть полезно студентам других специальностей.

Часть 1
Структурная геология



ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. ПРЕДМЕТ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Структурная геология, (structural geology) – раздел тектоники, изучающий морфологию, закономерности размещения и пространственного положения структурных форм в земной коре, а также деформационные процессы, приведшие к этим соотношениям. Земная кора сложена горными породами, образующими тела разной формы и размера. Предмет изучения структурной геологии – **структурные формы**: слои, складки, трещины, разрывные нарушения со смещением по ним, тела магматического генезиса, седиментационные и гравитационные структуры и пр. Время их формирования может быть моментальным, а может достигать геологических эпох.

Структурная геология зародилась в 19 веке в Канаде и США (Ч. Р. Ван Хайз, Ч. Лиэз, Б. и Р. Уиллисы). В России вопросами структурной геологии занимались Н. А. Головкинский, А. П. Карпинский, В. А. Обручев, в Зап. Европе – А. Гейм, М. Бертран, Э. Арган. Значительный вклад в развитие структурной геологии внесли советские геологи Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, И. М. Губкин, В. В. Белоусов, А. В. Пейве, В. Е. Хайн и др. [28].

1.2. СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С НАУКАМИ О ЗЕМЛЕ

Структурная геология, по С. С. Смирнову, является прикладной наукой. Она служит фундаментом геологического картирования, дешифрирования аэро- и космоснимков и решения многих теоретических и практических задач поиска, разведки и добычи полезных ископаемых. Геологические особенности строения земной коры получают правильную оценку тогда, когда учитывается не только форма залегания, но также условия и время образования пород, отличительные черты их состава и т. д. Поэтому структурная геология, кроме анализа чисто геометрических форм залегания горных пород, опирается на обширные данные минералогии, петрографии, палеонтологии, исторической геологии, литологии, геоморфологии и других наук (рис. 1).

Структурная геология как учебная дисциплина сама служит основой для изучения:

- геотектоники;
- учения о полезных ископаемых (особенно она важна для прогноза, поисков и разведки залежей нефти и газа, формирование и размещение большей части которых прямо или косвенно предопределяется структурными соотношениями вмещающих их толщ горных пород);
- геоинформатики;

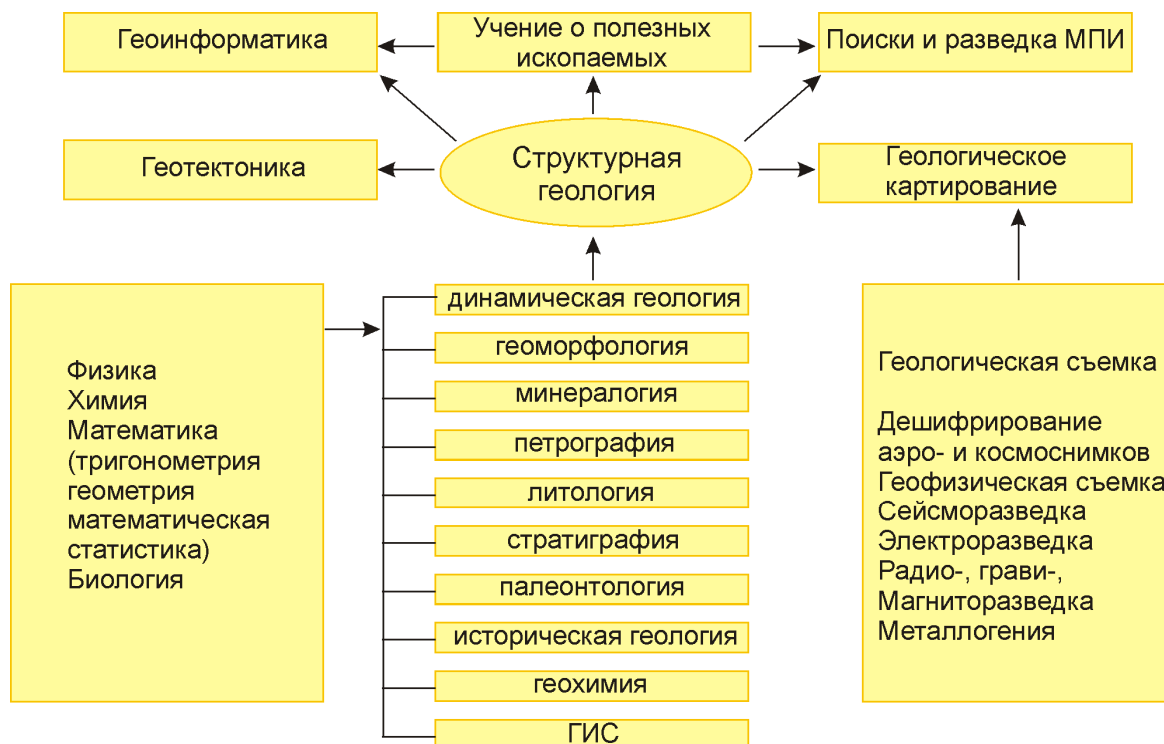


Рис. 1. Связь структурной геологии с науками о Земле

– прикладных наук, занимающихся подсчетом запасов и оценкой ресурсов полезных ископаемых.

Тесная связь структурной геологии с геофизикой, геохимией, минералогией, петрографией, исторической геологией и стратиграфией, геоморфологией и многими другими науками заключается в том, что она:

– пользуется в своих моделях фактами и закономерностями, установленными этими науками;

– изучает фактический геологический материал и на основе его создает теоретические модели;

– пользуется их методами и сама разрабатывает для них методы. Особенно тесно структурная геология связана с геологической картографией, геологической съемкой, геометризацией недр, а также с геологическим дешифрированием материалов аэро- и космических съемок.

Для геологии нефти и газа структурная геология – одна из базовых дисциплин. Наряду с тектоникой, она составляет основу для нефтегазогеологического районирования, а также служит базой для поисков ловушек в земной коре – структурных форм, в которых могут образовываться скопления углеводородов.

Без знания структурной геологии невозможно изучение таких дисциплин, как геотектоника, региональная геология, гидрогеология и инженерная

геология, а также освоение материала учебных и производственных полевых геологических практик.

1.3. МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

1.3.1. Методы структурной геологии

В структурной геологии используют различные методы научного анализа, которые можно разделить на общие и специальные. К общенаучным методам относятся методы, разработанные в философии. В структурной геологии чаще всего применяются: *сравнительный, сравнительно-исторический, актуалистический и метод моделирования.*

Сравнительный метод устанавливает сходство и различие объектов исследования.

Сравнительно-исторический метод предполагает изучение всех объектов в природе с позиций их тесной связи, взаимодействия с окружающей средой и исторической последовательности с выяснением их происхождения и последующего развития.

Актуалистический метод на основании изучения современных явлений позволяет создать представление о геологических процессах прошлого, что в определенной степени может заменить эксперимент и моделирование.

Метод моделирования – главный в структурной геологии. Геолог практически никогда полностью не видит те тела, которые он изучает – или они слишком велики, или доступны непосредственному наблюдению фрагментарно, или полностью скрыты в недрах Земли. Кроме того, природные тела имеют очень сложное строение. Поэтому мы чаще всего обобщаем имеющиеся данные об объекте или явлении на основании опыта, господствующих теорий, собственных взглядов и создаем модель геологического тела. Чем детальнее изучен геологический объект, тем более верная и адекватная модель формируется. В структурной геологии наиболее распространены следующие виды моделирования.

1. Графическое моделирование. К графическим моделям относятся разнообразны геологические карты, геологические разрезы, другие чертежи. Поэтому так важно для структурной геологии геологическое картирование – прикладная наука о составлении геологических карт.

2. Физическое моделирование – это замена интересующего нас явления, протекающего в природе, изучением явления на подобной ему модели. Существуют три основных группы физических моделей:

- фрагменты естественных объектов;
- модели, построенные на эквивалентных материалах;
- модели, созданные на оптически активных материалах.

3. Математический метод получил широкое распространение в последнее время в связи с усиливающимися тенденциями формализации и математизации в геологии. С его помощью с большей точностью и высокой производительностью можно исследовать количественную сторону природных явлений. Выделяют три группы математических моделей.

4. Непосредственно формы залегания и пространственные соотношения геологических тел изучаются, главным образом, при геологическом картировании. Цель геологического картирования – составление геологической карты какого-либо участка земной поверхности или ее глубоких горизонтов в том или ином масштабе. Основным методом геологического картирования является:

- **Метод геологической съемки.** При геологической съемке детально изучаются естественные и искусственные обнажения (выходы на поверхность) горных пород с целью определения их состава, возраста, происхождения, форм залегания и изображения их распространения на карте.

Для более полного изучения свойств горных пород, условий их залегания, а также выяснения глубинного строения геологическая съемка сопровождается проходкой шурфов, канав, бурением скважин, изучением материалов аэро – и космосъемок земной поверхности, комплексом геофизических наблюдений (электроразведка, радио–, грави–, магнито– и сейсмометрия).

При определении состава и происхождения горных пород используют минералогический, петрофизический, химический и другие методы изучения, а также палеогеографический и палеонтологический анализы. Для определения возраста горных пород применяют стратиграфический, палеонтологический методы и методы абсолютной геохронологии.

Геологическое картирование лежит в основе многих направлений геологических исследований. С его помощью можно увязывать все геологические объекты в пространстве, выяснять их взаимные связи и генезис. Одновременно устанавливается и перспективность закартированной территории в отношении полезных ископаемых, расположенных как на поверхности, так и на глубине.

- Метод дистанционного изучения заключается в исследовании свойств нашей планеты с летательных аппаратов, самолетов, спутников и станций, находящихся в атмосфере и космическом пространстве. Основная роль отводится фотографированию земной поверхности, а также изучению магнитных и других свойств горных пород.

- Методы структурного анализа, которые заключаются в изучении взаимного положения в пространстве тектонических нарушений – складок, трещин, разрывов со смещением, внедрений магматических и пластических осадочных пород, ориентировки минералов. Исходные данные структурного анализа получают в процессе геологической съемки, изучения ориентировки ми-

нералов (микро- или петроструктурный анализ), регионального структурного анализа.

• Геофизические методы. При изучении форм геологических тел, особенно для целей нефтегазовой геологии, повсеместно применяются геофизические и особенно сейсмические методы. Эта область геофизики иногда так и называется – «структурная геофизика».

Последние четыре метода – главные в структурной геологии. Причины возникновения и история развития структурных форм изучаются, главным образом, сравнительно-историческим методом, а также с помощью фациального анализа, анализа мощностей, методами тектонического и математического моделирования. Геометрия структурных форм изучается главным образом с помощью геологического картирования и геологического дешифрирования материалов аэро- и космических съемок. Поля напряжений, сформировавшие структурные формы, изучаются с помощью структурного анализа.

Вопросы для самопроверки

1. Какие методы применяются в структурной геологии?
2. В чем заключается сравнительно-исторический метод применительно к структурной геологии?
3. В чем заключается метод математического моделирования применительно к структурной геологии?
4. Какими методами изучаются формы геологических тел?
5. Какие методы используются при геологической съемке?

1.4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Геологическая карта – это графическое изображение на топографической основе в определенном масштабе геологического строения какого-либо участка земной коры.

Среди карт принято выделять обязательные и специальные карты. К обязательным картам относятся карты: фактического материала, геологическая карта, карта четвертичных отложений, закономерностей размещения полезных ископаемых. К специальным картам – тектоническая, геоморфологическая, гидрогеологическая, геохимическая и др.

Специальные карты имеют более узкое назначение по сравнению с основной геологической картой и отражают лишь отдельные черты геологического строения района. Они составляются после проведения специальных съемок, использующих различные методы и технические средства.

Геологическая карта – основная в серии обязательных карт. В комплексе с остальными обязательными картами она служит основой для следующего:

- 1) изображения геологического строения земной поверхности в заданном масштабе;

- 2) установления закономерностей распространения и прогноза полезных ископаемых;
- 3) рационального выбора площадей под геологическую съемку и поиски полезных ископаемых в более крупных масштабах;
- 4) разработки вопросов региональной и инженерной геологии, гидрогеологии и почвоведения;
- 5) составления сводных геологических карт и карт полезных ископаемых более мелких масштабов;
- 6) создания специальных карт (тектонических, металлогенических, гидрогеологических и т. п.).

На геологической карте с помощью специальных условных знаков изображают:

- 1) поля распространения осадочных, магматических и метаморфических пород, расчлененных по возрасту и составу;
- 2) измененные породы;
- 3) основные тела полезных ископаемых, а также вмещающие породы, благоприятные для их локализации;
- 4) границы между геологическими объектами, разделенные по степени их достоверности;
- 5) разрывные нарушения, выделенные по значимости, степени достоверности;
- 6) площади распространения кор выветривания с указанием их возраста и генетического типа;
- 7) площади распространения техногенных пород;
- 8) наиболее важные буровые скважины и горные выработки;
- 9) места выходов ископаемых органических остатков и пункты, для которых имеются определения изотопного возраста пород или минералов.

Геологические карты классифицируются также по масштабу. По этому признаку различают следующие виды карт.

1. Обзорные карты (мельче 1:1000 000), дающие общие представления о геологическом строении больших территорий – материков, государств (например, геологическая карта РФ). Эти карты составляются на географической основе.

2. Мелкомасштабные карты (1: 1 000 000 и 1: 500 000), отражающие в общих чертах геологическое строение крупных регионов (например, геологическая карта Донбасса). Карты этого масштаба служат для определения направления дальнейших, более детальных геолого-съемочных работ и предварительной оценки перспектив районов для постановки поисков полезных ископаемых.

3. Среднемасштабные карты (1:200 000 и 1:100 000) с большой степенью детальности характеризуют основные черты геологического строения средних по площади территорий. Они являются основным видом геологических карт, на базе которых планируются и производятся поиски полезных ископаемых.

4. Крупномасштабные карты (1: 50 000 и 1: 25 000) детально освещают геологическое строение сравнительно небольших по площади территорий. Эти карты становятся основными картами, используемыми для решения прикладных задач.

5. Детальные карты (1:10 000, 1:5 000, 1:2 000 и крупнее) дают подробную геологическую характеристику территорий месторождений полезных ископаемых и рудопроявлений или отражают условия залегания тел полезных ископаемых на действующих горных предприятиях (например, погоризонтные карты-планы рудника или шахты).

1.4.1. Общие требования к оформлению геологических карт

Технические условия по составлению и оформлению геологических карт изложены в инструкциях и методических указаниях по организации и производству геолого-съёмочных работ и составлению геологических карт различного масштаба [15].

Общепринятые условные обозначения являются своеобразной азбукой различных символов, знание которых обязательно для геологов. С помощью этих символов (условных обозначений) однотипные геологические объекты и процессы независимо от территории и специалиста, составляющего карту, изображаются на геологических картах одинаково, что позволяет «читать» карту любому геологу.

К обязательным элементам геологической карты относятся системы условных обозначений, геологические разрезы, стратиграфические колонки. Эти элементы расположены на полях карты и составляют зарамочное оформление. В левом поле карты находится стратиграфическая колонка, в правом – условные обозначения, внизу под картой – геологические разрезы (рис. 2,2 а).

1.4.2. Условные знаки геологических карт

На геологических картах изображаются стратиграфические, нестратиграфические подразделения и их геологические границы, разрывные нарушения, плоскостные и линейные структурные элементы, отдельные буровые скважины и другие данные. Любой знак на геологической карте должен быть расшифрован в условных обозначениях. Среди условных знаков различают цветовые, штриховые и индексы (буквенные и цифровые).

Обозначения стратиграфических подразделений.

Стратиграфические подразделения показываются с помощью раскраски, индексов, крапа. При этом возраст стратиграфических подразделений отображается цветом и индексом, состав – крапом. Цветовые обозначения стратифицированных образований должны соответствовать цветам раскраски, принятым для подразделений геохронологической шкалы (табл. 1; приложение 1).

Таблица 1

Раскраска и индексы основных стратиграфических подразделений на геологических картах [20]				
Эратема и система	До 1969 г.		После 1969 г.	
	Цвет	Индекс	Цвет	Индекс
Кайнозойская эратема	Желтый	KZ	Желтый	KZ
Системы:				
четвертичная	Светлый зеленовато-и желтовато-серый	Q	Желтовато-серый	Q
неогеновая	Лимонно-желтый	N	Желтый	N
палеогеновая	Желтый	Pg	Оранжево-желтый	P
Мезозойская эратема		MZ		
Системы:				
меловая	Зеленый	Cr	Зеленый	K
юрская	Синий, голубой	J	Синий	J
триасовая	Лиловый	T	Лиловый	T
Палеозойская эратема		PZ		PZ
Системы:				
пермская	Буро-красный, оранжевый	P	Оранжево-коричневый	P
каменноугольная	Серый	C	Серый	C
девонская	Коричневый	D	Коричневый	D
силурийская	Грязно-зеленый	S	Серо-зеленый	S
ордовикская	Оливково-зеленый	O	Оливковый	O
кембрийская	Фиолетовый	Cm	Сине-зеленый (темный)	Є
Протерозойская эратема	Светло-розовый	Pt	Розовый	PR
Архейская эратема	Темно-розовый	A	Сиренево-розовый	AR

Индексация подразделений геохронологической шкалы осуществляется в соответствии с требованиями «Стратиграфического кодекса СССР». Вначале ставится прописная или прописная и строчная буквы латинизированного названия системы. Отдел обозначается арабской цифрой (за исключением отделов четвертичной системы), помещаемой справа внизу индекса системы. Индекс яруса составляется из одной или двух начальных строчных букв сокращенного латинизированного названия яруса.

БЕРЕЗОВСКИЙ ГОРНОРУДНЫЙ РАЙОН
Лискинская группа листов (N-55-125-B; N-55-137-A, Б, В, Г)
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

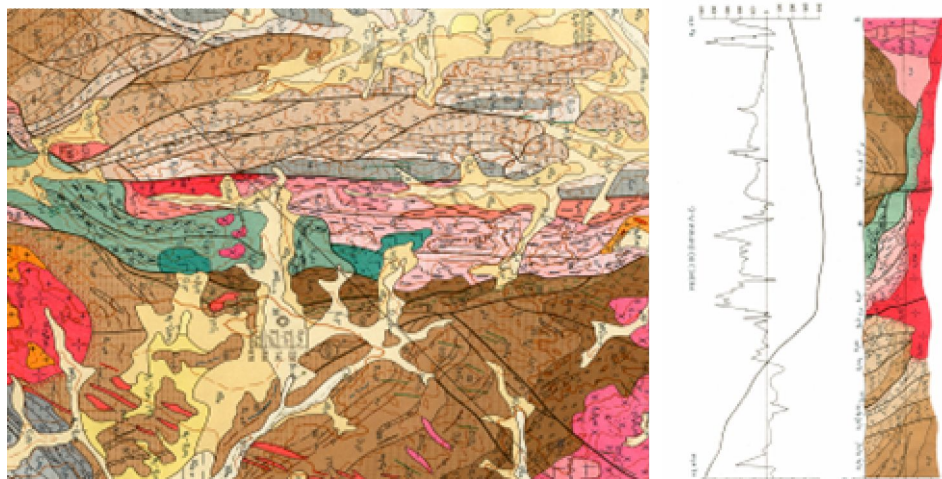


**Рис. 2. Образец оформления государственной геологической карты
масштаба 1:50000**

Лименская серия
А
М-55-VI (Локша)



Рис.2 а. Образец оформления государственной геологической карты масштаба 1:200000 [15]

Части яруса (подъярусы) указываются арабскими цифрами. Пример записи:

индекс системы $\rightarrow C_1 v_3 \leftarrow$ индекс яруса
 ↗ ↘
 индекс отдела индекс подъяруса

Читается это так: верхний подъярус визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы.

Помимо общепринятых стратиграфических подразделений необходимо вводить вспомогательные (местные – пачка, толща, свита, подсвита), которые должны быть увязаны с общепринятой шкалой.

Полный индекс свиты образуется за счет прибавления справа к символу возраста символа свиты, состоящего из двух курсивных букв ее латинизированного названия (первой и ближайшей к ней согласной). Пример: C_2kl – калмакэмельская свита среднего карбона.

Подсвиты обозначаются при помощи арабских цифр, помещаемых справа внизу от символа свиты, причем нижняя подсвита считается первой. Примеры: C_2kl_3 – верхняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона; K_1mk_4 – четвертая подсвита макинской свиты нижнего мела.

Пачки, выделяемые в составе подсвит (свит), обозначаются арабскими цифрами, которые помещаются справа вверху от индекса подсвиты (свиты). Пример: $C_2kl^3_3$ – третья пачка верхней подсвиты калмакэмельской свиты среднего карбона.

Индексы выделяемых на карте подразделений четвертичной системы образуются путем прибавления слева к индексу звена буквенного символа, отражающего генетический тип отложений. Примеры: $a Q_1$ – аллювиальные отложения нижнечетвертичного звена. Вещественный состав свит, подсвит и пачек, а также текстурные и структурные особенности слагающих их пород, отображаются с помощью крапа черного цвета.

Обозначения нестратиграфических подразделений. Нестратиграфические подразделения отражаются на карте цветом, индексами и крапом. Цветовую раскраску применяют для отображения подразделений, сложенных магматическими и некоторыми метаморфическими породами. Выбор цвета определяется составом пород, установленным с точностью до петрографической группы. Каждой группе присваивается определенный цвет (табл. 3). Аналогичные по составу разновозрастные подразделения закрашиваются одним цветом различной интенсивности, которая возрастает от более древних к молодым.

Индексация магматических пород по вещественному составу выполняется строчными буквами греческого алфавита (табл. 2).

Для указания возраста магматических пород справа, рядом с символом состава ставится символ, указывающий на возраст. Пример: γK_1 – раннемеловые граниты. Принадлежность к тому или иному комплексу интрузивных пород обозначается одной или двумя латинскими строчными буквами, расположенными справа от индекса возраста. Пример: γJ_2k – граниты кукульбейского интрузивного комплекса среднеюрского возраста. Последовательность интрузивных фаз в пределах интрузивного комплекса обозначается арабской цифрой, определяющей последовательность данной фазы, помещаемой справа внизу от символа вещественного состава интрузий. Пример: $\gamma_2 J_2k$ – гранит второй интрузивной фазы кукульбейского комплекса среднеюрского возраста.

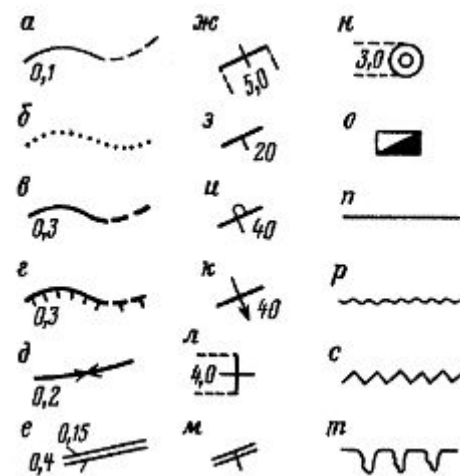
Нестратиграфические подразделения, представленные мигматитами, породами контактового метаморфизма, метасоматитами, метасоматически измененными породами, породами кор выветривания, обозначаются цветными или черными знаками (крапом). Степень изменений отражается густотой нанесения знаков.

Таблица 2

Основные условные обозначения для магматических и нестратифицированных вулканогенных* образований				
Группа пород по химическому составу	Породы	Цвет	Индекс	
			буква греческого алфавита	название буквы
Кислые	Гранит	Красный	γ	гамма
	Риолит		λ	лямбда
Средние	Диорит	Темно-малиновый	δ	дельта
	Андезит		α	альфа
Базитовые	Габбро	Темно-зеленый	ν	ню
	Базальт		β	бета
Ультрабазитовые	Перидотит	Темно-фиолетовый	σ	сигма
	Дунит		σ	сигма
	Пикрит		ι	йота
	Кимберлит		ι	йота
Нормальные, умеренно-щелочные	Сиенит	Красно-оранжевый	ξ	кси
	Граносиенит		$\gamma \ \xi$	гамма, кси
	Фонолит		ϕ	фи
	Трахит		τ	тау
Щелочные	Фельдшпатоидный сиенит	Оранжевый	η	эта
	Нефелиновый лейцит		χ	каппа

* Нестратифицированные и новейшие вулканогенные образования раскрашиваются цветом соответствующих им по составу интрузивных пород.

Рис. 3. Линейные условные знаки на геологических картах: а, б – геологические границы (цифры – толщина линий, мм): а – между разновозрастными образованиями (достоверные – сплошная линия и предполагаемые – пунктирная), б – фациальными и литологическими подразделениями одного и того же возраста; в – тектонические контакты (достоверные – сплошная линия, предполагаемые – пунктирная); г – то же, с указанием направления падения сместителя (бергштрихи); д – разрывы без смещения блоков (трецины); е – линии долгоживущих разломов; элементы залегания слоев (цифры для ж и л обозначают размеры знака, для з, и, к, – углы падения слоев). Залегание: ж – вертикальное, з – наклонное, и – опрокинутое, м – преобладающее наклонное. Геологоразведочные выработки (цифра – размер знака): н – буровые скважины на карте, о – шурфы: п-т – геологические границы на стратиграфических колонках – при различных соотношениях слоев: п – согласном, р – параллельном (стратиграфическом) несогласии, с – угловом несогласии, т – несогласии на неровной поверхности нижнего комплекса (с «карманом»)



Прочие обозначения. К прочим обозначениям относятся немасштабные линейные и штриховые знаки (рис.3). С помощью этих знаков на геологических картах отображаются геологические границы с разделением на достоверные и предполагаемые, границы измененных пород, разрывные нарушения с подразделением их на главные и второстепенные, ориентировка разрывных нарушений, элементы залегания слоистости, гнейсоватости, буровые скважины. Если необходимо отразить петрографический состав пород – используют штриховые знаки (рис.4).

Осадочные породы		Интрузивные породы		Вулканические породы	
	Конгломераты		Граппиты (γ)		Риолиты (λ)
	Гравелиты		Гринодиориты (γδ)		Дацииты (ζ)
	Алевролиты		Диориты (δ)		Андезиты (Q)
	Аргиллиты		Сиениты (ξ)		Трахиты (τ)
	Песчаники		Моппопиты (vξ)		Базальты (β)
	Известняки		Грапоспелиты (γξ)		Шкриты (t)
	Доломиты		Габбро (v)	Вулканогенно-осадочные породы	
	Мергели		Габбро-диориты (vδ)		
			Перидотиты (δ')		
			Дуниты (δ'')		
					Туфоконгломераты
					Туфопесчаники
					Туфы
					Туффиты

Рис. 4. Штриховые знаки состава пород и их буквенный индекс

1.4.3. Условные обозначения (легенда)

Условные обозначения помещаются справа от геологической карты. Все геологические подразделения (стратиграфические и не стратиграфические) располагаются в возрастной последовательности. При этом выделяются два вертикальных ряда условных обозначений – левый, в котором показываются стратиграфические подразделения, и правый, где приводятся не стратиграфические подразделения. Слева от знаков стратиграфических и не стратиграфических подразделений приводится необходимая часть геохронологической шкалы и региональной стратиграфической схемы. Условные обозначения не стратиграфических подразделений размещаются в соответствии с положением каждого конкретного подразделения в геохронологической шкале (рис. 5).

Условные обозначения стратиграфических подразделений (свиты и толщи, расчлененные на мелкие подразделения – подсвиты и пачки) строятся в виде примыкающих прямоугольников, расположенных вертикально. При фациальной изменчивости свиты или различной детальности ее расчленения в разных частях района символ возраста свиты помещается в правой части микроколонки.

Если на одном стратиграфическом интервале в разных структурно-формационных зонах представлены различные свиты, то легенда для данного стратиграфического интервала строится по зональному принципу: для каждой зоны составляется отдельная микроколонка.

Для нестратиграфических подразделений, расчлененных на подкомплексы, также рекомендуется применять условные обозначения в виде микроколонок, которые составляются, как и для стратиграфических подразделений. В микроколонке подкомплексы должны размещаться таким образом, чтобы их порядковые номера возрастали снизу вверх. Они закрашиваются цветом или обозначаются цветовым знаком соответствующей группы пород.

Если комплексы расчленены только на разновозрастные петрографические разности пород, их условные обозначения имеют вид таблицы, которая делится на ряд граф по числу петрографических разновидностей в данном комплексе.

Гидротермально-метасоматические образования, связанные с конкретными фазами магматизма и этапами метаморфизма, показываются в отдельных прямоугольниках, расположенных правее прямоугольников соответствующих подкомплексов и фаз.

Характеристика каждой свиты (толщи) и комплекса в тексте условных обозначений должна состоять из перечисления все более дробных подразделений: подсвит, толщ, пачек, маркирующих горизонтов.

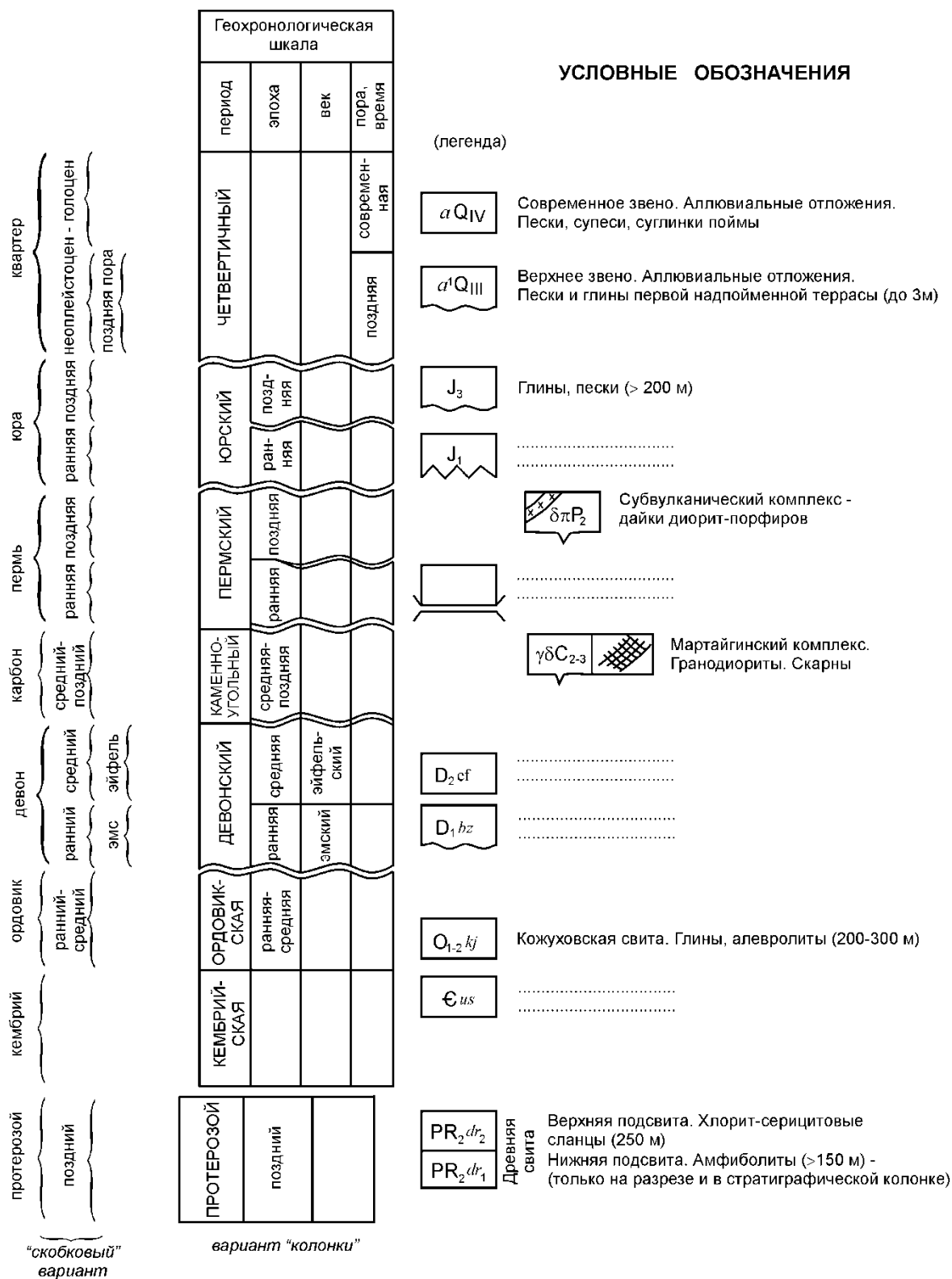


Рис. 5. Условные обозначения к геологической карте

Здесь же приводятся краткие сведения о литологических особенностях каждого из этих подразделений. Для стратиграфических подразделений указываются их мощности. Принадлежность свит к серии показывается с помощью фигурной скобки, охватывающей условные знаки свит.

Характер контактов между геологическими подразделениями (согласное залегание, стратиграфическое несогласие и т. д.) отражается формой нижней линии, ограничивающей микроколонку или прямоугольник свиты (толщи) в соответствии с условными обозначениями (рис. 3, *p – m*).

Кроме условных обозначений стратиграфических и нестратиграфических подразделений даются прочие условные обозначения (рис. 3, 4).

1.4.4. Стратиграфические колонки

На стратиграфических колонках должны быть показаны в возрастной последовательности все дочетвертичные отложения, известные на изученной площади, как обнажающиеся, так и вскрытые скважинами и горными выработками. На колонках отражаются все выделяемые на геологической карте серии, свиты, подсвиты и горизонты. Слева от колонки в возрастной последовательности показываются общие и региональные подразделения, с которыми сопоставляются местные и вспомогательные подразделения. При этом дробность общей и региональной стратиграфических шкал должна быть такой же, как в условных обозначениях к геологической карте. Стратиграфические подразделения на самих колонках раскрашиваются цветами, использованными на геологической карте. В выделенных подразделениях состав пород отображается горизонтально расположенными черными знаками с детальностью, отражающей общее строение свиты. Характер соотношений между подразделениями изображается специальными знаками (рис. 3, *n, p, c*). Слева от колонки указываются индексы стратиграфических подразделений, справа – приводятся цифры мощности каждого подразделения и названия местных подразделений, состав (рис. 6).

Колонки вычерчиваются в определенном масштабе, но он не указывается. Вертикальный масштаб колонки выбирается таким образом, чтобы можно было отразить основные особенности внутреннего строения выделенных подразделений. Колонки строятся по максимальным мощностям отложений. Если из-за большой мощности одного или двух стратиграфических подразделений длина колонки резко увеличивается, то допустимо делать пропуски («разрывы») внутри однородных интервалов разреза.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ

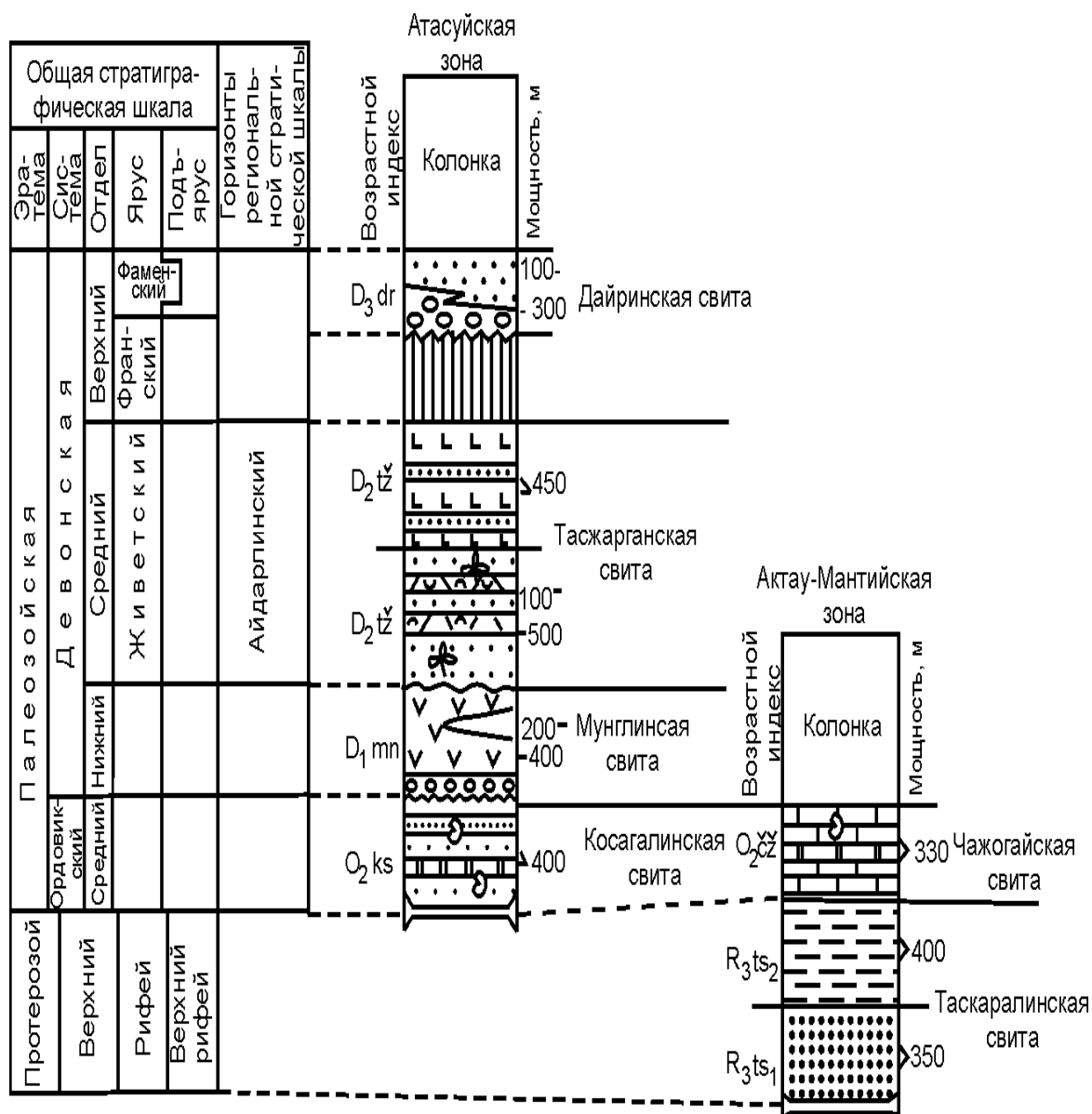


Рис. 6. Пример оформления стратиграфической колонки

Эти «разрывы» (не более трех) изображаются волнистой двойной тонкой линией с промежутками 2 мм. Если мощности отдельных частей разреза (например, отложений мезозоя и палеозоя) резко различны, разрешается составлять для них колонку в разных масштабах, оговорив это в примечании, помещенном под колонкой.

1.4.5. Геологические разрезы

На геологических картах приводятся не менее одного геологического разреза, которые наглядно показывают залегание геологических тел на глубине и особенности тектонической структуры района (рис.3). Линия разреза может быть прямой или ломаной. На каждом разрезе должны быть показаны гипсометрический профиль местности, линия уровня моря, шкала вертикального масштаба.

Горизонтальный и вертикальный масштабы разрезов должны соответствовать масштабу карты. Для районов с пологим и горизонтальным залеганием пород допускается увеличение вертикального масштаба. Разрезы составляются, раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с геологической картой и увязываются с ней по контурам, краскам, крапам, индексам. На разрезах штриховыми линиями можно показывать предполагаемое продолжение геологических границ выше земной поверхности. При необходимости тонкими черными линиями можно отразить стиль мелкой складчатости. Буровые скважины наносятся черными сплошными линиями. Забой скважины ограничивается короткой горизонтальной линией в виде подсечки, около которой представляется глубина скважины.

Геологические разрезы помещают симметрично под картой. Над разрезом делают надпись «Разрез по линии A_1-A_2 », под ним указывают численный горизонтальный и вертикальный масштабы. Методика построения геологических разрезов рассматривается в разделе 3.3.6.

ГЛАВА 2. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ И СТРУКТУРЫ

На геологических картах изображаются геологические тела, но в структурной геологии принято говорить не о геологических телах, а о структурных формах. Под структурной формой подразумевается не только геологическое тело, но и форма его дислокации. Например, это может быть слой породы как геологическое тело, которое занимает какой-то объем и имеет свои размеры и т.д., или складка – как форма дислокации этого слоя. Таким образом, к структурным формам относятся: слой, складка, дизъюнктив, трещина, блок. Конкретные структурные формы находятся в земной коре в определенных пространственных соотношениях, т.е. образуют определенную структуру. Так, слои осадочных пород образуют слоистую структуру, складки – складчатую и т.д. Изучая многообразие структурных форм и структур, структурная геология ставит своей целью дать их правильную классификацию. В настоящее время общепринятой

является классификация, учитывающая, прежде всего, происхождение (генезис) структурных форм. По этому признаку различают:

I. **Первичные** – структуры, которые возникают в процессе образования горных пород.

А. Слоистые (стратиграфические).

Б. Магматические.

В. Метаморфические,

Г. Трещинные (первичная трещиноватость).

II. **Вторичные** – возникающие после образования горных пород и связанные с тектоническими движениями:

А. Структуры, возникающие без разрыва пород:

1 – *складчатые (или пликативные)*.

Б. Структуры, возникающие с разрывом пород:

1 – *дизъюнктивы – разрывы со смещением*,

2 – *тектоническая трещиноватость, кливаж – разрывы без смещения*.

2.1. СЛОИСТЫЕ (СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ) СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Главным признаком этих структур является наличие слоистости.

Слоистость – это совокупность слоёв осадочных горных пород. Главным элементом слоистости является слой – плитообразное тело, сложенное породой определенного состава, структуры, цвета. Слой ограничен двумя поверхностями наслоения, которые отделяют его от выше- и ниже-лежащего слоя. Верхняя поверхность наслоения (напластования) называется *кровлей*, а нижняя – *подошвой*. Поверхности раздела между слоями, как и сама слоистость, образуются в результате изменения условия осадконакопления. Если смена условий происходит быстро, то границы между слоями четкие и резкие, а если условия меняются медленно, то границы будут нечеткие. Помимо термина *слой* часто употребляется термин *пласт*. Некоторые считают, что пласт синоним слоя, другие понимают под термином пласт – слой, сложенный полезным ископаемым. Например, пласт угля, нефти и т.д. *Пропласток* – это слой или пласт небольшой мощности, залегающий внутри однородного слоя. *Линзой* называется тело, выклинивающееся во всех направлениях внутри слоя. Для характеристики слоистости, косослоистого пласта существует термин *слоек*. Кроме слоистости следует различать (по Н.Б. Вассоевичу) слоеватость. *Слоеватость* – это слоистость без слоев. При этом слоистость нечеткая и определяется по расположению различных включений (галец, конкреций, раковин, обрывков водорослей, лапилей, вулканических бомб, туфового материала).

Совокупность слоев, сосредоточенных на ограниченной площади, и мало различающихся по возрасту и составу, может объединяться в *пачки, толщи*. Слои горных пород, которые позволяют расшифровать тектоническую структуру участка земной коры, называются *маркирующими горизонтами*. Маркирующие горизонты резко отличаются по внешнему облику от окружающих пород и легко узнаются в полевых условиях.

Толщина слоя или его *мощность* измеряется по кратчайшему расстоянию между кровлей и подошвой. Измеренная таким образом мощность называется *истинной*. При наклонном залегании слоя различают также *горизонтальную* и *вертикальную* мощности, а ширина выхода слоя на дневную поверхность определяет его *видимую* мощность. Резкое уменьшение мощности слоя, наблюдаемое на небольшом расстоянии, называется *пережимом*, а если уменьшение мощности приводит к исчезновению слоя, то такое явление называется *выклиниванием* слоя.

Классификация пород по мощности слоев	
<i>Породы</i>	<i>Мощность слоя, см</i>
1. Микрослоистые	менее 0,2
2. Листоватые	2 – 0,2
3. Тонкослоистые	10 – 2
4. Среднеслоистые	50 – 10
5. Крупнослоистые	100 – 50
6. Массивно-слоистые	более 100
7. Гигантослоистые	более 1000

В пачках слои различного состава могут иметь одинаковую мощность, или наоборот, самую различную. Часто слои крупнообломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники) имеют большую мощность, чем слои тонкообломочных (алевролиты, аргиллиты).

2.1.1. Структурные типы слоистости и их происхождение

По морфологическим особенностям выделяют следующие типы слоистости: параллельную, линзовидную, волнистую, косую.

Параллельная (горизонтальная) слоистость характеризуется тем, что границы слоев располагаются горизонтально и параллельны между собой и по форме близки к плоскости. Форма слоя – правильная плита выдержанной мощности. Слоистость этого типа образуется при отложении осадка в спокойной обстановке (глубокие части моря или озера). Параллельная слоистость может быть простой полосовидной, прерывистой (штриховой), ленточной.

• *Простая полосовидная* слоистость обусловлена различным вещественным составом каждого слоя.

• *Прерывистая* слоистость характеризуется тонкими прерывистыми прослойками иного материала в однородной породе (прослои и линзы чешуек слюды в глинистых породах, прослойки растительного дендрита в алевролитах и песчаниках).

• *Ленточная* слоистость характеризуется правильным ритмичным чередованием тонких прослоев разного состава. Часто ее образование связано с климатическими сезонными колебаниями условий осадконакопления. Встречается в озерных и флювиогляциальных отложениях, а также в прибрежных морских осадках вблизи устьев крупных рек, выносящих большое количество обломочного материала. По ленточной слоистости можно определять скорость накопления осадков и их возраст.

Линзовидная слоистость отличается изменением мощности отдельных слоев по простиранию. При этом слои нередко полностью выклиниваются, что приводит к разобщению слоя на отдельные части или линзы. Такой вид слоистости образуется при быстром и изменчивом движении среды. В песчано-глинистых толщах образование линзочек песчанистого материала объясняется периодическим привнесом более грубозернистого материала в спокойную часть водоема. Очень характерна линзовидная слоистость для песчано-конгломератовых отложений, где она связана с частым размывом ранее отложенного материала и отложением материала в неровностях дна.

Волнистая слоистость характеризуется правильными волнистыми поверхностями напластования. Волнистая слоистость небольшого масштаба часто встречается в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, образовавшихся в прибрежно-морских, озерных и речных обстановках в условиях волнений (симметричной формы) и течений (асимметричной формы) (рис. 7 в).

Косая слоистость характеризуется косым наложением слойков по отношению к основным плоскостям напластования. Основным элементом косой слоистости является косая серия первично-наклоненных в одном направлении слойков. По форме слойков различаются следующие виды косой слоистости: прямолинейная; вогнутая (выпуклая); волнистая (рис. 7 г-з). По степени параллельности косых слойков в одной серии различают: параллельную и сходящуюся (рис. 7 г, е). Постоянство углов наклона и направления косых слойков является решающим признаком для выяснения условий образования осадка. Серии косых слойков, наклоненных в одном направлении образуются обычно при поступательном движении водной или воздушной среды, в которой происходит накопление осадков (рис. 7 з).

Выделяют несколько типов косой слоистости по происхождению: эоловую; речную; временных водотоков; прибрежно-морскую.

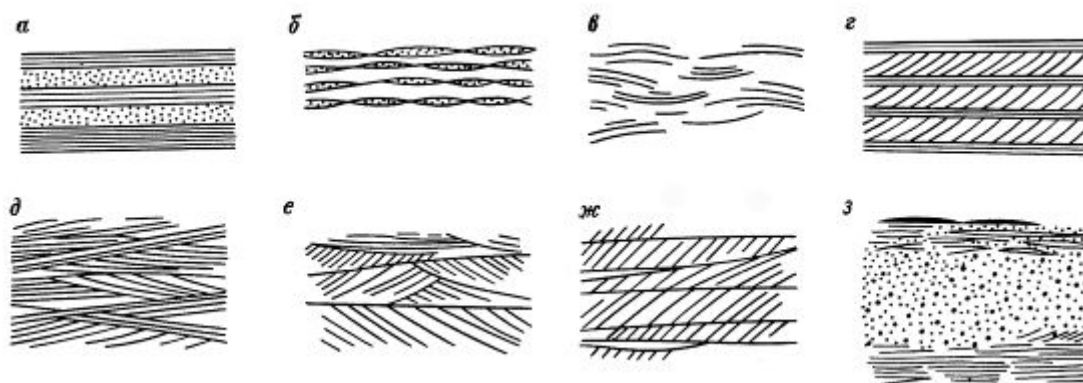


Рис. 7. Типы и разновидности слоистости по Е.П. Брунсу: а – горизонтальная, б – линзовидная, в – волнистая, г-з – косая: г – многоэтажная косая речных отложений, д – перекрестная, образовавшаяся при морских течениях, е – клиновидная эоловых отложений, ж – диагональная (отложения временных потоков), з – диагональная дельтовых отложений

- **Эоловая** косая слоистость хорошо выражена в отложениях дюн. Характеризуется разнонаправленностью косослоистых серий и большим колебанием углов наклона слойков (от 5 до 30° на подветренном склоне). Серии косых слойков часто имеют резко изогнутую форму границ и нередко наклонены. Материал осадков хорошо отсортирован и однороден по составу.

- **Речная** косая слоистость характеризуется сериями косых слойков, наклоненных в одном направлении вниз по течению. Косые серии слойков часто чередуются с горизонтальными прослоями, что придает косой слоистости многоэтажный характер. Между косослоистыми сериями и горизонтальными пропластками часто наблюдается резкое несогласие. Угол наклона косых слойков составляет 16–20°. Форма косых слойков может быть различной, однако чаще прямолинейная и параллельная. Материал хорошо отсортирован и нередко содержит прослой глини в виде линз и карманов.

- **Косая слоистость временных потоков** характеризуется правильным многоэтажным чередованием небольших круто наклоненных косых и горизонтальных серий. Материал косых серий, соответствующий периодическим ливням, грубее материала горизонтальных серий. Косые серии имеют круто наклоненные (до 40 °) слойки, обычно прямолинейные и параллельные по форме. Материал плохо отсортирован.

- **Прибрежно-морская** косая слоистость характеризуется разнообразием косых серий (горизонтальных, волнистых, косых), чередующихся в вер-

тикальном направлении. Наклон косых слойков преобладает в сторону берега. Угол наклона слойков не превышает 20 °. Границы между сериями неясные и характеризуются постепенным переходом осадков разной крупности зерна. Материал хорошо отсортирован. Прибрежно-морская (*дельтовая*) косая слоистость (рис.7 з) имеет свои отличительные особенности, обусловленные быстрым уменьшением скорости речного потока при впадении его в море или озеро. Она имеет трехъярусное строение: 1 – кровлю из горизонтальных или слабонаклоненных слоев, представленных аллювиальными осадками; 2 – серию косых слойков, соответствующих переднему фронту дельты, круто наклоненных в верхней части серии и выхолаживающиеся в основании; 3 – почти горизонтальные слои подошвы (морские осадки), сложенные тонкообломочным глинистым материалом.

2.1.2. Первичные особенности поверхности наслоения

Как уже отмечалось, слои горных пород разделены поверхностями напластования (кровлей и подошвой), которые могут иметь различное строение и очень часто несут на себе следы, позволяющие установить причины и условия слоеобразования. К числу этих особенностей на кровле относятся: ископаемые знаки ряби; трещины усыхания; следы жизнедеятельности организмов; отпечатки дождевых капель, кристаллов льда, следов птиц, ползания червей и др. В подошве слоя они сохраняются как слепки (*иероглифы*) с поверхности нижележащего слоя, образуя положительные микроформы. Так, например, наличие трещин усыхания, следов капель дождя свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Изучение особенностей поверхности напластования в случае сложной складчатости и отсутствия окаменелостей, помогает определить последовательность напластования, а также нормальное или опрокинутое залегание горных пород.

Знаки ряби могут быть образованы в результате течения и волнения водной среды и ветра. Они всегда приурочены к верхней поверхности слоя (обычно песчаника) и хорошо сохраняется в ископаемом состоянии. По условиям образования выделяют три типа ряби: а – водную рябь волнения; б – водную рябь течений; в – эоловую рябь.

Рябь волнения наиболее широко распространена и характеризуется симметричным строением и расположением гребней. Изучая направления гребней ряби, можно установить положение древней береговой линии и линии прибоя озерных и морских бассейнов. *Рябь течения* характеризуется не симметричным строением гребней и крупными песчинками во впадинах. Ветровая (*эоловая*) рябь в отличие от ряби течения характеризуется наличием крупных песчинок на гребнях, а также непо-

стоянством углов наклона склонов гребней. Индекс ветровой ряби (отношение длины волны к ее высоте) больше, чем индекс волновой. Гребни ряби могут быть параллельными, пересекаться, ветвиться. По виду знаков ряби можно определить глубину их образования (0,5–15, иногда до 200 м).

Трещины усыхания образуются в засушливом или переменновлажном климате. Поверхность напластования в этом случае имеет форму полигональной сетки. Встречаются на поверхности только иловатых или песчано-глинистых пород.

Ископаемые отпечатки кристаллов льда, каменной соли, гипса, капель дождя и града характерны для красноцветных лагунных, ледниковых отложений.

2.1.3. Генезис слоистой текстуры осадочных толщ

Образование слоистых толщ происходит под воздействием многих факторов, важнейшими из которых являются: 1 – тектонические движения; 2 – изменение климата; 3 – динамический и химический режим водной и воздушной среды.

Тектонические факторы. Вертикальные колебательные движения приводят к перемещению береговой линии и смещению (миграции) фаций.

Фация – совокупность литологических и палеонтологических особенностей осадка, указывающих на физико-географические условия его образования. Непосредственно у берега отлагается грубый материал, который сменяется более мелким, а еще дальше от берега накапливаются глины и карбонатные илы. Неоднократные повышения и понижения участка бассейна приводят к формированию ритмично-слоистых толщ (рис. 9). При этом различают: 1 – петрографический горизонт – серия одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) осадков; 2 – стратиграфический горизонт – разновозрастная группа слоев различного состава, связанная постепенным переходом в горизонтальном направлении. Отдельные слои или пачки стратиграфического горизонта характеризуются разновозрастным, но различным в видовом и родовом отношении комплексами окаменелостей.

В зависимости от направленности тектонических движений формируются ритмично-слоистые трансгрессивные и регрессивные толщи. При трансгрессии (наступлении моря на сушу) равномерное постепенное понижение дна бассейна в результате однонаправленных колебательных движений земной коры приводит к образованию трансгрессивных серий осадочных толщ (рис. 8). Для этих толщ в вертикальном стратиграфическом разрезе характерна закономерная смена грубообло-

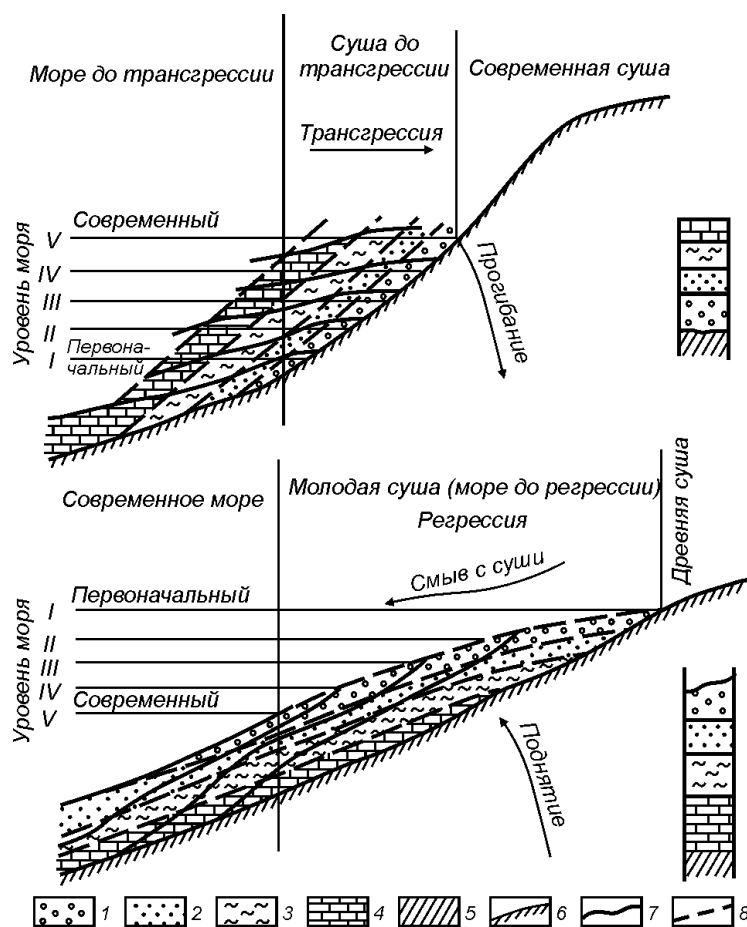


Рис. 8 Схема смещения фациальных зон и образования слоев при трансгрессии и регрессии: 1– галечник; 2 – пески; 3– глины; 4 – известняки; 5 – подстилающие породы; 6 – профиль морского дна и поверхности суши; 7– границы между разновозрастными слоями при различных положениях уровня моря I–V; 8 – границы между слоями одинакового состава[20]

мочных пород, залегающих в нижних частях разреза, тонкообломочными и хемогенными осадками в верхней части разреза. В плане развития трансгрессии более молодые осадки всегда занимают большую площадь, чем древние. В центральных частях прогибов (впадин) наблюдается последовательное наложение молодых слоев на древние, а по окраинам прогибов на древнее основание ложатся уже самые молодые породы.

При регрессии (отступления моря с суши) равномерное медленное повышение дна бассейна в связи с вертикальными колебательными движениями приводят к образованию регрессивных серий осадочных толщ (рис. 4). В вертикальном разрезе этих толщ наблюдается обратная последовательность расположения осадков: в низах разреза залегают хемогенные и тонкообломочные породы, а в верхних частях – грубообломочные. В плане наблюдается последовательное сокращение площади, занимаемой более молодыми отложениями. Периодичность колебательных движений (медленное повышение или понижение дна бассейна) приводит к образованию ритмично чередующихся осадочных толщ.

В понятие *ритмичности* (по Н.В. Вассоевичу) вкладывается представление о закономерной повторяемости однородных явлений, каждый раз развивающихся в одном направлении. Абстрагируемся и назовем любой слой горной породы, составляющий разрезы осадочных толщ, отвлеченным термином – *элемент*. *Ритм является мерой равномерной повторяемости одноименных элементов (или событий)*.

В случае равномерного порядка следований разноименных элементов (например, песчаник – аргиллит – алевролит) следует говорить о цикличности рассматриваемой последовательности. *Цикл* – это совокупность закономерно следующих друг за другом различных элементов последовательности. Следует иметь в виду, что понятие цикличности подразумевает ту или иную направленность порядка следования событий, а не вовсе многократную повторяемость (виток спирали – это цикл, а шаг спирали – это ритм). Среди циклов различают двунаправленные и однонаправленные, а также завершенные и незавершенные [38].

Физико-географические факторы слоеобразования. К ним относятся: 1 – рельеф в области сноса и области накопления; 2 – климат; 3 – подвижность среды; 4 – деятельность организмов; 5 – физико-химический режим среды (соленость, pH и др.).

В разных физико-географических условиях, определяющих облик образовавшейся горной породы, т.е. ее фацию, формируются различные горные породы. Так, например, осадочные железные марганцевые руды формируются в условиях влажного умеренного или тропического климата, осадки солей чаще образуются в условиях жаркого и засушливого климата, а современные коралловые рифы распространены исключительно в экваториальной области. Слоистые осадки могут возникать и при изменении гидродинамического режима среды. Реки, например, в период паводка транспортируют более крупные частицы, чем в межень, когда преобладает перенос только тонкообломочного материала. Изменение направления морских течений приводит к изменению состава отлагающихся осадков.

Среди факторов, влияющих на образование слоистых структур, большее значение имеют факторы физико-химические и биологические, роль которых широко рассматривается в учебниках об образовании осадков.

2.1.4. Согласно и несогласное залегание горных пород

Накопление осадков является длительным процессом, который происходит на фоне постоянно меняющейся палеогеографической и тектонической обстановки. По особенностям процесса осадконакопления формируются два основных типа соотношения слоев или их совокупности: согласно и несогласное.

Согласное наслоение слоев отражает непрерывность процесса накопления осадков и отсутствия в нем резких и длительных по времени перерывов. При согласном залегании границы слоев параллельны между собой, а изменение состава указывает на постепенное закономерное изменение условий осадконакопления. При этом внутри слоев может наблюдаться непараллельная ориентировка границ отдельных мелких прослоев и слойков (косая, волнистая слоистость). Первичное залегание осадков при согласном залегании может быть горизонтальным, наклонным или складчатым (рис. 9).

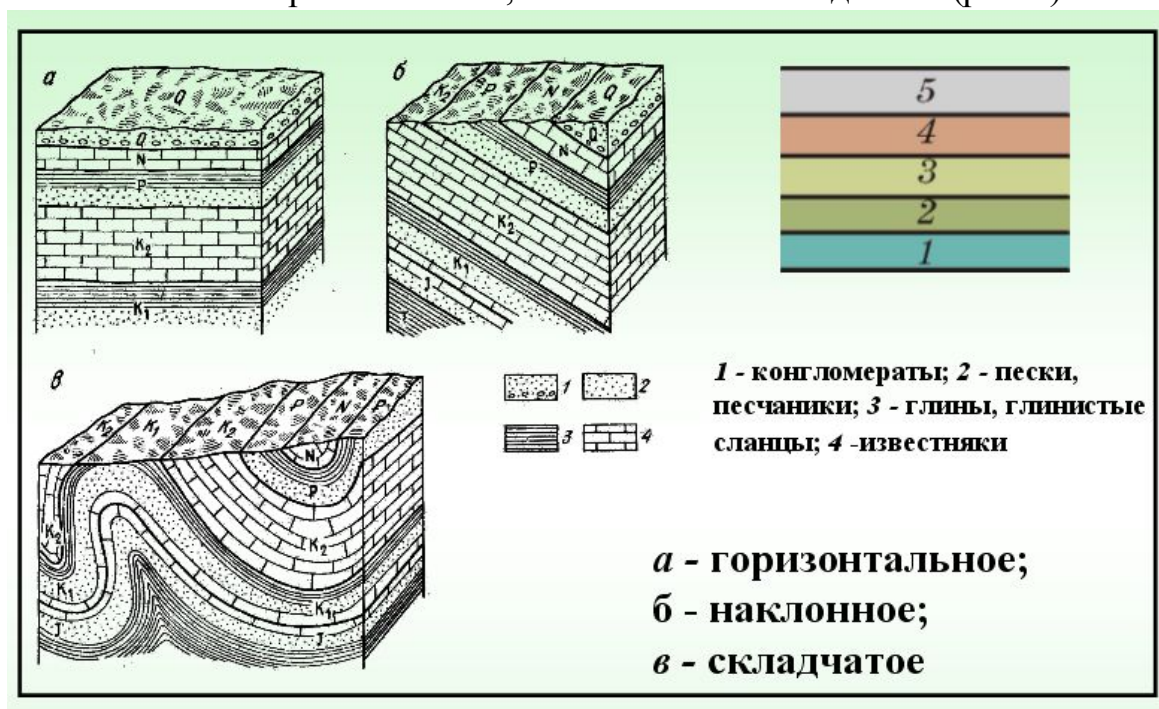


Рис.9. Согласное залегание осадочных пород

Несогласное залегание отражает перерыв осадконакопления, который фиксируется по резкому изменению состава осадков и изменению первичного их залегания. Перерыв в осадконакоплении нередко сопровождается размывом ранее образовавшихся осадков и формированием поверхности несогласия, представляющей собой поверхность древнего наземного или подводного рельефа. Различают два вида несогласного залегания: стратиграфическое и тектоническое. В стратиграфическом выделяется параллельное несогласие, азимутальное и угловое.

Параллельное несогласие характеризуется параллельной ориентировкой слоев, сформировавшихся до и после перерыва. На поверхности несогласия в основании новой серии осадков залегают, как правило, грубообломочные образования, содержащие обломки пород нижележащей толщи. К такому типу осадков относятся конгломераты и брекчии (рис.10). Одной из форм параллельного несогласия является скрытое

несогласие, для которого характерны отсутствие четко выраженной поверхности несогласия и следов размыва и денудации



Рис.10. Несогласное залегание осадочных пород

Угловое несогласие проявлено в перерыве осадконакопления между двумя толщами слоев, имеющими различный угол наклона. В этом случае поверхность несогласия под углом пересекает нижние слои (более древние) и располагается параллельно наслоению верхней, более молодой толщи. Эти соотношения наблюдаются как на поверхности, так и в вертикальных разрезах (рис. 10,11).

Величина углов между нижними, более древними слоями, и секущей их поверхностью несогласия может изменяться от 0° в случае параллельного несогласия до 180° на крыле лежащей складки.

Если угол несогласия не превышает 30° , то угловое несогласие называется слабым, если составляет более 30° – резким.

Угловое несогласие может выражаться и в различной ориентировке простираний контактирующих толщ. Разница между азимутами этих направлений дает величину азимутального несогласия. Таким образом, полная характеристика углового несогласия складывается из двух величин: значения угла несогласия и угловой величины азимутального несогласия. Крупные, регионально проявляющиеся угловые несогласия, отражающие важные события в геологической истории земной коры, служат естественными границами структурных этажей. Последние представляют собой комплексы

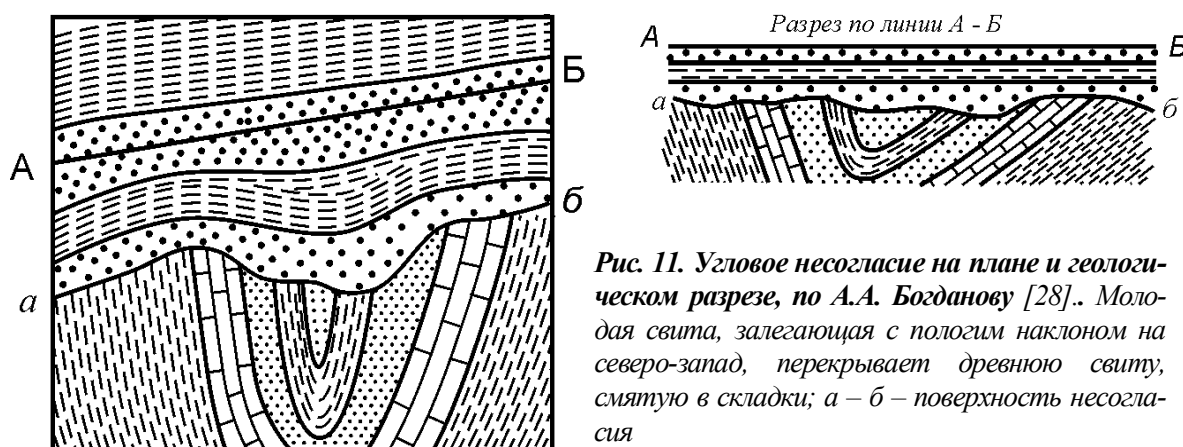


Рис. 11. Угловое несогласие на плане и геологическом разрезе, по А.А. Богданову [28]. Молодая свита, залегающая с пологим наклоном на северо-запад, перекрывает древнюю свиту, смятую в складки; а – б – поверхность несогласия

пород, объединенных сходными тектоническими структурами и соответст-

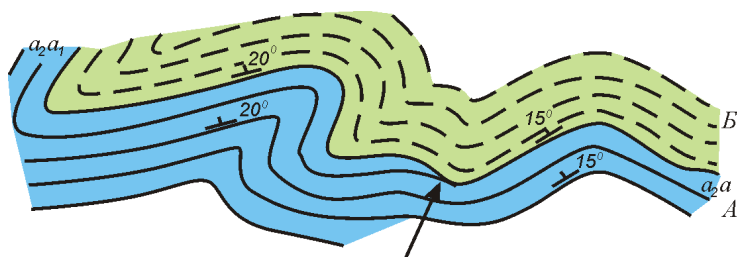


Рис.12. Географическое несогласие: точка, в которой можно определить наличие такого несогласия, показана стрелкой (по Г.Д. Ажгирею) [2]

вующих определенным этапам тектонического развития района.

Географическое несогласие – это угловое несогласие с углом менее 2° . В платформенных областях с весьма пологим залеганием осадочных толщ величина угла несогласия незначительна (менее 2°), поэтому ее нельзя замерить в обнажениях при помощи горного компаса. Несогласие называют географическим, потому, что его можно распознать только при картографических построениях, тогда как в обнажениях горных пород оно выглядит, как параллельное. Различия в залегании разделенных несогласием толщ обычно проявляются только на значительных площадях и наиболее отчетливо выражаются на геологических картах мелкого масштаба (рис. 12).

Наглядным примером таких соотношений может служить залегание юрских и меловых образований на палеозойских отложениях в центральной части Русской платформы. Таким образом, географическое несогласие служит связующим звеном между угловым и параллельным несогласиями.

По отчетливости выражения поверхности несогласия различают явное несогласие с отчетливо и резко выраженной поверхностью несогласия и скрытое с неопределенным положением поверхности несогласия. Скрытые несогласия характеризуются постепенными переходами между контактирующими толщами и чаще всего наблюдаются в однообразных по литологическому составу толщах. Такие несогласия фиксируются главным образом в результате изучения палеонтологических остатков или другими методами, позволяющими установить или определить возраст пород (рис. 13).

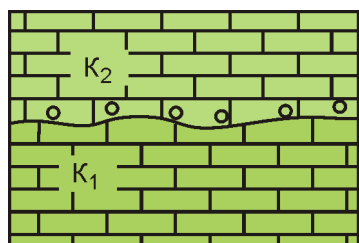


Рис. 13. Скрытое несогласие

Так, например, в обнажениях к югу от Донецкого каменноугольного бассейна на размытой поверхности докембрийских гранитов непосредственно залегают отложения среднего отдела девонской системы. Граниты сохраняют массивное сложение в основании разреза, а вблизи кровли сильно разрушены и представлены рыхлым элювием. Выше разрушенные граниты постепенно переходят в грубый аркозовый песча-

ник, который сменяется более тонким, лучше отсортированным песчаником, лишенным внизу слоистости, а сверху со слоистостью.

По площади распространения среди несогласий выделяют *региональные*, захватывающие огромные территории (например, юрское несогласие захватывает всю Русскую платформу), и *локальные* (местные), которые отражают локальные поднятия площадью первые сотни квадратных километров.

Все перечисленные несогласия, образованные после перерыва, денудации и деформации ниже лежащей толщи, называются *истинными* несогласиями. Кроме того, выделяют ложные (внутриформационные) несогласия, образующиеся в результате размыва, одновременного с накоплением осадка, придонными течениями. В обнажениях такие размывы внешне могут иметь все признаки несогласий, но они не отражают переломных моментов в колебательных движениях земной коры и новых циклов осадконакопления.

Часто осадки верхней серии налегают на сравнительно выровненную поверхность несогласия. Однако иногда удается наблюдать под последующими осадками крупные неровности рельефа. В таких случаях нижние слои верхней серии заполняют впадины древнего рельефа, и лишь потом более молодые его слои перекрывают и неровности этого рельефа. Происходит прилегание и облежание слоев. В тех случаях, когда прилегание имеет значительные размеры, его иногда называют краевым несогласием.

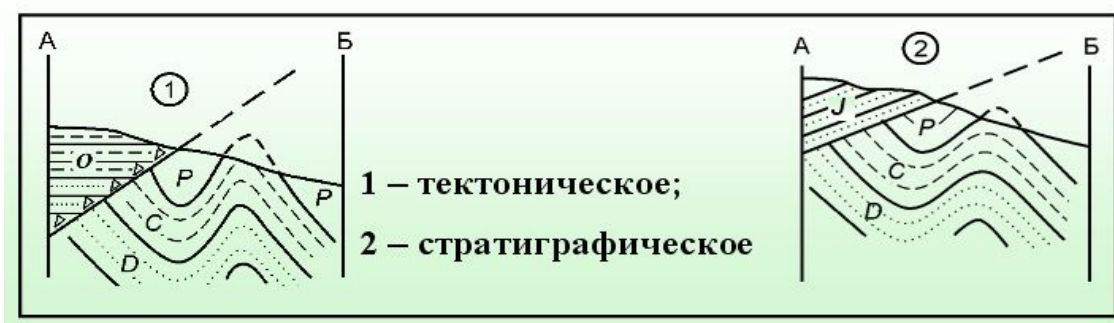


Рис14. Тектоническое и стратиграфическое (угловое) несогласия

Кроме стратиграфических, в структурной геологии выделяются также **тектонические несогласия**. При этих несогласиях нормальная последовательность напластования нарушается разрывом и перемещениями блоков более древних горных пород на молодые (рис. 14). При этом поверхность несогласия представляет собой зону тектонического брекчирования со следами борозд и зеркал скольжения. Слои верхней толщи, как правило, более древние, чем нижележащие, а границы слоев верхней надвинутой толщи не параллельны поверхности несогласия. Классификация несогласий приведена на рис. 15.

2.1.5. Несогласие как геологическое тело и признаки несогласий

Признаками несогласий в обнажениях горных пород являются:



Рис. 15. Классификация несогласий

1. Многочисленные неровности и карманы на поверхности напластования.

2. Различные следы выветривания (образование коры выветривания), пустынный загар, окремненная поверхность известняков, ожелезнение по предполагаемой поверхности напластования.

3. Резкий переход от континентальных отложений к морским или от морских к континентальным (нарушение закона Головкинского-Иностранцева-Вальтера).

4. Присутствие базального конгломерата и других обломочных пород, состоящих из обломков нижележащих отложений в вышележащих отложениях (рис. 16).

5. Породы залегают под разными углами выше и ниже поверхности несогласия.

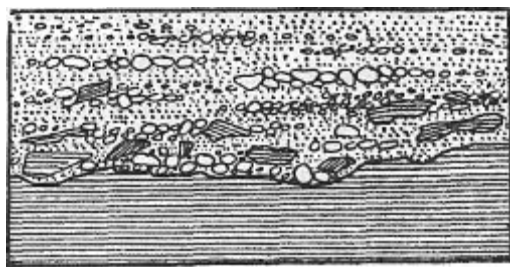


Рис. 16. Признаки несогласий

6. Резкий возрастной разрыв между руководящими формами ископаемыми в выше- и нижележащих слоях.

На геологических картах, разрезах и в стратиграфических колонках признаками несогласия будет:

1. Не параллельность границ напластования молодой и древней толщ;

2. «Утыкание» различных границ слоев древней толщи в подошву несогласия;

3. Выпадение из разреза отдельных стратиграфических подразделений (в случае параллельного несогласия).

4. Волнистая линия между подразделениями в стратиграфической колонке.

Волнистая линия – обозначение несогласного залегания на стратиграфических колонках и есть графическое изображение неровной поверхности несогласия, древнего погребенного рельефа. Размах рельефа поверхности несогласия обычно не превышает десятков метров, но иногда достигает и сотен метров. Например, рифогенные известняки в Предуральском краевом прогибе к моменту перекрытия их отложениями ангидритов кунгурского яруса имели размах рельефа 500-700 м.

Несогласие обычно рассматривают как поверхность, не имеющую толщины, однако, на самом деле, она представляет собой геологическое тело, сложенное измененными породами – окисленными, выветрелыми, обогащенными особыми минералами коры выветривания. Будучи поверхностью древнего рельефа, несогласие в большой степени разбито многочисленными трещинами и часто является коллектором, с которым связаны стратиграфические залежи нефти и газа. Мощность коры выветривания обычно составляет десятки, а иногда и сотни метров. С поверхностями несогласия и корой выветривания нередко связаны месторождения бокситов, каолинов, древних россыпей, в которых могут находиться золото, платина, а также месторождения урана, железной руды, серы, апатитов и других ископаемых.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что такое согласное и несогласное залегание?
2. В каких условиях образуется параллельное несогласие?
3. Что такое угловое несогласие?
4. В каких условиях образуется угловое несогласие?
5. Что такое базальный конгломерат?
6. Что такое региональные, локальные, внутриформационные несогласия?
7. Признаки тектонического несогласия?
8. Признаки несогласий на геологической карте?
9. Что представляет собой несогласие как геологическое тело?
10. Как изображается несогласие в стратиграфической колонке?
11. Какое значение имеет несогласие для геологии полезных ископаемых и нефтегазовой геологии?

2.1.6. Особые формы тел осадочных горных пород

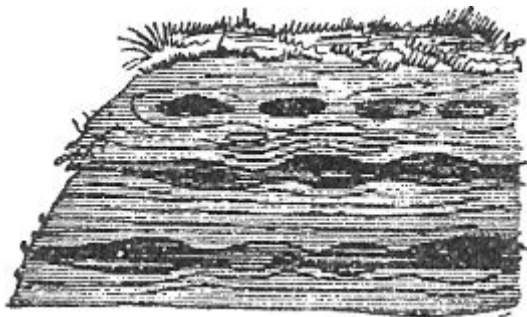


Рис. 17. Пережимы и чечевицеобразное залегание (по И.В. и Д.И. Мушкетовым [28])

Представление о слое как о плите с идеально плоской кровлей и подошвой и с постоянной мощностью правильно лишь в некотором приближении или при линейной интерполяции разрозненных данных при геометризации недр. Но иногда даже приблизительно невозможно рассматривать осадочное геологическое тело в виде слоя.

1. В слое могут быть *пережимы* – участки с уменьшенной толщиной (рис. 17).

2. Иногда слой быстро выклинивается во все стороны в виде чечевицы – такой слой называется *линза* (англ. *lens*, *lenticl*, *lenticl*). Чтобы отнести такую форму залегания к линзе, мощность ее должна быть значительно меньше поперечника. Разные авторы называют для линз разное отношение максимальной мощности к поперечнику от 1:100 до 1:5. Линзовидное выклинивание слоев может происходить по разным причинам:

- неравномерное осадконакопление и, возможно, полное прекращение этого процесса, иногда в непосредственной близости от тех территорий, где новые слои или линзы такого же материала могут накапливаться;
- изменение состава накапливающегося осадка;
- последующий размыв накопившегося осадка.

Линзы могут иметь различную форму: двояковыпуклые, полулинзы обращенные вниз (образованные при заполнении осадком впадин), полулинзы обращенные вверх (образованные баровыми телами). В тех случаях, когда накопление осадков происходит при быстром или изменчивом движении водной или воздушной среды (например, в речных потоках, приливно-отливной полосе моря), или при периодическом привносе в водоем более грубого материала, образуется линзовидная слоистость (рис. 18 а).

Линзообразные вытянутые тела чередующихся глинистых и песчаных толщ залегают в погребенном состоянии вдоль континентальных склонов палеоморей. Такие тела называются *клиноформами*. (рис. 18 б). Как правило, они выделяются по отражающим горизонтам на сейсмических профилях. В настоящее время клиноформные отложения считаются одними из наиболее перспективных структур для поисков нефти и газа. Например, в Западной Сибири клиноформное строение имеют неокские отложения мела (рис. 18 б-11).

3. *Шнурок* (англ. *channel deposit*, *shoe-string deposit*) – осадочное геологическое тело, обладающее значительной протяженностью в одном направлении, а в другом быстро выклинивающееся (рис. 18) В тех случаях,

когда шнурок извилистый, его иногда называют рукавом. Шнурки и рука-

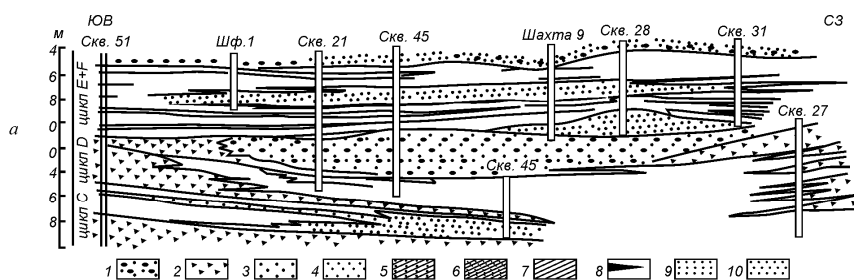


Рис. 18. Линзы (а) и клиноформы (б) в толще, заполняющей тектоническую депрессию (по Е.П. Брунс [2]): 1 - конгломераты, 2 - брекчии из обломков кремнистых сланцев, 3 - брекчии из обломков хлоритовых сланцев, 4 - песчаники, 5 - алевролиты, 6 - глины, 7 - углистые глины, 8 - уголь блестящий, 9 - уголь матовый, 10 - железистые бобоины

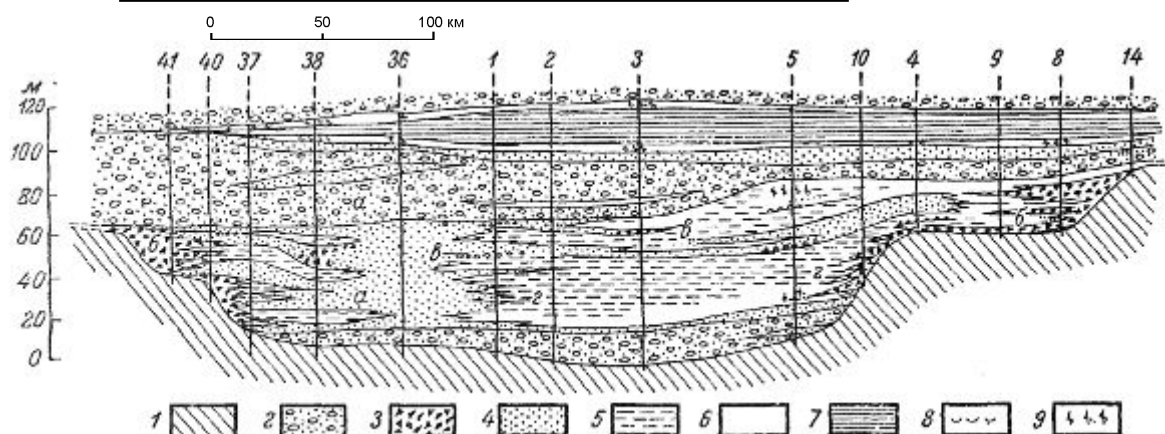
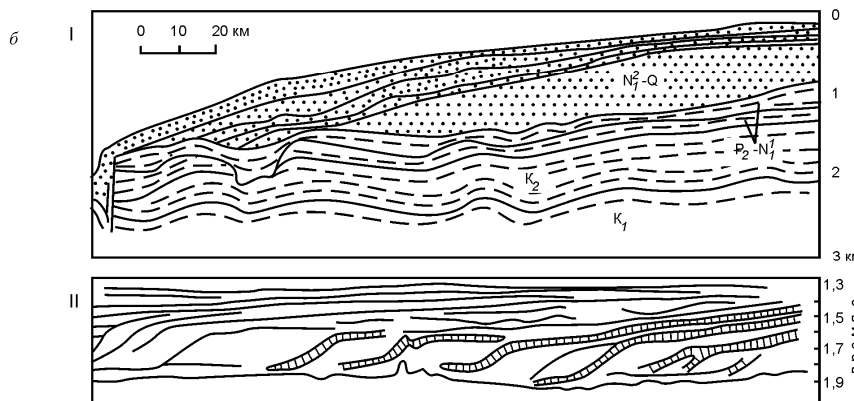


Рис. 19. Ленты и шнурки (а), асимметричные и клиновидные тела (б), языки (в) и расщепленные слои (г) (по Е.П. Брунс [2]): 1 - палеозойские отложения, 2 - конгломераты и гравелиты, 3 - брекчии, 4 - песчаники, 5 - переслаивание песчаников, алевролитов и глин, 6 - глины, 7 - угли, 8 - остатки пелеципод, 9 - остатки корневых систем растений (вертикальные линии с номерами — детально изученные опорные разрезы)

ва образуются при заполнении осадками долин палеорек и дельт.

4. В условиях вдоль береговых течений развиваются *бары*, как правило, сложенные хорошо отсортированными песками тела, напоминающие дюны на суше.

5. Осадочные геологические тела неправильной формы — языковидные, четковидные и расщепленные (рис. 19).

6. *Биогермы* — постройки, созданные в результате жизнедеятельно-

сти живых организмов. В практике геологов это, чаще всего, устричные банки, коралловые и водорослевые рифы. Форма рифов весьма разнообразна. Это могут быть барьерные – вытянутые тела, протягивающиеся на значительные расстояния, и округлые рифы, в том числе и имеющие форму толлов (рис. 20). Рифы могут встречаться поодиночке и в виде ассоциаций. Хотя в целом в строении земной коры биогермы играют незначительную роль, в них сосредоточена значительная часть разведенных запасов углеводородов.

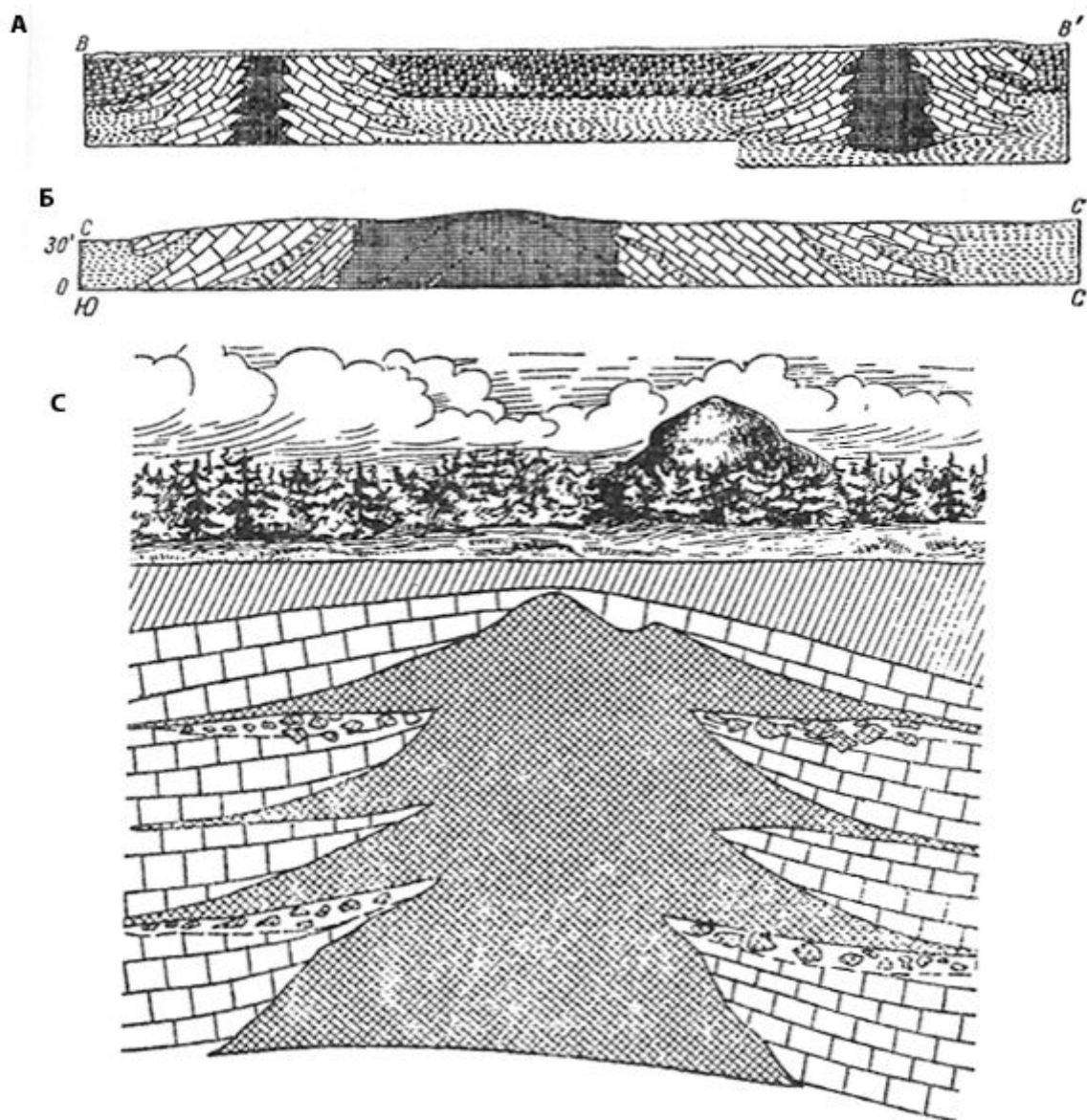


Рис. 20. Рифы (биогермы), штат Индиана. А – разрезы двух рифов диаметром около 600 м., **Б –** риф, на склонах которого переслаиваются глины и известняки. Длина этого разреза около 270 м, поперечник ядра – 75 м (по Ф. Лахи). **С –** Схема соотношения погребенного биогерма с вмещающими породами. На горизонте виден отпрепарированный денудацией рифовый массив (по В.А. Апродову) [28]

7. *Кластические (нептунические) дайки* (англ, lode, vein) – редкие, но чрезвычайно эффектные геологические образования, впервые описаны А.П.Павловым в Среднем Поволжье. Они представляют собой плитообразные тела, сложенные осадочными породами (рис. 21).

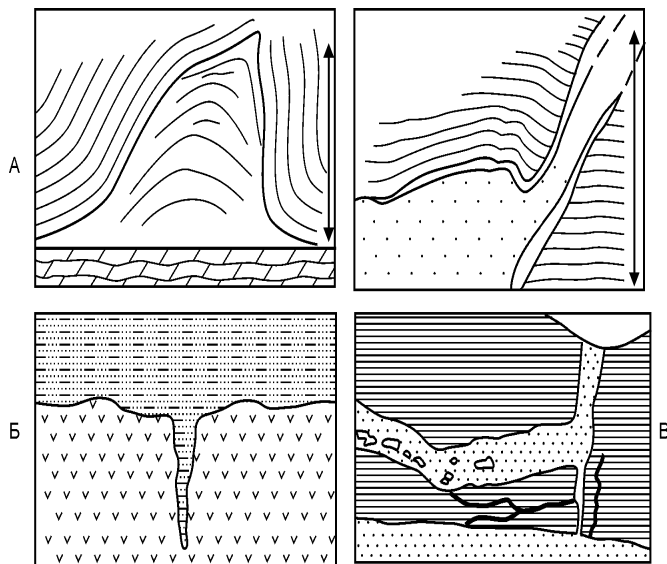


Рис. 21. Нептунические дайки. А (штриховка) - Среднее Поволжье, датские песчаники (точки) внедрились в нижнесызранские опоки (по В.Б. Бронгулееву). Б - кластическая дайка, выполненная обломочным материалом, поступившим сверху (по Ф. Лахи), В - дайки битуминозного песчаника (точки) в миоценовом сланце (заштриховано). Высота разреза примерно 150 м (по Ф. Лахи) [28]

Ширина их колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров, а длина и глубина проникновения в земную кору – от нескольких метров до нескольких километров. Чаще всего, кластические дайки сложены песчаниками, реже - конгломератами, аргиллитами и глинами, известняками или мергелями. Вмещающими породами для даек могут служить граниты, гранито-гнейсы, базальты, андезиты или осадочные породы – кремнистые глины, опоки, диатомиты – породы, образующие крупные зияющие трещины. Реже нептунические дайки встречаются в песках, доломитах, каменных углях.

Возраст пород, вмещающих кластические дайки, колеблется от архея до кайнозоя, но чаще всего они встречаются в породах кайнозоя и в верхах мезозоя.

Кластические дайки делятся на *инъекционные* и *нептунические*. Механизм их образования заключается в заполнении трещин в земной коре инородным материалом. Если более пластичный материал нагнетается снизу, такие дайки называются инъекционными, если затекает сверху, из более молодых отложений – нептуническими. Часто породы, слагающие кластические дайки, более крепкие, чем вмещающие, меньше подвержены процессам денудации и на поверхности часто имеют вид сильно разрушенных стен.

ГЛАВА 3. ЗАЛЕГАНИЕ ОСАДОЧНЫХ, МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

3.1. Горизонтальное залегание слоев

При горизонтальном залегании слоев поверхности наслоения приблизительно параллельны друг другу и горизонтальны. Идеальные горизонтальные поверхности наслоения в земной коре встречаются очень редко. Уже в процессе осадконакопления образующиеся слои приобретают некоторый наклон. К горизонтальному залеганию слоев условно относят такое залегание, когда углы наклона слоев не превышают 1° .

Горизонтальное залегание отложений типично для верхних частей осадочной оболочки Земли. Четвертичные и в меньшей степени неогеновые образования во многих регионах лежат горизонтально. Горизонтальное залегание свойственно также более древним породам, слагающим осадочный чехол платформ (Русская, Сибирская). В крупных структурах платформенного чехла наклоны слоев настолько малы, что на большей его части породы залегают практически горизонтально.

3.1.1. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте, разрезе и измерение мощности слоя

При горизонтальном залегании слоя кровля, как и подошва, должна иметь одинаковые высотные отметки. Отсюда следует, что границы между слоями, нанесенные на топографическую карту (основу), будут располагаться параллельно горизонталям рельефа или совпадать с ними. При горизонтальном залегании слой, располагающийся гипсометрически выше другого, имеет более молодой возраст. Ширина выхода слоя на поверхности зависит от мощности слоя и рельефа. При одном и том же рельефе у слоя с большей мощностью выход на поверхность будет шире. При оди-

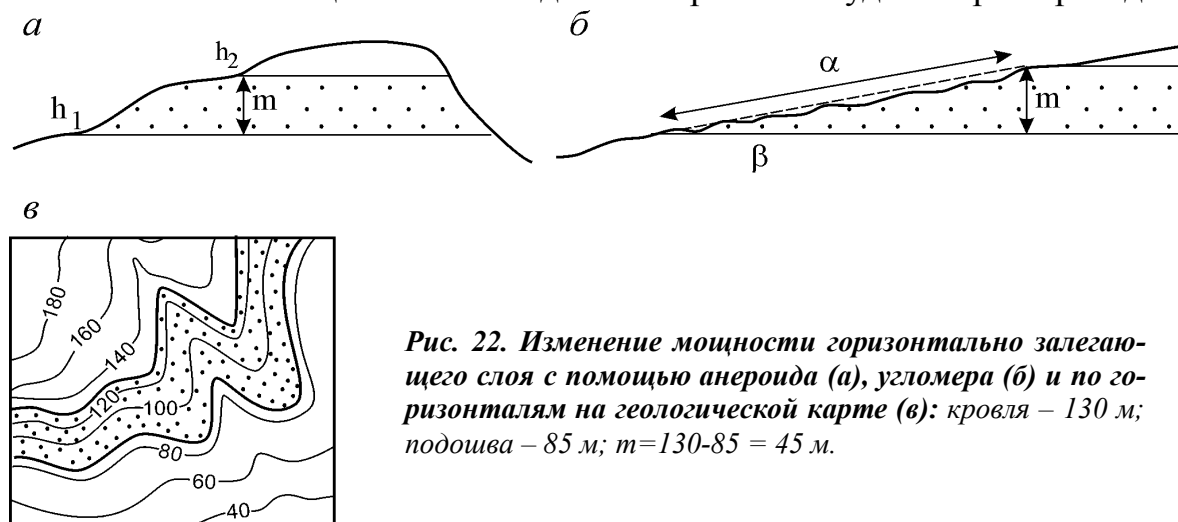


Рис. 22. Изменение мощности горизонтально залегающего слоя с помощью anerоида (а), угомера (б) и по горизонталям на геологической карте (в): кровля – 130 м; подошва – 85 м; $m = 130 - 85 = 45$ м.

наковой мощности слоя и пологом рельефе ширина его выхода будет больше, чем при крутом рельефе. Если рельеф представляет собой вертикальный обрыв, то ширина выхода слоя на карте практически превращается в линию. Отсюда следует, что при изображении горизонтально залегающих слоев на карте в пределах участков с более крутым рельефом ширина выхода слоев будет сокращаться, а с более пологим – расширяться.

На карте без горизонталей рельефа слои изображаются в виде линий, повторяющих очертания рельефа. При слабой расчлененности рельефа горизонтально залегающие слои будут выглядеть на карте либо как сплошное поле, либо как широкие полосы; при значительной расчлененности рельефа слои будут иметь вид полос, вытянутых вдоль склонов долин, при этом более молодые слои будут залегать на высоких элементах рельефа, а вниз по течению будут обнажаться все более древние слои.

Измерение мощности горизонтального слоя на местности производится несколькими способами.

1. С помощью anerоида. Разница в абсолютных (гипсометрических) отметках у подошвы h_1 и кровли h_2 слоя даст его истинную мощность: $m = h_2 - h_1$ (рис. 22 а).

2. С помощью угломера (на компасе). Измерив, угол склона, и высчитав расстояние по склону от подошвы до кровли слоя (шагами, рулеткой, веревкой) определяют истинную мощность: $m = a \sin \beta$ (рис. 22 б).

3. По геологической карте, на которой рельеф изображен с помощью горизонталей, истинную мощность слоя легко определить, зная сечение горизонталей (рис. 22 в).

4. При помощи геофизических методов. Эти способы применяют для установления положения поверхностей, залегающих на значительных глубинах.

5. По данным бурения скважин.

3.1.2. Составление геологических карт, разрезов и стратиграфических колонок

Геологические карты для участков земной коры с горизонтальным залеганием отложений составляют следующим образом. Прежде всего, необходимо знать стратиграфию отложений, т.е. возраст и их мощности. Далее определяют абсолютные отметки кровли или подошвы хотя бы одного стратиграфического подразделения. Затем к отметке кровли (или подошвы) последовательно прибавляют мощность вышележащих отложений или вычитают из отметки подошвы мощность нижележащих отложений. По полученным отметкам на топооснове проводят границы выходов между

стратиграфическими подразделениями.

Карту с горизонтальным залеганием можно построить по данным буровых скважин. Для этого скважины наносят на топооснову, вычитают из отметки устья скважины мощности слоев, получают отметки их кровли или подошвы и по ним проводят границы между слоями.

При горизонтальном залегании слоев наиболее рациональным направлением геологического разреза будет линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа. Глубина разреза ниже поверхности Земли определяется конкретными данными о мощностях и залегании пород, не обнажающихся на поверхности. Сначала проводят одну или несколько линий разрезов, которые могут пересекаться. Затем выбирают горизонтальный и вертикальный масштабы. Горизонтальный масштаб разреза обычно соответствует масштабу карты. Вертикальный масштаб разреза следует принимать равным масштабу карты. Однако при небольших мощностях слоев допускается увеличение вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным, но не более чем в 20 раз. Увеличение вертикального масштаба приводит к сильному увеличению крутизны склонов земной поверхности и появлению заметных углов наклона геологических границ.

Построение разреза осуществляется в соответствии с правилами, изложенными в гл.1.

Пример 1. Согласно исходным данным построить на топооснове геологическую карту с горизонтальным залеганием слоев, геологический разрез, стратиграфическую колонку и условные обозначения. Оформить карту в соответствии с основными требованиями инструкции к оформлению карт.

Исходные данные: В районе, изображенном на топографической карте (рис.23а) на абсолютной отметке 80 метров наблюдается выход кровли отложений тоарского яруса нижнего отдела юрской системы, представленных конгломератами мощностью более 20 метров. Выше по разрезу на конгломератах залегают следующие отложения:

Слой 2 – известняки светло-серого цвета, массивные; возраст – средний отдел юрской системы; мощность 15 метров.

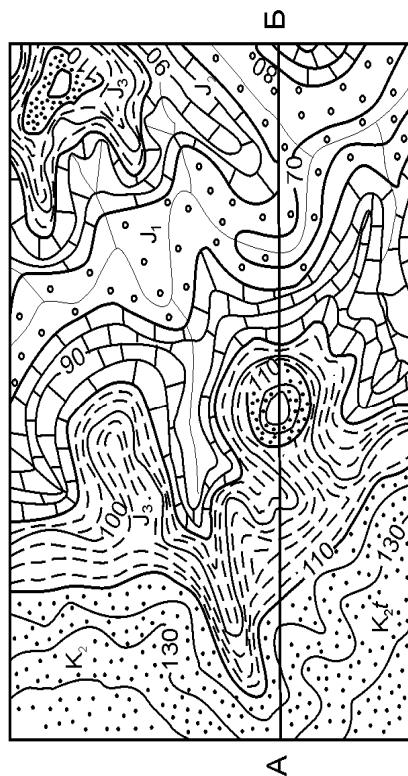
Слой 3 – аргиллиты черного цвета, тонкоплитчатые; возраст – верхний отдел юрской системы; мощность 15 метров.

Слой 4 – песчаники серого цвета, полимиктовые, тонкослоистые; возраст – туронский ярус верхний отдел меловой системы; мощность более 40 метров.

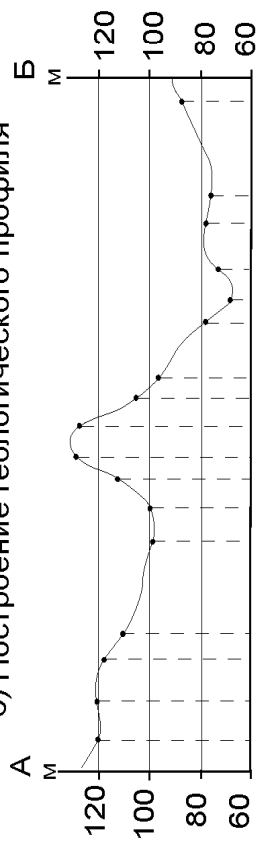
Порядок выполнения задания:

1. Построение геологического плана. Для построения плана необходимо знать истинные мощности отложений и абсолютные отметки кровли (или подошвы) хотя бы одного стратиграфического подразделения (слоя).

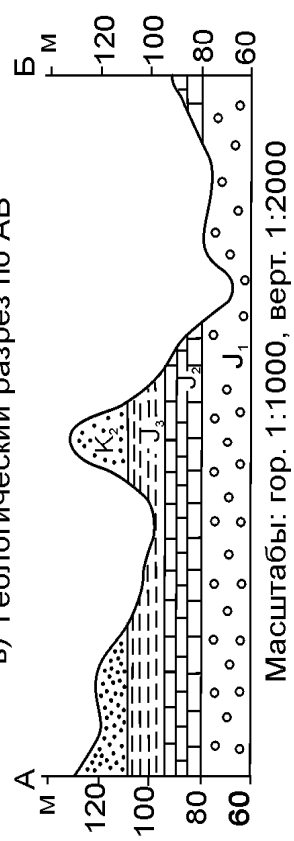
а) Геологическая карта М 1:1000



б) Построение геологического профиля



в) Геологический разрез по АБ



г) Стратиграфическая колонка М 1:1000

Система	Отдел	Индекс	Мощность	Характеристика пород
Юрская	Верхний	K ₂	> 40	Песчаники
	Верхний	J ₃	15	Аргиллиты
	Средний	J ₂	15	Известняки
	Нижний	J ₁	> 20	Конгломераты

Рис. 23. Пример оформления геологической карты, разреза и стратиграфической колонки

По полученным отметкам поверхности наложения на топографической основе проводятся границы слоев, которые будут совпадать с горизонталями рельефа или располагаться между ними:

- кровля J_{1t} совпадает с горизонталью 80 м
- кровля J_2 располагается между горизонталями 90 и 100 м (т.е. 95 м)
- кровля J_3 совпадает с горизонталью 110 м
- кровля K_{2t} располагается выше отметки 150 м.

Отложения каждого слоя заштриховываются своим знаком или закрашиваются в цвет в соответствии с его возрастом. На каждом слое проставляется его буквенный индекс (рис. 23).

2. Построение стратиграфической колонки.

Стратиграфическая колонка представляет собой условное изображение последовательности, взаимоотношения, мощности и возраста всех стратифицированных толщ района. Колонка располагается слева от геологического плана. Образец оформления стратиграфической колонки представлен на рис. 6 и 24.

Вначале необходимо выписать на листе бумаги все индексы выделенных стратиграфических подразделений в виде столбика от молодых к древним (сверху вниз) и поставить рядом с индексами мощности слоев. Затем вычертить стратиграфическую колонку или по образцу рис. 23 или по образцу рис. 6.

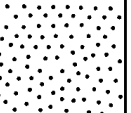
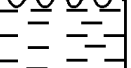
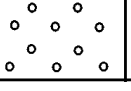
Эратема					Горизонты региональной стратиграфической шкалы	Возрастной индекс	колонка	Мощность
Система	Отдел	Ярус	Подъярус					
мезозойская	Меловая	Верхний	туронский			K_{2t}		> 40
						J_3		15
	Юрская	Средний				J_2		15
						J_{1t}		> 20

Рис. 24. Стратиграфическая колонка

к древним (сверху вниз) и поставить рядом с индексами мощности слоев. Затем вычертить стратиграфическую колонку или по образцу рис. 23 или по образцу рис. 6.

Выбрать масштаб колонки, при этом его высота должна быть близкой к длине внешней рамки карты. Сначала в столбце «колонка» необходимо в выбранном масштабе отложить мощности слоев, начиная с молодых и провести границы между стратиграфическими подразделениями, прямая линия – при согласном залегании толщ; волнистая – при несогласном залегании. В столбце «мощность» указать числовые значения мощностей.

Затем в выделенных интервалах всех столбцов общей стратиграфической шкалы сделать необходимые записи названий систем, отделов,

ярусов и т.д.; в столбце «колонка» условными штриховыми знаками показать литологический состав пород, а в столбце «характеристика пород» перечисляется их состав.

3. *Построение геологического разреза* по карте рекомендуется строить в следующей последовательности:

- Выбрать на карте направление линии разреза, провести и обозначить ее на концах заглавными буквами русского алфавита (например, «А» и «Б»). При горизонтальном залегании слоев наиболее рациональным направлением геологического разреза будет линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа.

- Под картой (или на отдельном листе) проводится условная нулевая линия, равная длине разреза на плане.

- Разрез по сторонам ограничивается вертикальными линиями, на которые наносится шкала высот в соответствии с выбранным вертикальным масштабом. Горизонтальный масштаб разреза соответствует масштабу карты, вертикальный масштаб – следует принимать равным масштабу карты. Однако при небольшой мощности слоев допускается увеличение вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным, но не более чем в 20 раз.

- По точкам пересечения линии разреза с горизонталями рельефа вычерчивается профиль земной поверхности по линии разреза (рис. 23,б).

- На топографический профиль наносятся точки пересечения линии разреза с геологическими границами слоев. Из полученных точек на разрезе проводятся геологические границы (кровли и подошвы слоев), которые должны располагаться горизонтально в соответствии с их абсолютными отметками.

- Разрез раскрашивается, а все стратиграфические подразделения индексируются (рис. 23,в).

4. *Оформление условных обозначений.*

Вычерчиваются в соответствии с правилами, изложенными в разделе 1.4.3 и по образцу рис. 2, 2а и 25.

Условные обозначения состоят из левой и правой частей. В левой части располагается геохронологическая шкала, в которой показываются соответствующие отрезки геологического времени. В нашем простейшем случае это будут период, эпохи, века, в течение которых происходили события, зафиксированные в образовании тех или иных горных пород. Обратите внимание на особенности показа перерывов в осадконакоплении – разрывы шкалы, ограниченные снизу и сверху двумя параллельными волнистыми линиями. Ширина разрыва зависит от ранга разрыва.

Правее геохронологической шкалы необходимо расположить услов-

ные обозначения в виде прямоугольников, обозначающие геологические события, зафиксированные горными породами. Ближе к геохронологической шкале помещается столбец осадочных и эффузивных толщ, а чуть правее – столбец интрузивных комплексов (в нашем случае интрузивные породы отсутствуют). Все прямоугольники должны располагаться строго против того отрезка времени геохронологической шкалы, в течение которого произошло накопление осадочных толщ, внедрялись интрузии и т.д.

Каждый прямоугольник имеет справа наименование стратиграфического ранга толщи и наименование ранга интрузии (если есть), краткие сведения о петрографическом и литологическом составе пород. Для осадочных толщ в скобках указывается мощность. Необходимо помнить, что нижняя сторона прямоугольников стратиграфических подразделений, залегающих на подстилающих породах согласно, показывается прямой линией, например, верхняя, средняя юра (рис. 25). Если толща залегает на подстилающих с параллельным несогласием – верхний мел в нашем примере, то нижняя сторона прямоугольника показывается волнистой линией. Условные знаки стратифицированных толщ раскрашиваются. Еще правее одним или двумя столбцами располагаются штриховые условные знаки литологического и петрографического состава пород, а ниже прочие условные обозначения (рис. 25).

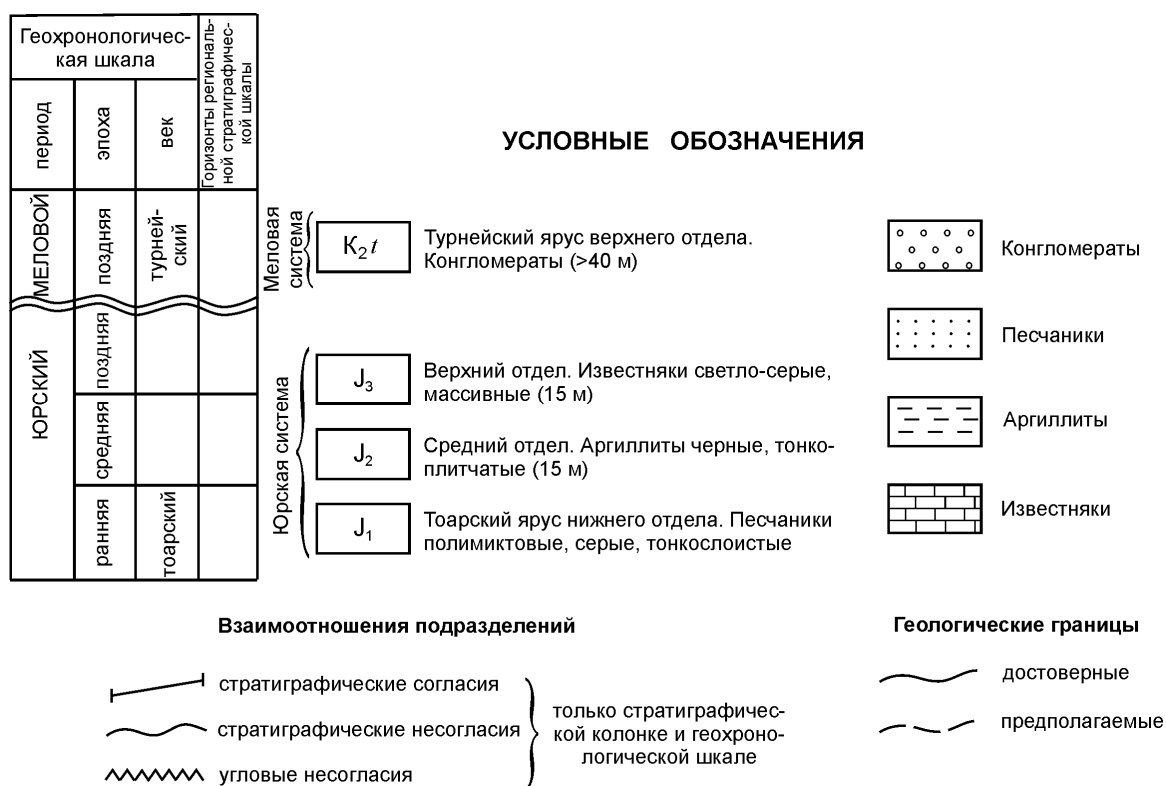


Рис. 25. Геохронологическая шкала и условные обозначения

3.2. Наклонное залегание слоев

Наклонное залегание слоев – самое распространенное. Такое зале-

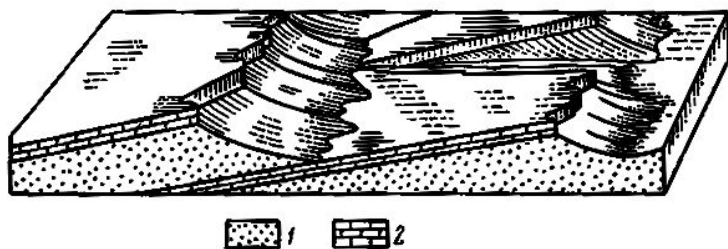


Рис.26. Моноклинально залегающие рыхлые (1) и плотные (2) слои [20]

гание осадочных отложений возникает в результате тектонических процессов. Однообразное наклонное залегание серий слоев, распространенное на значительной площади, называется монокли-

нальным залеганием (рис. 26). Моноклиальные структуры широко развиты в меловых и палеогеновых отложениях Крыма, Северного Кавказа и в некоторых других районах. Они хорошо отражаются в строении рельефа, образуя наклонные ступенчатые гряды.

Положение наклонно залегающих слоев в пространстве определяется иначе, чем горизонтально залегающих пород. Для этого введено понятие об элементах залегания.

3.2.1. Элементы залегания слоев

Элементы залегания определяют положение слоя в пространстве, т.е. направление его вытянутости (простираание), а также направление наибольшего наклона (падение) и угол наклона (угол падения).

Простираание – это вытянутость тела в горизонтальном направлении.

При наклонном залегании слой на небольшом участке можно охарактеризовать как наклонную плоскость, за которую условно принимают подошву или кровлю. У наклонно залегающих слоев выделяют следующие элементы: линию простираания, линию падения, угол падения (рис. 27).

Линия простираания слоя – это линия пересечения горизонтальной плоскости с поверхностью (кровлей или подошвой) пласта или любая горизонтальная линия на поверхности пласта. В пределах кровли или подошвы слоя можно провести бесконечное число линий простираания. Положение линии простираания в пространстве определяется ее азимутом.

Линия падения слоя – это линия, лежащая на поверхности слоя, перпендикулярная линии простираания и направленная по падению слоя. Ее положение в пространстве определяется азимутом и углом падения.

Угол падения слоя – это угол (α) между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость или угол, образованный поверхно-

стью слоя (кровлей или подошвой) и горизонтальной плоскостью. Величина угла падения изменяется от 0 до 90°.

Ориентировка линий простирания и падения в пространстве определяется их азимутами.

Азимут простирания – это угол, отсчитываемый по часовой стрелке от северного направления истинного (географического) меридиана до

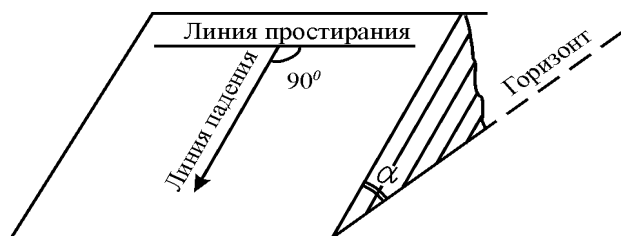


Рис.27. Элементы залегания наклонного слоя

искомого направления. Линия простирания имеет два противоположных направления, поэтому у простирания могут быть замерены два азимута, различающиеся между собой на 180°. Следовательно, *азимут простирания* называется угол, заключенный между

одним из направлений линии простирания и северным направлением истинного меридиана. Пример записи: аз.прост. 140 или аз.пр. 320.

Азимут падения называется угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением истинного меридиана. Линия падения имеет одно направление и для нее может быть замерен только один азимут, отличающийся на 90° от азимута линии простирания. Поэтому для установления положения наклонного слоя в пространстве необходимо замерить азимут линии падения и угол падения. Пример записи: аз.пад. 230/30.

Элементы залегания наклонного слоя в обнажении замеряются с помощью горного компаса (рис. 28).

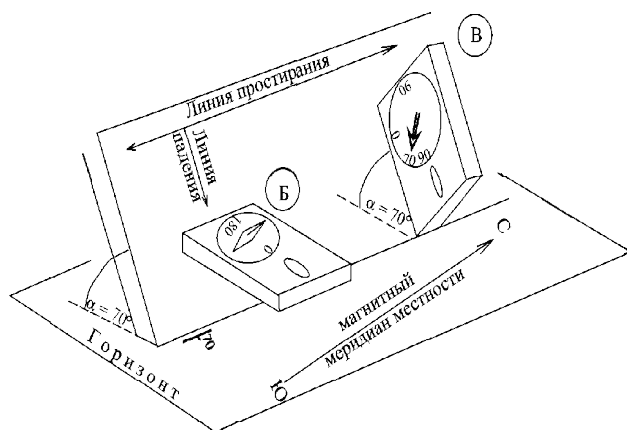


Рис.28. Замер элементов залегания компасом: Б - азимута падения; В - угла падения

Определение истинной мощности слоя при наклонном залегании. Какое бы положение слой ни занимал в пространстве, кратчайшее расстояние между его кровлей и подошвой будет называться истинной мощностью (H). Кроме истинной мощности в наклонных слоях выделяются видимая, вертикальная, горизонтальная мощности и ширина выхода слоя на карте или плане (рис. 29.).

Видимая мощность (m) – кратчайшее расстояние от кровли до по-

дошвы на срезе слоя рельефом. Вертикальная мощность (H_1) – расстояние между кровлей и подошвой по вертикали. Горизонтальная мощность (H_2) – расстояние от кровли до подошвы в горизонтальном направлении, перпендикулярном простиранию. Ширина выхода (H_3) – это проекция видимой мощности на горизонтальную плоскость или ширина слоя на карте, или плане (рис. 30). Ширина выхода слоя на земной поверхности зависит от мощности слоя, угла наклона и формы рельефа. Чем больше истинная мощность слоя, тем больше при прочих равных условиях ширина его выхода на поверхность. С увеличением угла падения ширина выхода слоя на поверхность уменьшается, а при вертикальном положении слоя ширина выхода соответствует истинной мощности.

Ширина выхода зависит от угла наклона слоя и угла наклона рельефа: при совпадении направления наклона слоя и рельефа она увеличивается, а при противоположных направлениях – уменьшается. Если угол наклона рельефа больше угла падения слоя, ширина выхода слоя будет меньше истинной мощности.

Точное определение истинной мощности слоев горных пород и пластов полезных ископаемых обязательно при любых геологических исследованиях. При малой мощности слоев ее можно замерять непосредственно в обнажениях, но при большой мощности можно замерить лишь видимую мощность, а истинную определяют путем геометрических вычислений. На рис. 30 показаны различные случаи вычисления истинной мощности в сечениях, ориентированных перпендикулярно к линии простирания, по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и углу наклона поверхности рельефа.

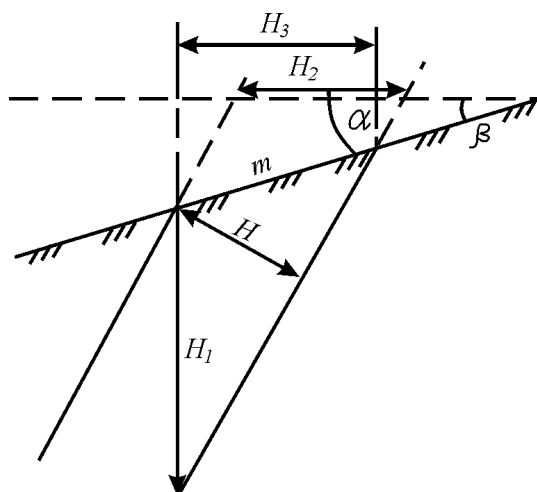


Рис.29. Определение истинной мощности слоя H при его наклонном залегании: H_1 – вертикальная мощность; H_2 – горизонтальная мощность, H_3 – ширина выхода), m – видимая мощность, α – угол наклона слоя, β – угол наклона рельефа

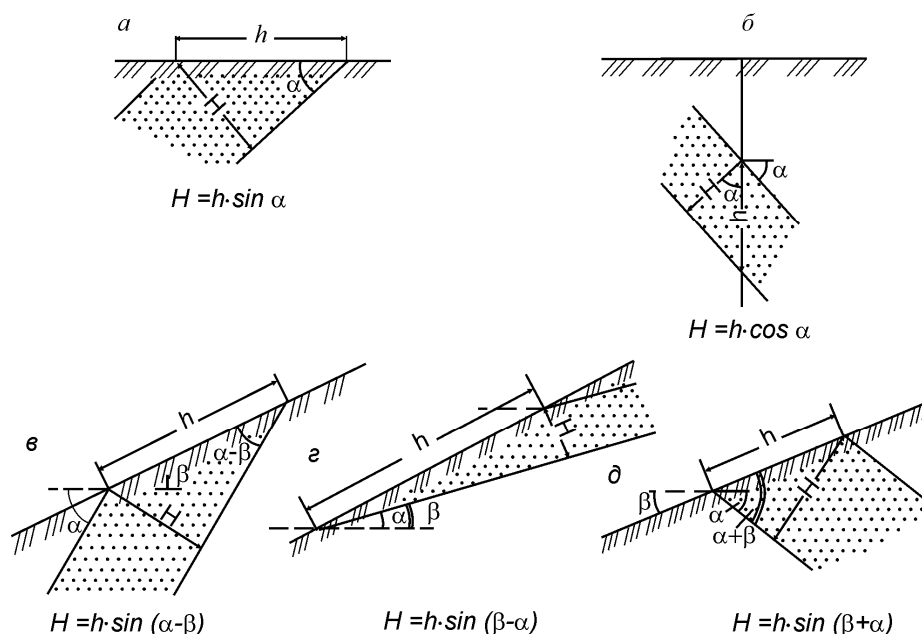


Рис. 30. Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоев в сечениях, перпендикулярных к простиранию слоя [13]: а – при горизонтально поверхности рельефа, б – по керну буровой скважины, в – при наклонной поверхности рельефа (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, круче рельефа), г – то же (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, положе рельефа), д – то же (слой падает в сторону, противоположную наклону поверхности рельефа); H – истинная мощность; h – видимая мощность α – угол падения слоя; β – угол поверхности рельефа

Если истинная мощность слоя определяется в сечении, ориентированном косо по отношению к линии простирания, то вводят соответствующие поправки на отклонение линии разреза от направления падения. Эти поправки выражаются углом γ , представляющим собой разность между азимутами линий простирания и азимутом хода. Вычисления производят по формуле Леонтовского [40]:

$$m = h (\sin \alpha \cos \beta \sin \gamma \pm \cos \alpha \sin \beta),$$

где m – истинная мощность; h – видимая мощность; α – угол падения пласта; β – угол наклона рельефа.

Знаки плюс и минус применяют в зависимости от соотношения направления наклонов поверхностей рельефа и слоя. При их наклоне в одну сторону принимается знак минус, в разные стороны – плюс.

3.2.2. Изображение наклонных плоскостей и слоев

Любую наклонную плоскость можно изобразить в пространстве и на карте в виде двух пересекающихся прямых, двух (и более) параллельных прямых, а также в виде трех точек, принадлежащих данной плоскости.

– *Пересекающиеся прямые.* В этом случае для наклонного слоя и его поверхностей наложения (кровли или подошвы) такими пересекающимися

прямыми будут две взаимно перпендикулярные линии элементов залегания: линия простирания и линия падения плоскости.

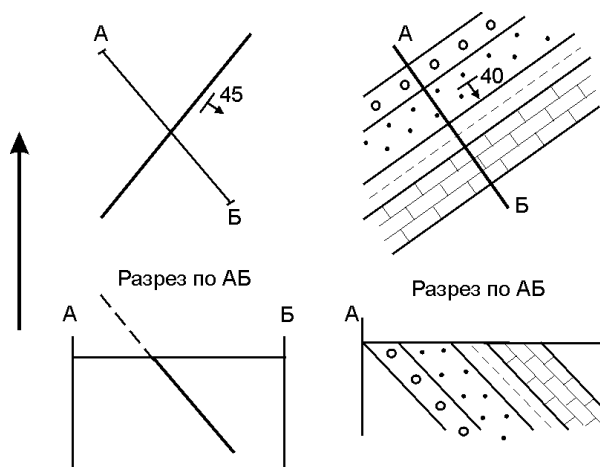


Рис.31. Изображение наклонной плоскости и слоев

На геологической карте (плане) наклонная плоскость изображается в виде линии, около которой ставится знак наклонной плоскости. Наклонно залегающие слои (или пачка слоев) на плане изображаются в виде полос, которые ограничены линиями кровли и подошвы со знаком элементов залегания (рис. 31).

Наклонную плоскость можно изобразить на плане в виде параллельных прямых, которые назы-

ваются – изогипсами, а для кровли или подошвы пласта - стратоизогипсы. Изогипсы – это линии равных числовых отметок наклонной плоскости. На рис. 32 изображена наклонная плоскость, которая пересечена по высоте горизонтальными плоскостями через 10 метров (0м, 10м, 20м, 30м). На наклонной плоскости линии пересечения с горизонтальными плоскостями являются линиями простирания с абсолютными отметками, т.е. изогипсами: 0, 10, 20, 30м наклонной плоскости. Их проекция на плане и будет изображением наклонной плоскости.

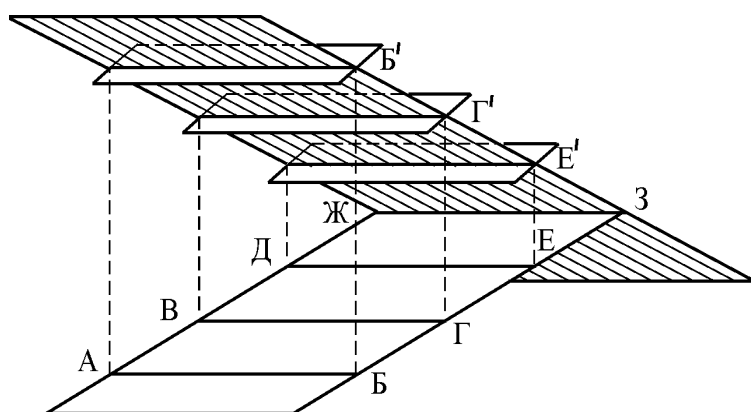


Рис.32. Наклонная плоскость и ее изображение на плане параллельными прямыми – изогипсами

Важным параметром при изображении наклонной плоскости являются расстояния на плане между изогипсами — **заложение**.

Заложением наклонного слоя называется проекция отрезка линии падения слоя на плане, заключенная между двумя, соседними линиями простирания, проведенная на подошве или кровле слоя. Величина

заложения зависит от угла падения слоя, высоты сечения горизонталей и масштаба карты (рис. 34).

3.2.3. Определение заложения и решение задач с помощью заложения

Ширина выхода наклонного слоя на поверхность зависит от мощности слоя, элементов его залегания и форм рельефа. Это используют на практике для построения выхода слоя на поверхность и определения элементов залегания по его выходам на поверхность. Чтобы решать эти задачи, необходимо знать величину заложения.

Величина заложения определяется следующим образом (рис. 33).

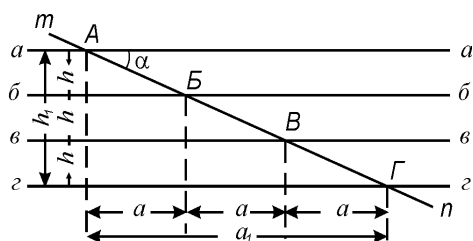
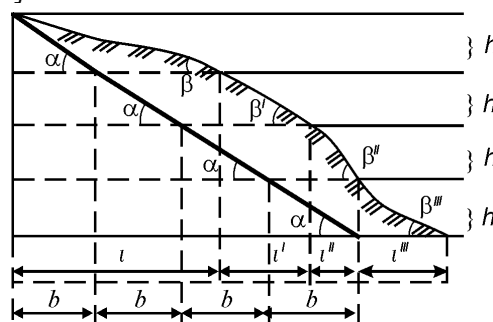


Рис. 33. Определение величины заложения наклонной плоскости

Рис. 34. Изменение величины заложения рельефа (l, l', l'', l''') и величины заложения слоя (b) в зависимости от угла наклона рельефа ($\beta, \beta', \beta'', \beta'''$) и угла падения слоя (α) при равном сечении h [20]



1. На отдельном листе проводят параллельные линии с высотой сечения h . Высота сечения выбирается равной сечению горизонталей, поэтому значение h равно сечению горизонталей, отложенному в масштабе карты. Расстояния между линиями (h) для карты масштаба 1:5000 при высоте сечения горизонталей 10, 50 и 100 м соответственно будут равны 2, 10 и 20 мм.

2. На верхней линии произвольно выбирают точку A , из которой транспортиром откладывают истинный угол падения, и проводят линию падения mn .

3. Из точек пересечения линии падения с горизонтальными линиями (линиями простираения) опускают перпендикуляры на нижнюю линию и получают величину заложения a , т.е. проекцию отрезка линии падения на горизонтальную плоскость, заключенного между двумя линиями простираения.

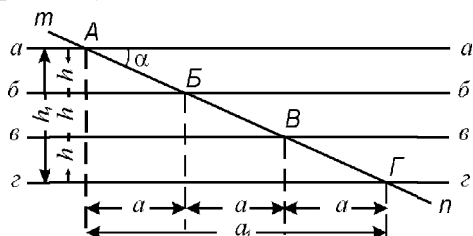
Величина заложения меняется в зависимости от угла наклона слоя, сечения горизонталей и масштаба карты.

С помощью заложения можно определять глубины скважин до кровли или подошвы пласта в определенных точках, оконтуривать площади с заданной глубиной залегания пласта, вычислять мощности слоев, а также легко определить элементы залегания пласта на карте с горизонталями по его выходу на поверхность [21,31].

Задача. 1. *Определение величины заложения по известному углу падения слоя.*

Величина определяется следующим образом:

1. Строится вертикальный разрез в масштабе карты по направлению линии падения слоя (рис. 35). Линия, изображающая слой на разрезе (mn), может быть его кровлей или подошвой. Угол падения слоя на разрезе будет соответствовать истинному углу падения.



Масштаб 1:1000

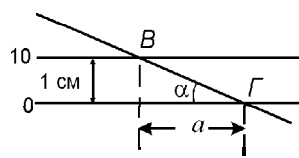


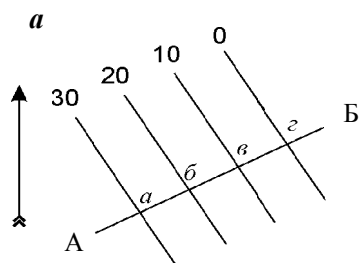
Рис. 35. *Определение величины заложения по известному углу падения слоя*

2. Пересечен слой несколькими горизонтальными плоскостями через равные интервалы (h) по высоте. Следы отсечения горизонтальных плоскостей с плоскостью разреза изображены в виде линий aa , bb , vv , gg . Расстояние (h) на разрезе между горизонтальными плоскостями, пересекающими слой (mn), выбирается равной сечению горизонталей рельефа, отложенному в масштабе карты. Для карты масштаба 1:5000 и сечения горизонталей через 10, 50 и 100 м. расстояние (h) между линиями на разрезе будут соответственно равно 2, 10 и 20 мм.

3. Линии пересечения горизонтальных плоскостей с поверхностью слоя будут являться линиями его простирания (изогипсами), которые на разрезе обозначены через точки А, Б, В, Г. Проектируя отрезки пласта (АБ, БВ, ВГ), заключенных между линиями простирания на горизонтальную плоскость (план) получим отрезок (a), который и будет величиной заложения при данном угле наклона слоя.

Задача. 2. *Определение угла падения плоскости по величине заложения.*

Если наклонная плоскость изображена на плане с помощью изогипс



Масштаб 1:1000

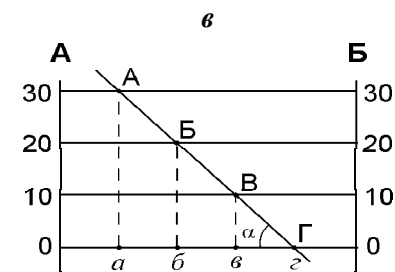
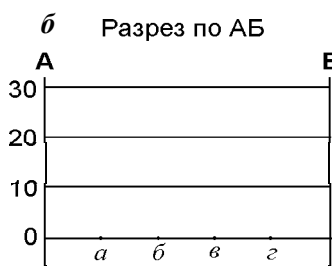


Рис. 36. *Определение угла падения плоскости по величине заложения*

(рис.37), то ее угол падения определяется на разрезе:

1. В масштабе карты строится вертикальный разрез по линии А-Б, проведенной вкрест простирания (по линии падения).

2. На нижнюю линию разреза (рис. 36 б) с плана переносом точки пресечения линии разреза А-Б, с изогипсами (точки а,б,в,г).

3. Точки (а,б,в,г) с нижней линии разреза сносим по вертикали на линии разреза в соответствии с их абсолютной отметкой (точки А,Б,В,Г).

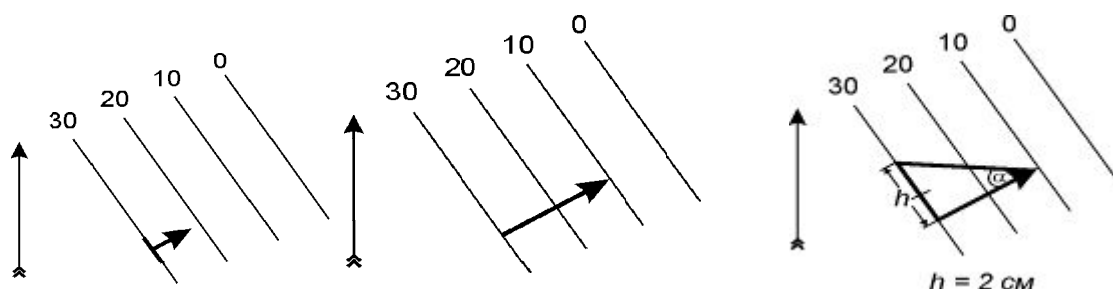
4. Через точки АБВГ проводим линию падения плоскости и транспортиром на разрезе определяем угол падения (рис. 36 в).

Задача. 3. *Определение угла падения плоскости по треугольнику падения.*

Угол падения наклонной плоскости, изображенной на плане (рис. 39) определяется по треугольнику падения.

Треугольник падения – прямоугольный. Основанием треугольника является проекция линии падения, заключенной между изогипсами, а высота линии определяется как разность в числовых отметках вершин, которые опираются на соответствующие изогипсы, треугольник падения строится на плане.

1. Проводим проекцию линии падения плоскости между изогипсами 30 и 10м – это основание треугольника (рис. 37б).



Масштаб 1:1000

Рис. 37. *Определение угла падения плоскости по треугольнику падения*

2. В масштабе карты на плане перпендикулярно к основанию откладываем высоту треугольника. Она равна 20 м (т.е. 2 см) т.к. одна вершина треугольника опирается на изогипсу 10 м, а вторая вершина – на изогипсу 30 м. (рис. 37в).

3. Проводим гипотенузу треугольника, соединив его вершины.

4. Угол падения (α) – угол между гипотенузой и основанием треугольника (рис. 37в), замеряем транспортиром.

Задача. 4. *Определение элементов залегания наклонной плоскости по трем скважинам (рис.38).*

Пласт подсечен скважинами в трех точках на абсолютных отметках: А = 600 м; В = 300 м; С = –100 м. Необходимо определить *азимут простирания, азимут падения и угол падения*. Работа выполняется на

топографической основе, где показаны устья скважин и даны глубины до кровли (или подошвы) слоя. Далее следует выполнить следующие вычисления и графические построения.

1. Определить абсолютные отметки поверхности слоя в каждой скважине: **для этого из абсолютной отметки устья скважины, которые определяются по горизонталям рельефа, необходимо вычесть глубину скважины до поверхности слоя.** Например, для скважины (А) абс. отм. устья = 800 м; глубина = 200 м. Абсолютная отметка поверхности слоя = 600 м; для скважины (В) соответственно (600–300 = 300 м); для скважины (С) – (400–500 = –100 м).

2. Полученные **абсолютные отметки поверхности слоя** выносят на карту для каждой скважины (рис. 38).

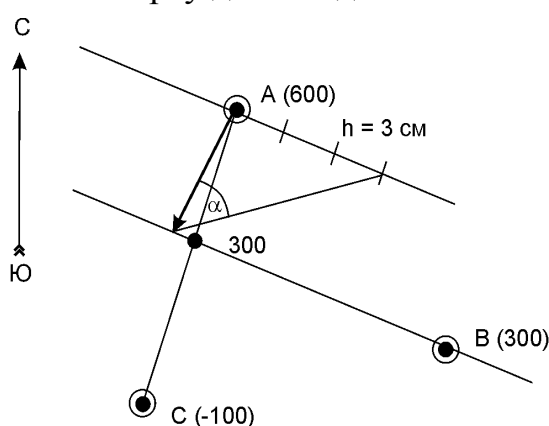


Рис. 38. Определение элементов залегания наклонной плоскости по трем скважинам. М 1:10000

3. На линии, соединяющей скважину (А) с максимальной и (С) минимальной отметками поверхности слоя, путем интерполяции находим точки с промежуточными отметками (в т.ч. точку с отметкой 300 м).

4. Соединяем дополнительную точку с отметкой 300 м, с отметкой скважины (В), в которой отметка поверхности слоя также 300 м. Эта линия соединяет две точки с одинаковыми отметками, расположенными на поверхности слоя и таким образом она будет линией простирания (или

изогипсой 300 м).

5. Линия падения перпендикулярна линии простирания и направлена от больших числовых отметок плоскости к меньшим.

6. Из точки А пересечения линии простирания и линии падения пунктиром проводим направление истинного меридиана и при помощи транспортира определяем азимут простирания (аз. пр. 110 ЮВ) и азимут падения (аз. пад. 200 ЮЗ).

7. Строим **треугольник падения** на основании между изогипсами 600 (скважина А) и 300 м. Высота треугольника (h) равна 600–300=300 м и определяем угол падения (α).

8. Для определения глубины скважины в любой другой точке необходимо провести дополнительные изогипсы. Глубина скважины определяется как разность отметок устья скважины и абсолютной отметки изогипсы поверхности слоя в данной точке.

Задача. 5.

На топографическом плане (карте) показана линия выхода кровли пласта. Требуется определить элементы залегания наклонной плоскости (рис. 41.) т.е. азимуты простираия и падения и угол падения.

Для определения элементов залегания необходимо на плане нанести линию простираия и падения наклонной плоскости. Положение линии простираия и падения определяется следующим образом:

1. Линия выхода наклонной плоскости пересекает горизонтали рельефа в точках с разными абсолютными отметками (рис. 39.).

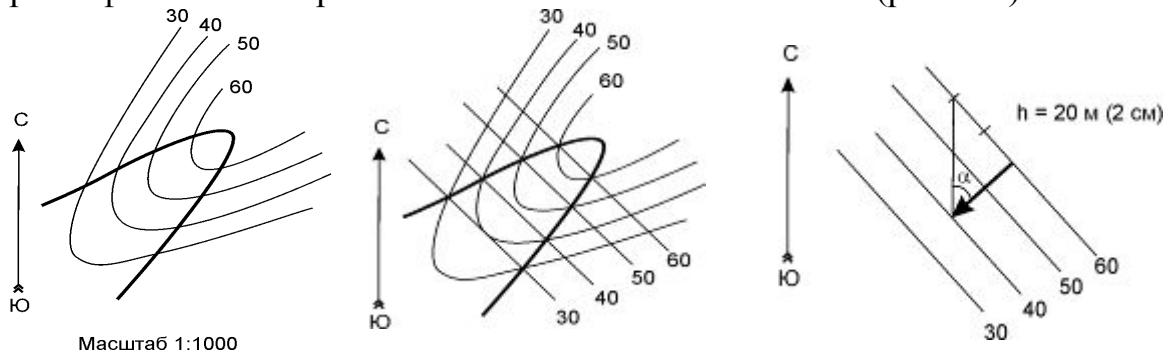


Рис. 39. Определение элементов залегания наклонной плоскости (пласта) по карте

2. Через точки с одинаковыми отметками проводим несколько линий простираия (или изогипсы 60, 50, 40, 30).

3. Линия падения направлена от изогипсы с большей отметкой к меньшей (рис. 39).

4. Угол падения наклонной плоскости определяется из треугольника падения или на вертикальном разрезе по линии падения.

5. Транспортиром замеряем элементы залегания наклонной плоскости: аз.пр. 135 ЮВ; аз. пад. 225 ЮЗ; $\angle$ падения 45.

Задача. 6. Построение линии выхода плоскости (пласта) по элементам залегания.

В точке А имеется выход пласта (кровли или подошвы) с известными залеганиями: азимут падения 220, $\angle$ падения 40. Необходимо нанести линию выхода пласта на план (рис. 40). Для того, чтобы построить выход слоя на поверхность, необходимо найти по линии пересечения кровли и подошвы слоя с поверхностью рельефа. Линия выхода кровли (или подошвы) строится по точкам пересечения изогипс кровли (или подошвы) с одноименными горизонталями рельефа. Чтобы найти эти точки пересечения на плане необходимо: нанести изогипсы наклонной плоскости пласта. Для этого в точке А строим линию падения по азимуту 220° ЮЗ и линию простираия, которая будет являться изогипсой с абсолютной отметкой 80 м, т.к. точка А плоскости расположена на горизонтали рельефа 80 м. Вез-

де, где изогипса 80 м плоскости пересекается с горизонталью рельефа 80 м, будут точки выхода кровли пласта (рис. 40).

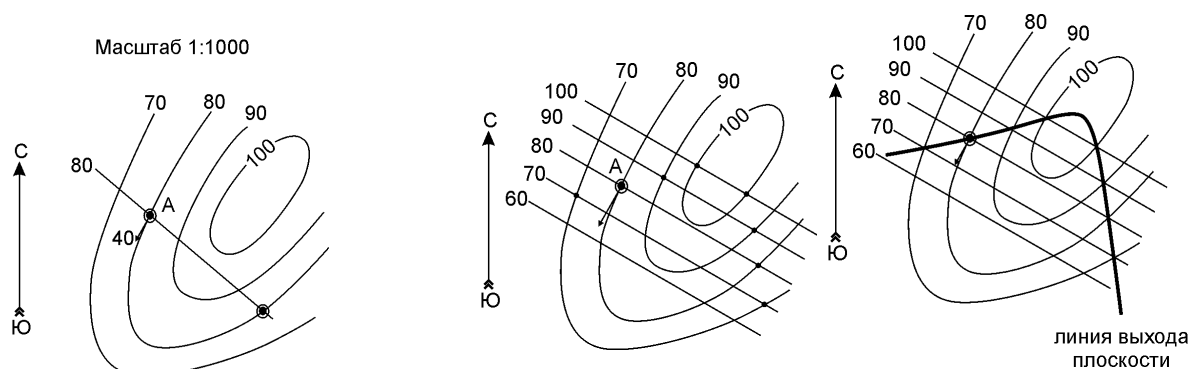


Рис. 40. Построение линии выхода плоскости (пласта) по элементам залегания

2. Чтобы найти другие точки выхода, необходимо построить изогипсы 70, 90, 100 кровли (или подошвы) пласта и их точки пересечения с соответствующими горизонталями (70, 90, 100). Расстояние между изогипсами на плане равно величине заложения наклонной плоскости с углом падения 40° . Величина заложения определяется по методике, изложенной ранее (задача 1, рис. 35). Необходимо помнить, что отметки изогипс, находящихся по направлению падения от точки А будут уменьшаться, а в направлении восстания увеличиваться.

3. Соединяем плавной кривой точки пересечения изогипс кровли пласта с одноименными горизонталями рельефа и таким образом находим линию выхода наклонной плоскости пласта на плане (рис. 40.).

Таким же способом можно построить линию выхода *подошвы* слоя, но для этого необходимо найти точку ее выхода на поверхности. Эту точку *по заданной мощности пласта (например, 10 м) и известному углу падения (40°)* находим на плане следующим образом:

а) в точке А по линии падения пласта строится разрез (В–Г), на котором точно вычерчивается топографический профиль поверхности рельефа.

б) на разрезе из точки А по известному углу падения (40°) проводится линия кровли пласта.

в) от кровли пласта откладываем в масштабе карты заданную мощность ($m = 10$ м) и проводим подошву слоя.

г) точку пересечения *подошвы* с линией топографического профиля, обозначив буквой (М), переносим на линию разреза В–Г на плане.

Задача. 7. *Определение абсолютной отметки залегания пласта и глубины скважины.*

Если кровля (или подошва) слоя изображена на плане с помощью изогипсы, то в любой точке на плане абсолютная отметка залегания кровли определяется по абсолютной отметке изогипсы, проходящей через эту точку. Так, например, на рис. 41 абсолютная отметка кровли в скважине (В) равна 50 м, а в скважине (С) равна 65 м. Глубина любой проектной скважины определяется как *разность абсолютных отметок устья скважины (т.е. рельефа) и отметки изогипсы кровли слоя в скважине* (рис. 41). Так, например, глубина скважины (В) $80 - 50 = 30$ м, а глубина скважины (С) $85 - 65 = 20$ м (рис. 41).

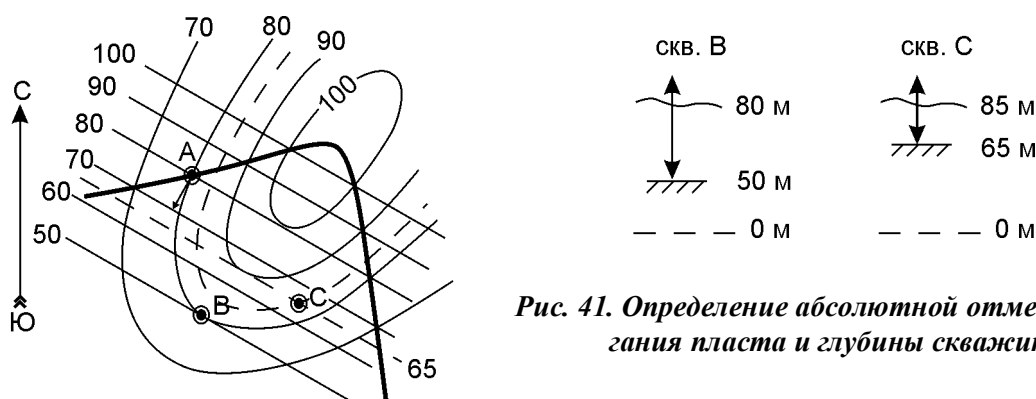


Рис. 41. *Определение абсолютной отметки залегания пласта и глубины скважины*

3.2.4. Изображение наклонно залегающих слоев на карте

На геологической карте наклонные слои имеют вид полос, форма границ которых зависят от строения рельефа, угла наклона слоев и их мощности. При выровненном горизонтальном рельефе независимо от угла наклона слоев направление границ между ними будет соответствовать их простиранию, причем падение слоев при нормальном (не опрокинутом) залегании всегда будет направлено в сторону более молодых отложений. При расчлененном рельефе и наклонном залегании слоев границы между слоями пересекают горизонталь рельефа в соответствии с правилом пластовых треугольников. При вертикальном залегании слоев и любом строении рельефа границы между слоями пересекают элементы рельефа в виде прямых или изогнутых линий, соответствующих простиранию слоев. Полоса будет тем шире, чем больше мощность слоев и положе угол падения.

При наклонном залегании слоев и расчлененном рельефе выходы слоев на земную поверхность образуют изгибы в наиболее низкой и наиболее высокой точках рельефа. Эти изгибы как бы располагаются в вершинах треугольников, которые называются пластовыми треугольниками, форма которых связана с углом наклона моноклинально залегающих сло-

ев. Вершина угла, лежащего в самой низкой точке рельефа, направлена по падению слоя, в самой высокой – по его восстанию. Если слои залегают вертикально, то формой их выхода на поверхность будет прямая линия.

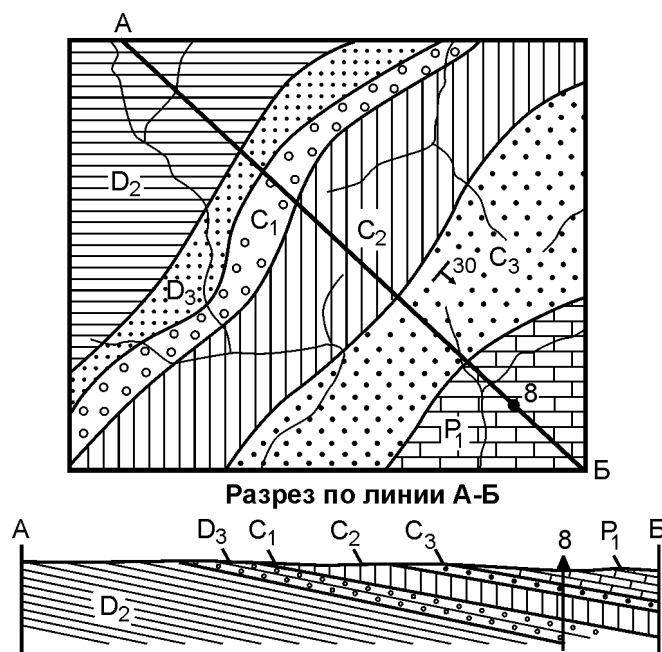


Рис. 42. Пример наклонного залегания слоев при нормальном залегании пород на карте и разрезе [20]

При определении направления наклона по картам без горизонталей или с выровненным плоским рельефом следует руководствоваться общим правилом: *при наклонном нормальном залегании слои наклонены в сторону расположения более молодых отложений* (рис. 42). Слои не могут быть наклонены в другом направлении, так как в этом случае древние отложения будут залегать на молодых, что противоречит нормальному залеганию пород.

3.2.5. Изображение наклонно залегающих слоев на геологических разрезах

На геологических разрезах наклонные слои и плоскости можно изобразить двумя способами:

- по точкам пересечения линии разреза с геологическими границами слоев (плоскостей) и углу падения;
- по точкам пересечения линии разреза с изогипсами кровли и подошвы слоя.

1. В первом случае на плане проводится линия разреза АБ (или А₁-А₂) в крест простирания пород и отмечаются точки пересечения линии разреза с границами слоев.

2. Точки пересечения переносятся на профиль рельефа и по известному углу падения из этих точек на разрезе проводятся линия кровли и подошвы слоев (рис. 43).

При построении разреза необходимо учитывать ориентировку линии разреза относительно линии падения и простирания.

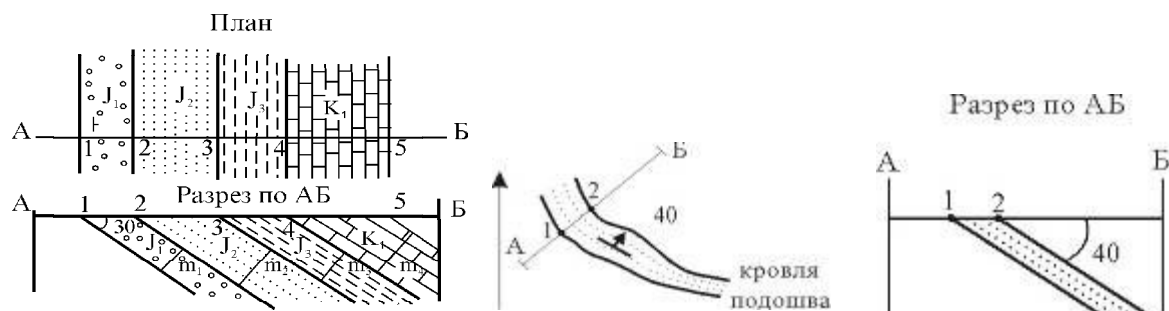


Рис. 43. Примеры построения разрезов – по точкам пересечения линии разреза с геологическими границами слоев

Во втором случае наклонно залегающий слой на разрезе изображается по точкам пересечения линий разреза с изогипсами кровли и подошвы слоя следующим образом:

- 1) На плане проводится линия разреза АБ и отмечаются точки пересечения линии разреза с изогипсами кровли и подошвы (точки 1,2,3,4,5,) (рис. 44).
- 2) С плана точки пересечения кровли и подошвы переносятся на нижнюю линию разреза, выполненного в масштабе карты.
- 3) С нижней линии разреза точки пересечения кровли и подошвы сносятся по вертикали на их абсолютные отметки.
- 4) Через точки кровли и подошвы на разрезе проводится линия этих поверхностей (рис. 44).

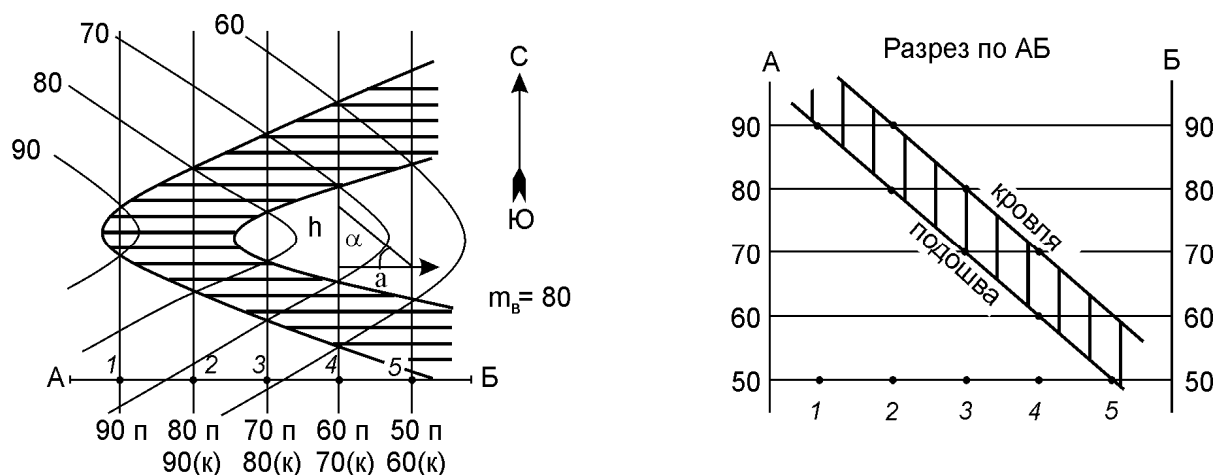


Рис. 44. Построение разреза по точкам пересечения линий разреза с изогипсами кровли и подошвы

При анализе геологических карт с моноклиальным залеганием слоев, разделенных поверхностью несогласия необходимо выполнить следующее:

1. Определить элементы залегания, последовательность напластования и взаимное расположение слоев.

2. Используя изогипсы кровли и подошвы слоев, определить горизонтальную, вертикальную и истинную мощность.

3. Составить стратиграфическую колонку, используя подразделение Международной стратиграфической шкалы. Расчленение отложений до отделов.

4. Построить геологические разрезы. Вертикальный масштаб разреза равен горизонтальному масштабу карты. Наклонно залегающие слои нанести на разрез:

а) по точкам пересечения линии разреза с геологическими границами слоев;

б) по точкам пересечения линии разреза с изогипсами кровли и подошвы слоев.

5. Кратко описать историю геологического развития района карты.

Рекомендуется следующий порядок выполнения:

1. На карте определяют элементы залегания пород, обращая внимание на направление линии падения, которая направлена от изогипс с большей числовой отметкой к изогипсе с меньшей отметкой. Распространенной **ошибкой** при определении азимута падения является проведение линии падения между изогипсами, **одна из которых принадлежит кровле, а другая подошве**. Необходимо определить элементы залегания по изогипсам, принадлежащим одной поверхности (или кровле или подошве). Направление линии падения на плане указывает на выходы более молодых слоев, а параллельность их геологических границ свидетельствует о согласном залегании (или параллельном несогласии). Непараллельность геологических границ, их пересечение, являются признаком углового несогласия между толщами.

2. При определении горизонтальной и вертикальной мощности слоя используют изогипсы кровли и подошвы слоя. Горизонтальная мощность слоя определяется, как кратчайшее расстояние на плане между изогипсами кровли и подошвы с одинаковой числовой отметкой (рис. 45.); вертикальная мощность слоя определяется, как разница в числовых отметках изогипс кровли и подошвы, которые в плане друг с другом совпадают. Например, вертикальная мощность слоя (рис. 45), равна 10 м, т.к. изогипса кровли 70 м накладывается на изогипсу подошвы 60 м. Зная горизонтальную и вертикальную мощность и угол падения можно математически или графически определить истинную мощность слоя, которая проставляется в стратиграфическую колонку.

3. Стратиграфическая колонка и геологические разрезы выполняются на бумаге тушью, раскрашиваются цветными карандашами с соблюдением

всех правил по их оформлению. В стратиграфической колонке к карте 12 отложения каменноугольной и юрской систем расчленены на три отдела, а отложения перми – на два отдела. Геологическую карту не раскрашивают, а построения на ней выполняются карандашами или тушью.

4. Историю геологического развития района описывают в возрастной последовательности (предварительно определив весь временной интервал) от самых ранних периодов к самым молодым. Анализ геологических событий следует начать с выяснения вопроса о происхождении пород, участвовавших в сложении геологических тел, их возраста. Далее следует разобраться во взаимоотношениях толщ – согласное или несогласное их залегание и типы несогласия. Согласное залегание слоев отражает непрерывность процесса осадконакопления. В результате анализа геологического строения участка Вы должны восстановить последовательность всех геологических событий, периоды формирования толщ осадочных, эффузивных и метаморфических пород, тектонических движений, приводящих к трансгрессиям и регрессиям моря или перерывам в осадконакоплении и денудации, проявление магматизма, метаморфизма и образование складок и дизъюнктивов.

3.3. ПЛИКАТИВНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

Пликативные формы залегания горных пород образуются при тектонических деформации, результатом которых являются разнообразные изгибы слоев. В нефтяной геологии удобно использовать геометрическую классификацию пликативных дислокаций (табл. 3), основанную на замкнутости (открытости) структурных форм. Такая классификация отвечает на вопрос о том, могут ли образовывать рассматриваемые дислокации самостоятельные ловушки для нефти и газа.

Таблица 3

<i>Классификация пликативных дислокаций</i>		
Незамкнутые (не образуют самостоятельных ловушек)	Полузамкнутые (могут образовывать незначительные самостоятельные ловушки)	Замкнутые (могут образовывать самостоятельные ловушки)
Флексуры, моноклинали	Структурные носы, структурные заливы,	Складки

3.3.1. Понятие об условиях деформации горных пород

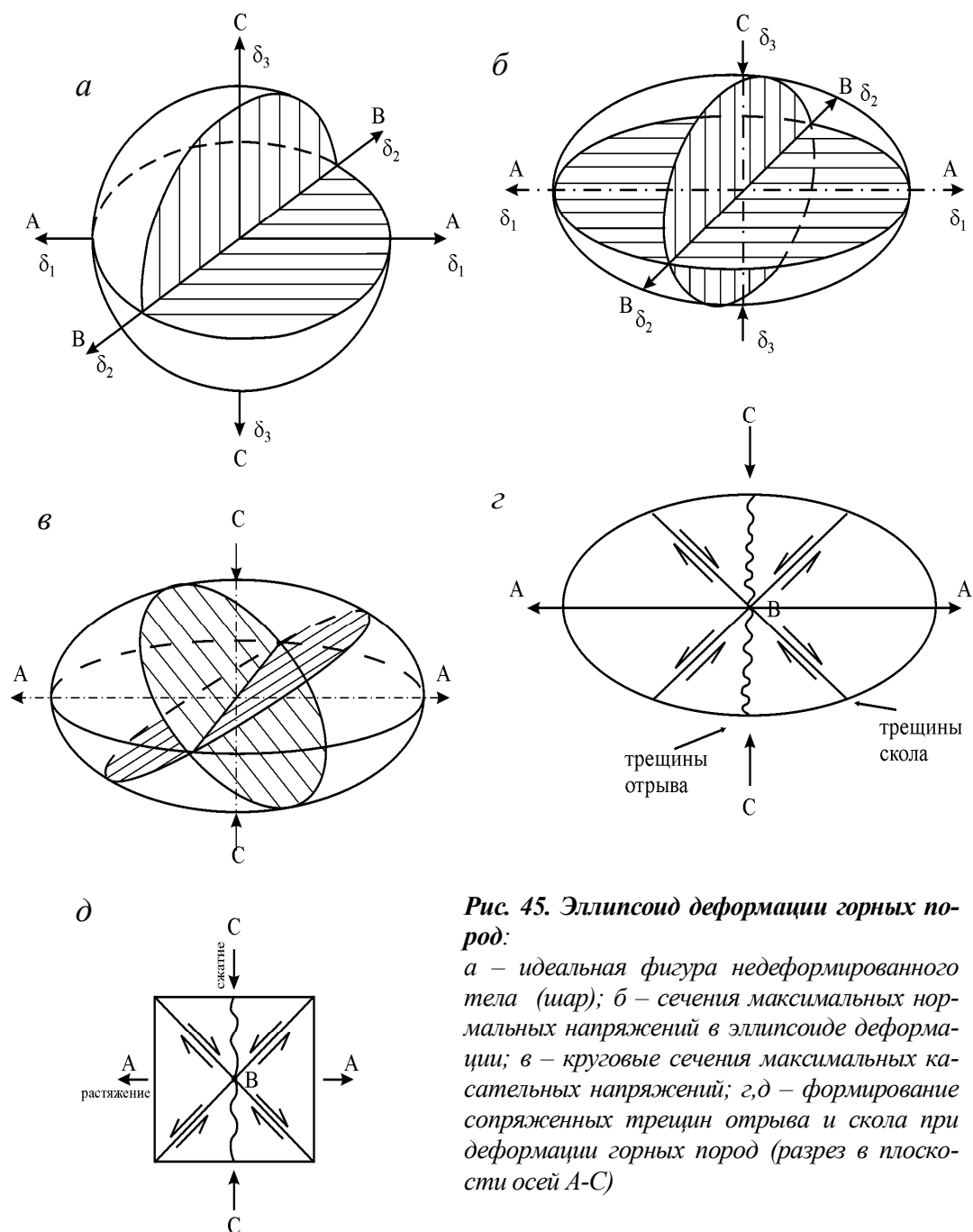


Рис. 45. Эллипсоид деформации горных пород:

а – идеальная фигура недеформированного тела (шар); б – сечения максимальных нормальных напряжений в эллипсоиде деформации; в – круговые сечения максимальных касательных напряжений; г, д – формирование сопряженных трещин отрыва и скола при деформации горных пород (разрез в плоскости осей А-С)

В земной коре на горные породы действуют различные нагрузки, которые вызывают в них появление противодействующих напряжений. При достаточной величине нагрузки в горных породах возникают деформации. *Деформацией* тела называется изменение формы и объема под действием внешних сил. Деформации в земной коре подразделяются на упругие и остаточные. Упругой называется такая деформация, при которой твердое тело после снятия нагрузки возвращается к первоначальной форме.

начальному состоянию. При всех деформациях существует предел упругости. Если он превышен, то возникает остаточная деформация, которая не исчезает после устранения нагрузки. Остаточная деформация подразделяется на пластическую и хрупкую. Под пластической деформацией понимается остаточная деформация, которая не нарушает целостности материала. Хрупкой называют такую деформацию, при которой тело разрушается.

Внутренние силы, возникающие в теле и стремящиеся уравновесить действие внешних сил, называются силами упругости. Величина этих сил, приходящихся на единицу площади поперечного сечения тела, называется *напряжением*. Для наглядного представления явления деформации твердых тел в структурной геологии используется вспомогательная форма – *эллипсоид деформации*. Если за исходную идеальную форму взять шар внутри слоя или массива породы, то после деформации он превращается в трехосный эллипсоид сжатия–растяжения и сдвига (рис. 45 б). Максимальные напряжения возникают в сечениях, по отношению к которым сжимающие или растягивающие усилия направлены перпендикулярно. Эти напряжения называются нормальными (рис. 45 б).

Кроме нормальных напряжений в телах возникают, так называемые, касательные (тангенциальные или скалывающие) напряжения. Максимальные тангенциальные напряжения образуются в сечениях, расположенных под углом около 45° к направлению сжимающих или растягивающих усилий (рис. 45 в). При непрекращающемся действии

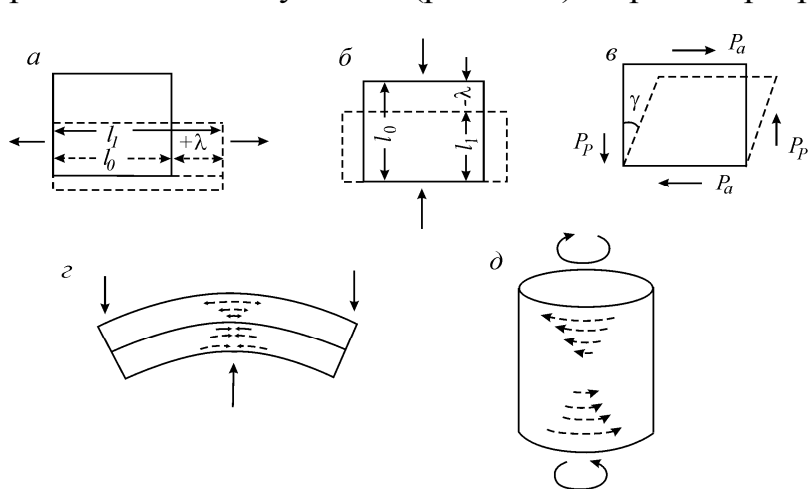


Рис. 46. Различные виды деформаций [20]: а – растяжение, б – сжатие, в – чистый сдвиг, г – изгиб, д – кручение; сплошные стрелки – действующие силы, пунктирные – смещения; l_0 – начальные размеры; l_1 – размеры после деформации; $\pm\lambda$ – изменение размеров в процессе деформации; P_a – активные силы; P_p – реактивные силы; γ – угол сдвига

нагрузок за пределами прочности горные породы вначале пронизываются трещинами, а затем разрушаются.

При непродолжительном времени нагрузки, например в рамках опыта, горные породы способны только к разрушению. Если воздействие сил осуществляется длительное время (тысячи и миллионы лет), то породы могут испы-

тывать вязкое течение в твердом состоянии без образования разрывов даже при небольших напряжениях. Так образуются складки, кливаж и другие виды деформаций.

При деформациях частицы породы перемещаются относительно друг друга, что может быть обусловлено силами, вызывающими в породах сжатие, растяжение, изгиб, кручение или иные виды деформации (рис. 46). Все, даже самые сложные деформации, можно свести к комбинации трех простейших видов: сжатию, растяжению и сдвигу.

В процессе деформации горные породы могут испытывать три последовательных стадии деформации: упругую, пластическую и хрупкую.

Упругая деформация. Под упругостью понимают способность тел восстанавливать свою первоначальную форму и размеры после устранения сил, вызывающих деформацию. В горных породах упругая деформация незначительна, но при определенных условиях может быть весьма ощутимой. Этим видом деформации объясняется, например, «стреляние» – отделение глыб горных пород от стенок карьеров и подземных выработок.

Пластическая деформация выражается в способности тела сохранять деформацию после снятия действия нагрузки. Почти все горные породы в той или иной степени обладают свойствами пластичности.

Механизм пластической деформации заключается в закреплении упругой деформации, вызванной той или иной нагрузкой, путем распределения частиц и принятия ими нового устойчивого положения. Частицы перемещаются в направлении максимальных касательных напряжений, а напряжения в теле падают до величины, отвечающей пределу упругости. В обычных условиях пластичные материалы и горные породы (гипс, соли, лед, глины, насыщенные водой, и др.) способны выдержать значительную пластическую деформацию без разрушения. В хрупких породах непосредственно за упругой деформацией или после незначительной пластической деформации наступает разрушение. Если деформация происходит под воздействием большого всестороннего давления и при высокой температуре, например, на большой глубине, или в результате даже незначительных по величине сил, но очень длительно миллионы лет, то даже хрупкие, на первый взгляд, породы (известняки, глинистые сланцы, песчаники и др.) могут стать высокопластичными телами. Именно этим объясняется образование складчатых деформаций в толщах осадочных горных пород.

Хрупкая деформация. Если напряжения в деформируемых горных породах достигают предела прочности, то породы начинают разрушаться. Для многих пород предел прочности может быть достигнут еще в процессе упругой деформации, а разрушение – непосредственно за упругой

деформацией и может рассматриваться как хрупкое. Разрушение может наступить и в процессе пластической деформации, т.е. когда уже достигнут предел упругости. Такое разрушение, следующее за пластической деформацией, называется вязким.

И в хрупких, и в вязких горных породах в зависимости от положения разрыва в поле напряжений различают два вида разрушения: отрыв и скалывание. Орыв вызывается нормальными растягивающимися напряжениями, поэтому тело распадается в плоскости максимальных растягивающих нормальных напряжений. Скалывание вызывается касательными напряжениями, и разрушение в этом случае происходит в плоскости максимальных касательных напряжений. Орыв обычно бывает хрупким, а скалывание – вязким.

При растяжении тела и хрупком разрушении оно распадается в направлении, поперечном оси растяжения, параллельно площадкам, на которых возникают максимальные нормальные напряжения (рис. 47а). При сжатии трещины отрыва направлены параллельно оси сжатия и нормально к оси поперечного удлинения (рис. 47 б). При сдвиге процесс разрушения породы более сложен.

Сдвиг вызывается двумя силами (парой сил), действующими в противоположных параллельных направлениях и приложенных к различным точкам тела. При этом тело, подвергшееся сдвигу, не должно ни двигаться, ни вращаться. Поэтому кроме активной (действующей) пары сил к телу должна быть приложена вторая пара реактивных сил, препятствующих движению тела, которое может быть вызвано активной парой сил (рис. 48 в). Сложив пары сил (активную и реактивную), как это изображено на рис. 47, получим

две главные оси деформации, одна из которых является осью растяжения, а другая – сжатия. Отсюда следует, что деформация тела при сдвиге происходит одновременно по двум направлениям, одно из которых служит осью сжатия, а другое – осью растяжения. Оси расположены под углом 45° относительно направления приложенных сил.

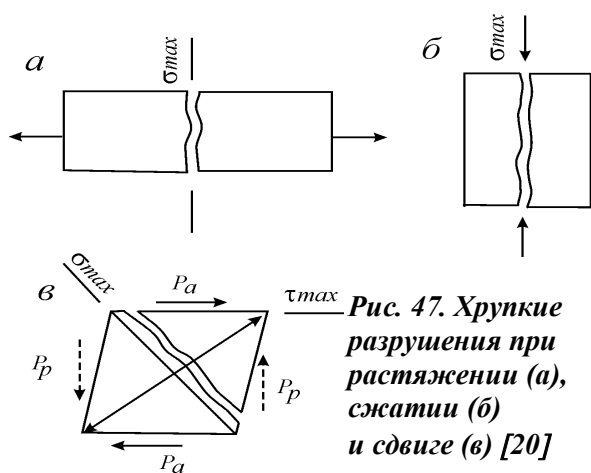


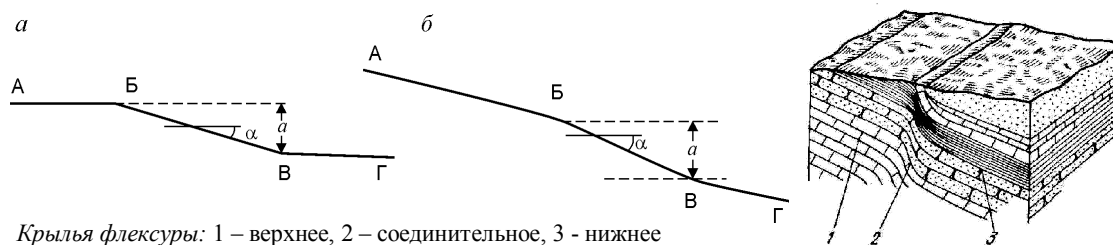
Рис. 47. Хрупкие разрушения при растяжении (а), сжатии (б) и сдвиге (в) [20]

3.3.2. Незамкнутые пликативные структурные формы

К незамкнутым пликативным структурным формам относятся флексуры.

Флексура (от латинского *flexura* – изгиб) – коленообразно изогнутые в разрезе слои. Они часто встречаются как локальное осложнение моноклиналей или горизонтально залегающих слоев.

Элементы флексуры. В вертикальных разрезах во флексурах выделяются следующие элементы (рис. 48): верхнее, или поднятое, крыло (АБ); нижнее, или опущенное крыло (ВГ); смыкающее крыло (БВ), угол наклона смыкающего крыла (α); вертикальная амплитуда смыкающего крыла (a).



Крылья флексуры: 1 – верхнее, 2 – соединительное, 3 – нижнее

Рис. 48. Строение флексуры при горизонтальном (а) и наклонном (б) залегании пород [20]

Флексуры, развитые в породах с наклонным залеганием, могут быть согласными и несогласными (табл. 4; рис. 49). В согласных флексурах верхнее, нижнее и смыкающее крылья наклонены в одну и ту же сторону, в несогласных – верхнее и нижнее крылья наклонены в одну сторону, а смыкающее крыло – в противоположную. Помимо флексур в условиях наклонного залегания встречаются участки с менее крутым или горизонтальным залеганием слоев, называемые *структурными террасами*. Если такой участок вытянут по направлению наклона моноклинали, он называется *структурным носом*.

Таблица 4

Классификация флексур по положению крыльев	
Название флексуры	Характеристика флексуры
Согласная	Смыкающее крыло, верхнее и нижнее падают в одну сторону
Несогласная	Смыкающее крыло, верхнее и нижнее падают в разные стороны
Структурная терраса	Смыкающее крыло горизонтальное, а верхнее и нижнее крылья наклонные
Наклонная	Смыкающее крыло наклонное
Вертикальная	Смыкающее крыло вертикально

Важной характеристикой флексуры как структурной формы является соотношение времени осадконакопления и тектонических движений, вызывающих изгиб. По этому признаку флексуры разделяются на две группы: *конседиментационные* – в которых осадконакопление происходит одновременно с образованием флексуры и *постседиментационные*, деформация которых происходит после образования толщи. Конседиментационные флексуры обычно значительно больше по размерам, чем постседиментационные.

Виды флексур	Согласная	Несогласная	Горизонтальная	Структурная терраса	Вертикальная
Геологическая карта					
Разрез					
Структурная карта					

Рис. 49. Изображение флексур различных видов на геологических картах [28]

Флексуры распространены, главным образом, в осадочном чехле платформ, особенно на их окраинах. Часто флексуры встречаются как осложнение моноклиналей или горизонтально залегающих слоев. По простиранию они распространяются на десятки километров, а вертикальная амплитуда их смыкающих крыльев составляет десятки и сотни метров.

Каждой группе флексур свойственны существенные отличия строения. Флексуры, возникшие после осадконакопления, не имеют различий в мощностях и фациях на крыльях (если только фации не менялись под влиянием каких-либо общих причин в процессе осадконакопления). В этом случае флексуры устанавливаются по чисто геометрическим признакам: увеличению угла падения на смыкающем крыле, изгибанию в местах сочленения смыкающего крыла с опущенным и приподнятым крыльями, различию в геометрическом положении крыльев. Углы наклона верхнего и нижнего крыльев флексуры могут быть как одинаковыми, так и различными. Такие флексуры широко развиты в складчатых областях и краевых прогибах. Реже они отмечаются на платформах.

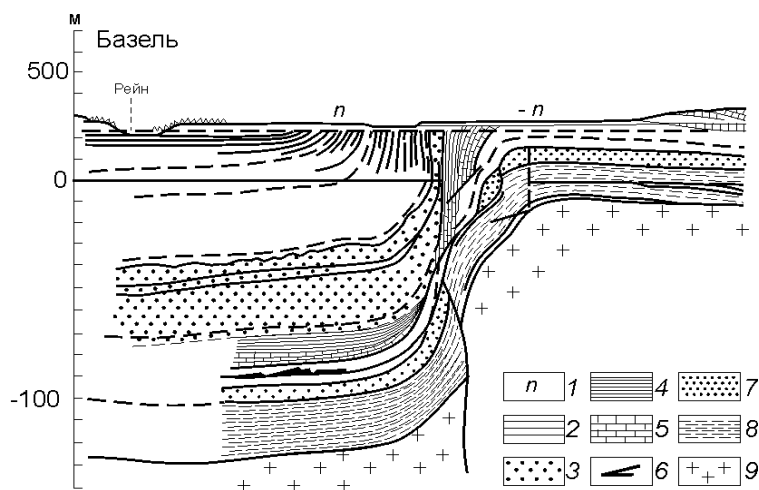


Рис. 50. Строение флексуры в слоях юрского и палеогенового возраста, отражающее движения по сбросу в кристаллическом фундаменте. Разрез через долину Рейна у Базеля, по А.Гейму[2]: 1 – аллювиальные террасы; 2 – палеоген; 3 – юра; 4 – верхний триас; 5 – средний триас; 6 – ангидрид и гипс; 7 – нижний триас; 8 – пермь; 9 – породы кристаллического фундамента

Значительно сложнее строение флексур, формирующихся одновременно с накоплением осадков. Их отличия выражены в резком изменении мощностей и фаций на крыльях (рис. 50). На нижних, опущенных, крыльях обычно наблюдаются наиболее полные стратиграфические разрезы пород с наибольшими мощностями и тонкообломочные глинистые и карбонатные фации. На смыкающих крыльях мощности пород наименьшие, здесь часто проявлены перерывы с выпадением отдельных членов стратиграфического разреза. Смыкающим крыльям свойственны грубообломочные фации и нередко рифогенные образования. На приподнятых крыльях, мощности пород значительно меньше, чем на опущенных крыльях.

Слагающие их фации обычно грубообломочные. Смыкающие крылья описываемых флексур на глубине нередко осложняются разрывами (рис. 51). Признаки, по которым можно различить постседиментационные и конседиментационные флексуры, приведены в табл. 5. По этим признакам можно отличать и другие конседиментационные дислокации от постседиментационных.

Таблица 5

<i>Отличительные признаки флексур</i>		
Признаки	Конседиментационные	Постседиментационные
Мощность	Максимальная в опущенном крыле, минимальная в смыкающем крыле	Мощности не отличается
Литологический состав	Тонкообломочные, глинистые и карбонатные породы в опущенном крыле. Грубообломочные и рифовые фации в смыкающем крыле, грубообломочные фации в поднятом крыле.	Литологический состав не отличается
Полнота разреза	Разрез полный в опущенном крыле, с перерывами в поднятом крыле	Одинаковая
Распределение напряжений	Сосредоточены исключительно в смыкающем крыле и на глубине нередко осложняются разрывами	Имеет различную природу в кровле и подошве деформируемых слоев

Флексуры распространены во многих тектонических структурах земной коры. На Русской платформе, например, известны Бирючевская, Бугурусланская, Волгоградская, Токаревская флексуры, представляющие собой крутые крылья валов.

Самостоятельное значение для нефтегазовой геологии в качестве ловушек для нефти и газа имеют несогласные флексуры, переходящие по простиранию в моноклиналь [28].

3.3.2.1. Признаки флексур на геологических картах, разрезах и материалах дистанционных съемок

На геологических картах флексуры выглядят как комбинации наклонного залегания с различным углом наклона по падению слоев. При горизонтальном залегании слоев флексура будет фиксироваться по пересечениям границ напластования с горизонталями рельефа с разными абсолютными отметками.

На структурных картах флексуры изобразятся в виде системы параллельных изогипс с различным заложением. Величина заложения тем больше, чем положе залегает слой.

На разрезах, параллельных простиранию, флексуру, так же, как и моноклинали, невозможно отличить от горизонтального залегания.

На аэрофотоснимках и космических снимках флексуры выглядят так же, как наклонно залегающие слои, и характеризуются теми же признаками, за исключением смыкающего крыла, которое часто сопровождается линейными зонами повышенной трещиноватости.

Вопросы для самоконтроля :

1. Что такое пликативные дислокации?
2. Что такое флексура?
3. Какие элементы имеют флексуры?
4. Изобразите флексуры различных видов.
5. Как выглядят флексуры разных видов на структурных картах?
6. Как отличить конседиментационную флексуру от постседиментационной?
7. Какую роль играют флексуры в строении платформ?

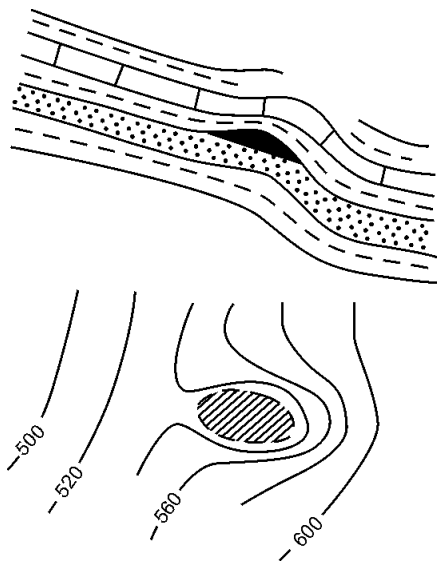


Рис. 51. Залежь нефти, связанная со структурным носом (по А.А. Бакирову и др.) [28]

3.3.3. Полузамкнутые структурные формы

К полузамкнутым структурным формам относятся структурный *нос* и *структурный залив* – такие формы, у которых изображающие их стратонизогипсы на структурных картах изогнуты, но незамкнуты.

3.3.3.1. Структурный нос

Структурный нос представляет собой половинку антиклинали, расположенной на моноклинали. В рельефе аналогией структурного носа может служить отрог хребта или уступ на склоне. Структурные носы обычно встречаются как локальные

осложнения моноклиналей и флексур на платформах (рис. 51). К элементам структурного носа обычно относят его длину, ширину, высоту и амплитуду.

Длиной структурного носа называется длина прямой, соединяющая самые крайние, неизогнутые стратоизогипсы, вкрест их простирания.

Шириной структурного носа называется длина прямой, соединяющая точки, на которых выпрямляется самая нижняя стратоизогипса по ее простиранию. Высотой (амплитудой) структурного носа называется максимальное расстояние по вертикали между самой высокой точкой структурного носа и той начальной наклонной поверхностью, осложнением которой является структурный нос.

По соотношению со временем осадконакопления и тектоническими деформациями выделяются конседиментационные и постседиментационные структурные носы. Признаки, по которым их можно разделить, те же, что у флексур. По простиранию структурные носы обычно переходят в моноклинали, либо переходят в разломы. По разрезу – либо переходят в моноклинали (флексуры), либо переходят в складки.

На геологической карте с плоским рельефом выходы геологических границ образуют своеобразный рисунок (рис. 52, а).

На структурных картах структурные носы изобразятся подобным же очертанием стратоизогипс (рис. 52, б).

В отличие от структурных форм, описанных ранее, структурный нос невозможно охарактеризовать единственным разрезом – в одном сечении он выглядит как антиклинальная складка, а в другом – как флексура (рис. 52, в и 52, г).

Структурная карта структурного носа может быть построена любым из методов построения структурных карт. Методика построения

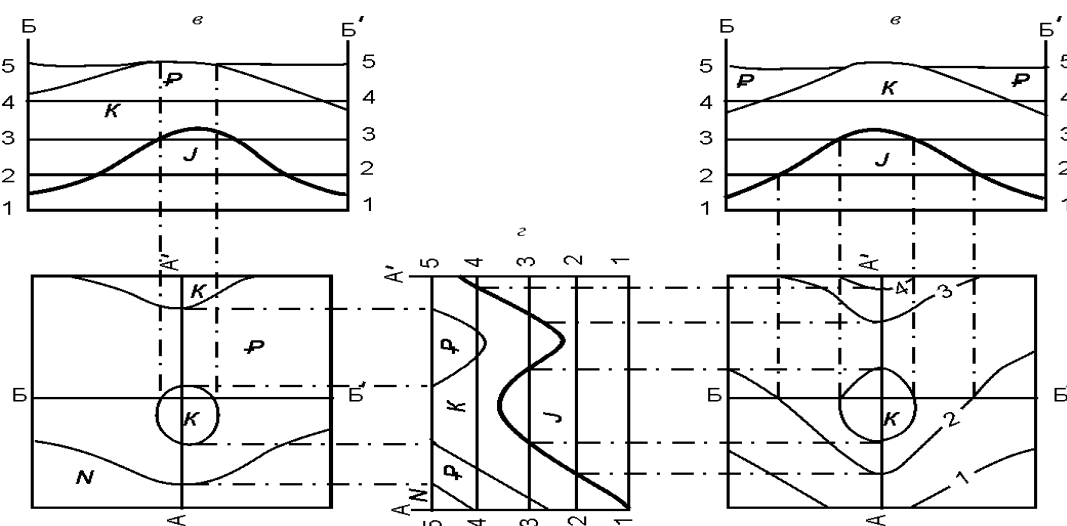


Рис. 52. Геологическая (а), структурная (б) карты и геологические разрезы (в, г) структурного носа [28]

разреза структурного носа по геологическим картам та же, что и для наклонно залегающих слоев и флексур. Значение структурных носов для нефтегазовой геологии не очень велико, хотя в них иногда образуются самостоятельные залежи, относящиеся к структурному классу (рис. 51).

3.3.3.2. Структурный залив

Структурный залив – это половинка синклинали, расположенная на моноклинали. В рельефе аналогией структурного залива может служить ложбина или чашеобразная впадина на склоне. Структурные заливы обычно встречаются как локальные осложнения моноклиналей и флексур на платформах. К элементам структурного залива, так же, как и у структурного носа, относят его длину, ширину, высоту.

По соотношению со временем осадконакопления и изгибом выделяются конседиментационные и постседиментационные структурные заливы. Признаки, по которым их можно разделить, те же, что у структурных носов. По простиранию структурные заливы обычно переходят в моноклинали, либо переходят в разломы. По разрезу – либо переходят в моноклинали (флексуры), либо переходят в складки.

На геологической карте с плоским рельефом выходы геологических границ структурного залива образуют своеобразный рисунок (рис. 54). На структурных картах структурные заливы изобразятся подобным же очертанием стратоизогипс.

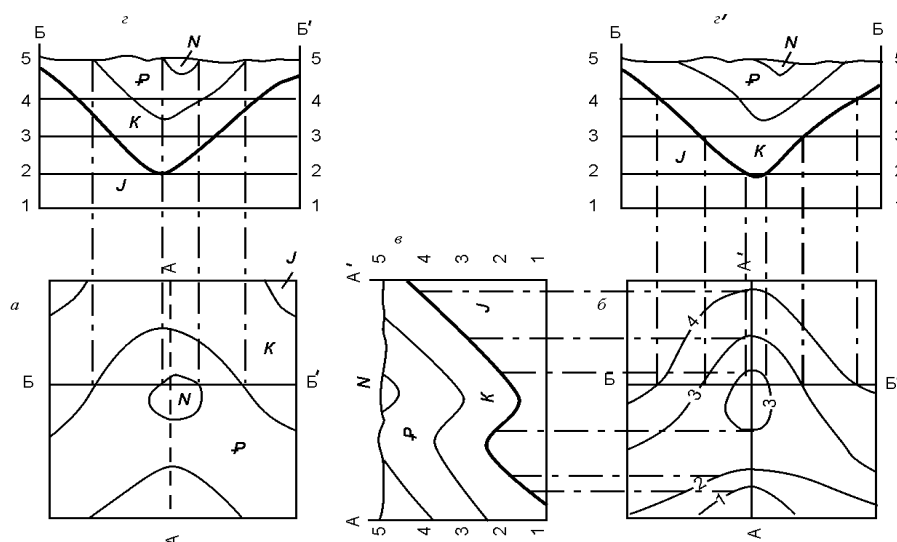


Рис.53. Геологическая (а), структурная (б) карты и геологические (в,г) разрезы структурного залива [28]

Так же, как структурный нос, структурный залив невозможно охарактеризовать единственным разрезом – в одном сечении он выглядит как синклинальная складка, а в другом – как флексура.

Структурная карта структурного залива может быть построена любым из ме-

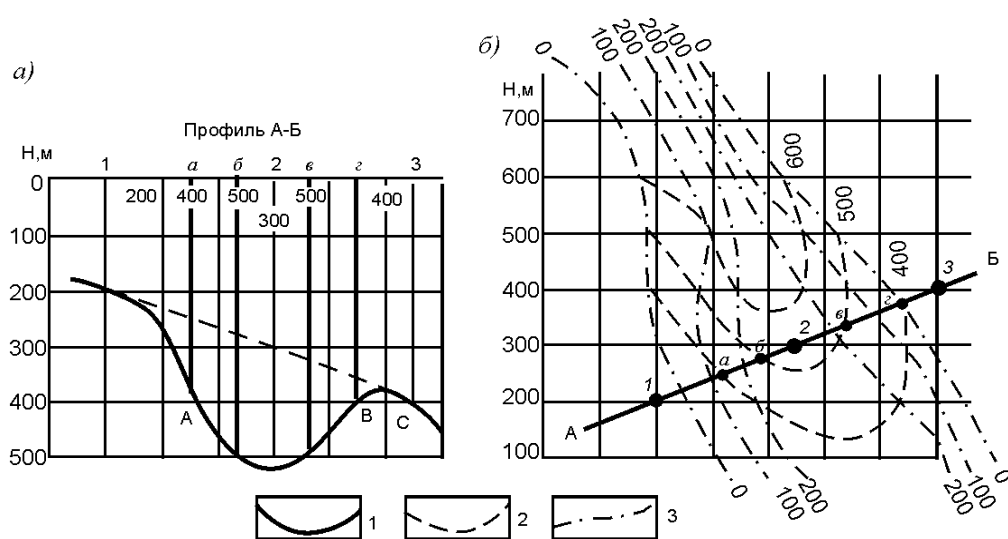


Рис. 54. Профили А – Б (а) и наклонная структурная карта (б) эрозионной впадины: 1 – изогипсы моноклинали, 2 – изогипсы подошвы эрозионной впадины, 3 – изолинии глубины эрозионной впадины (по М.А. Жданову) [28]

тодов построения структурных карт. Так же, как и для структурного носа, структурные карты структурного залива отражают не абсолютную отметку маркирующего горизонта, а отклонение от той начальной поверхности, осложнением которой является данный структурный залив (рис. 54). Структурный нос на такой карте будет неотличим от синклинальной складки. Методика построения разрезов структурного залива по геологическим картам практически та же, что и для наклонно залегающих слоев, так же, как другие геометрические построения флексур на картах и разрезах. Самостоятельного значения структурные заливы для нефтегазовой геологии не имеют.

3.3.3.3. Изображение полузамкнутых структур на геологических чертежах

Если необходимо один и тот же структурный нос или залив изобразить на геологической, структурной карте и разрезе, построение удобно начинать с изображения данного структурного носа на геологической карте (рис. 52, 53 стратиграфические подразделения выбраны произвольно). Затем следует построить по этой карте два взаимно перпендикулярных геологических разреза. Стратиграфическая принадлежность и мощность слоев ниже поверхности земли также выбираются произвольно (рис. 52 в, г, 53 в, г.). После этого на разрезах необходимо выбрать опорную поверхность, по которой будет построена будущая структурная карта. Далее следует спроецировать точки пересечения опорной поверхности с горизонталями на рельефе на линии разрезов на будущей структурной карте и, наконец, соединить одинаковые высотные отметки, сообразуясь с очертаниями геологических границ (рис. 52,б; 53,б).

3.3.4. Закрытые структурные формы

К закрытым структурным формам относятся разнообразные складки. Складками называются волнообразные изгибы слоев осадочных, вулканических и метаморфических пород, возникающие при пластических деформациях. Совокупность складок образует складчатость (рис. 55, 56).

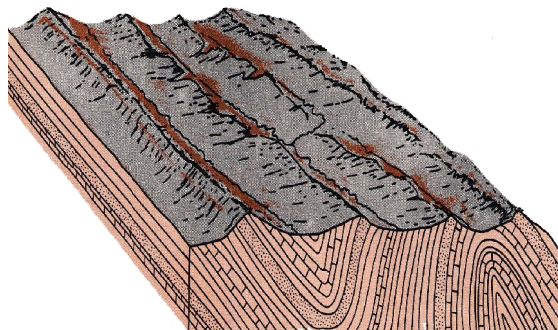


Рис. 55. Складчатая структура осадочных толщ (Аппалачские горы)

Изгибы, имеющие форму складок, могут появиться в процессе образования пород, например, структуры облекания неровностей поверхностей несогласия, или при движении застывающих лав.

Складчатость типична только для слоистых толщ. В породах с массивным сложением (например, интрузивных) складки не образуются, а пластические деформации реализуются в других формах.

Складкообразование невозможно без перемещения пород и вызывается, главным образом, эндогенными процессами, важнейшие среди которых – тектонические движения.



Рис. 56. Синклиальная складка

Среди складок выделяются две основные разновидности – антиклинальные и синклиналичные. *Антиклинальными складками* (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы по сравнению с краевыми, периферическими частями (рис. 59а). В *синклиналичных складках* (синклиналях) центральные части сложены более молодыми породами по сравнению с породами краевых частей (рис. 59б). В сильно деформированных толщах (главным образом, метаморфических) стратиграфический критерий определения антиклинальных и синклиналичных складок может быть неприменим, и тогда пользуются нейтральными терминами: складки, обращенные выпуклостью вверх, называют антиформой, выпуклостью вниз – синформой.

3.3.4.1 Складки и их элементы

В складке выделяются следующие элементы (рис. 57 и 58).

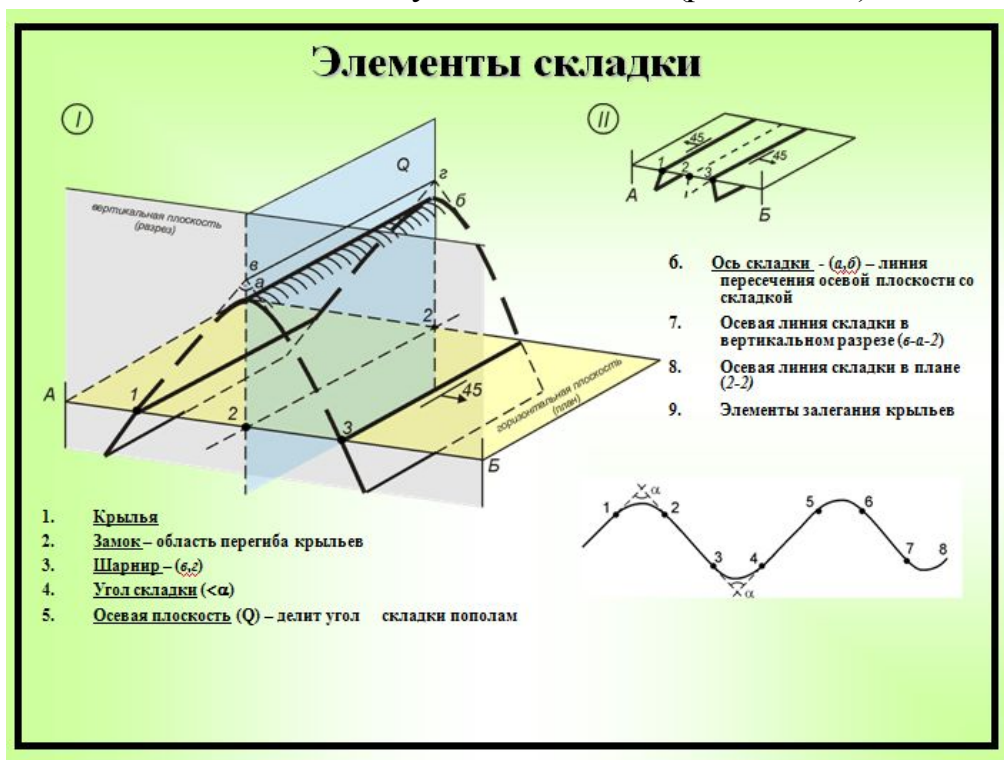


Рис. 57. Элементы складки
(М.А.Усов, 1940)

Рис. 58. Элементы сопряженных
складок в разрезе

Часть складки в месте перегиба слоев называется замком или сводом (1–2; 3–4; 5–6; 7–8 на рис. 58). При характеристике пород, слагающих центральные части складок, употребляют термин «ядро». Части складок, примыкающие к своду (замку), называются крыльями (2–3; 4–5; 6–7 на рис. 58). У смежных антиклиналей и синклиналей одно крыло является общим. Угол, образованный продолжающимися плоскостями крыльев

складок, называется *углом складки* (α).

Осевой поверхностью (плоскостью) складки называется вертикальная или наклонная плоскость, проходящая через точки *перегиба слоев, составляющих складку*. *Осевая поверхность (плоскость)* делит угол складки *пополам* (рис. 57, 60). *Осевой линией складки* называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа (рис. 57, 60). Осевая линия характеризует ориентировку складки в плане. Ее положение определяется азимутом простирания. На карте осевая линия складки находится путем соединения точек, расположенных в местах перегиба слоев на плане (рис. 60).

Шарнир складки – линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев (кровлей или подошвой), составляющих складку (рис. 60). Шарнир расположен в складке на поверхности слоя на месте его перегиба. Он характеризует строение складки вдоль ее осевой поверхности. Положение шарнира определяется азимутом его погружения (или воздымания) и углом погружения (или воздымания).

Положение шарнира на картах не всегда совпадает с осевой линией складки. Только в случае вертикальности осевой поверхности складки изображение шарнира и осевой линии совмещаются на карте. В складках с наклонной осевой поверхностью положения шарнира и осевой линии на карте могут сильно различаться.

Для установления направления наклона шарнира следует сравнить

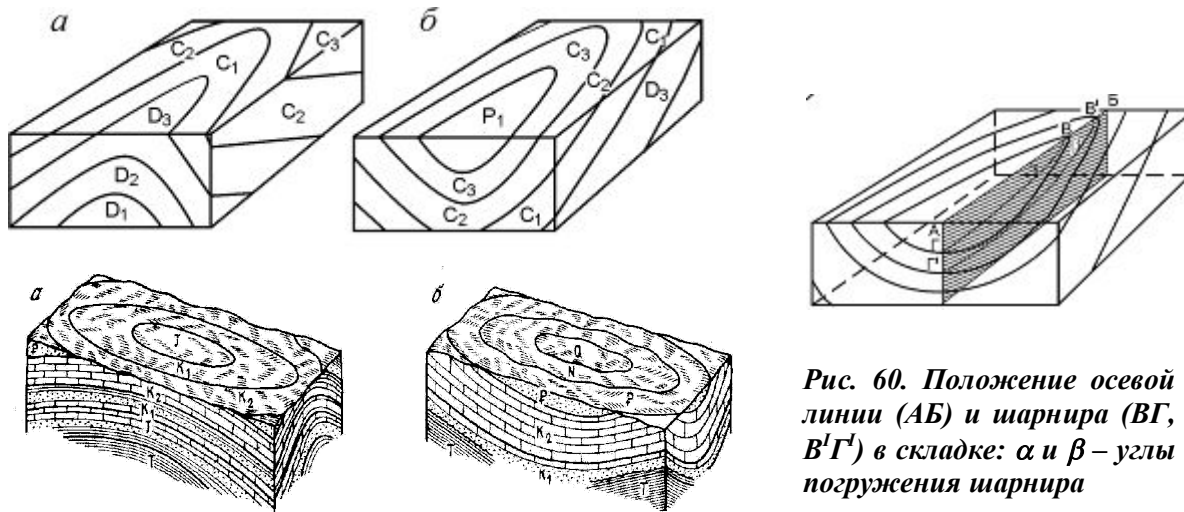


Рис. 60. Положение осевой линии (АБ) и шарнира (ВГ, В'Г') в складке: α и β – углы погружения шарнира

Рис. 59. Антиклинальная (а) и синклиналиная (б) складки

возраст слоев в местах их пересечения осевой линией складки. Шарнир погружается в направлении к более молодым породам.

Размеры складок характеризуются длиной, шириной и высотой. *Длина складки* – это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира. *Ширина складки* складывается из расстояния между осе-

выми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. *Высотой складки* называется расстояние по вертикали между замками антиклинали и смежной с ней синклинали, измеренное по одному и тому же слою.

3.3.4.2. Морфологическая классификация складок

Классификации складок основаны на различных принципах. В основу может быть положена форма складок или их происхождение. Классификация, в которой складки разделены по форме, называется морфологической, а отражающая условия образования складок – генетической. В морфологических и генетических классификациях учитываются различные свойства, поэтому они не исключают, а дополняют друг друга.

В морфологической классификации разделение складок основано на следующих признаках (табл. 6.).

Таблица 6

Морфологическая классификация складок				
Признаки	Виды складок			
По положению выпуклости	Антиклинальная		Синклинальная	
По форме замка	Округлая	Острая	Тупая	Сундучная (коробчатая)
По положению осевой плоскости	Симметричная (осевая плоскость вертикальная)	Асимметричная - осевая плоскость		
		Наклонная	Горизонтальная	Перевернутая
	Прямая	Косая, опрокинутая	Лежачая	Ныряющая (или перевернутая)
По положению крыльев	Обычная (нормальная) – крылья падают в разные стороны		Изоκлинальная (прямая и опрокинутая)	Веерообразная
По отношению длины (L) и ширины (S) складки	Линейная $L:S > 3:1$		Брахиформная $L:S < 3:1$ а) брахиантκлинали б) брахисинκлинали	Куполовидная Чашевидная $L:S = 1,2:1$
По соотношению мощности пород на крыльях (κ) и замке (з)	Концентрическая $m_3 = m_κ$	Подобные $m_3 \gg m_κ$	Складка уплотнения $m_3 < m_κ$	Диapiroвая $m_3 < m_κ$
По положению оси (шарнира)	С горизонтальной осью (шарнира)		С наклонной осью (шарнира)	С ундулирующей осью (шарнира)

I. По положению осевой поверхности выделяют складки.

А. *Симметричные складки (прямые)* с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 61).

Б. *Асимметричные складки* с наклонной или горизонтальной осевой по-

верхностью и различными углами наклона крыльев (рис. 61). Они, в свою очередь, могут быть разделены на четыре вида:

1) *наклонные (косые)* складки с падением крыльев в противоположные стороны, различными углами и наклонной осевой поверхностью;

2) *опрокинутые* складки с крыльями, направленными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью. В опрокинутой складке различаются нормальные опрокинутые (или подвернутые) крылья. В нормальном крыле породы залегают в порядке наслоения, т.е. молодые отложения располагаются выше древних; в опрокинутом – соотношение между древними и молодыми породами обратное: древние породы перекрывают молодые;

3) *лежащие* складки с горизонтальным положением осевых поверхностей (рис. 61,7);

4) *ныряющие* или *перевернутые* складки с осевой поверхностью, изогнутой до обратного наклона (рис. 61,8).

II. По соотношению между крыльями складок выделяются:

1) *обычные* или *нормальные* складки с падением крыльев в разные стороны (рис. 62 а);

2) *изоклиальные* складки с параллельным расположением крыльев; при вертикальном положении крыльев изоклиальные складки называются прямыми (рис. 62 б), при наклонных крыльях – опрокинутыми (рис. 62 в);

3) *веерообразные* складки с веерообразным расположением слоев (рис. 62 г); ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатými, т. е. отделенными от остальных их частей (рис. 62,д).

III. По форме замка различаются (рис. 63):

1) *округлые (выпуклые)*;

2) *острые* складки с углом складки меньше 90° ;

3) *тупые* складки с углом складки более 90° ;

4) *сундучные* (или *коробчатые*) складки с плоскими замками и крутыми крыльями.

По отношению длины к ширине различают линейные, брахиформные и куполовидные складки. *Линейными* называют складки, в которых отношение длины к ширине больше пяти. Складки овальных очертаний, у которых это отношение меньше, называют *брахиформными* (брахиантиклиналями и брахисинклиналями). При приблизительно одинаковых поперечных размерах складки называются *куполовидными*, а синклинальные складки этого вида – *чашевидными* или *мульдами* (рис. 64.).

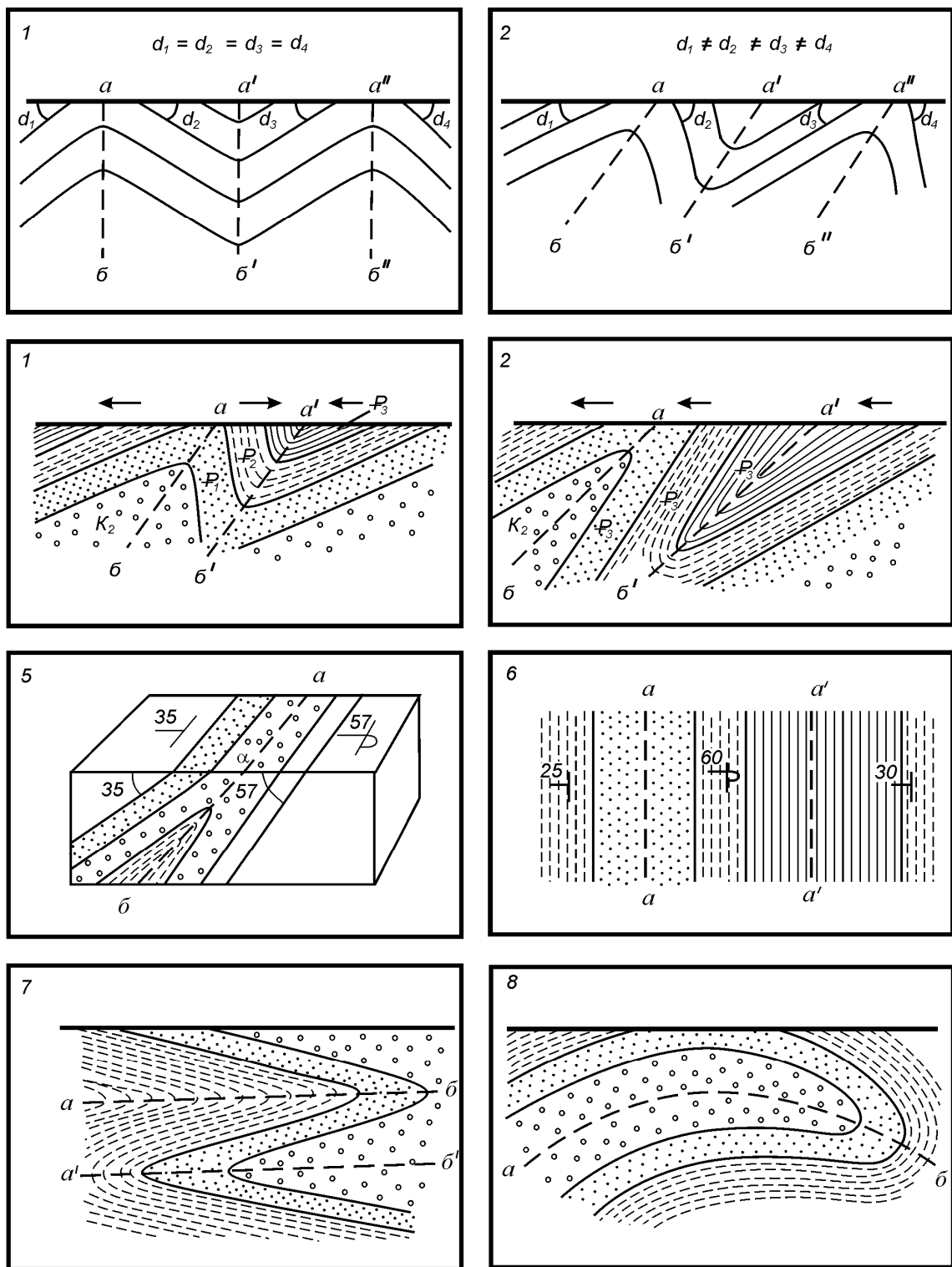


Рис. 61. Классификация складок по положению осевой поверхности[20]: 1 – симметричные складки; 2 – асимметричные; 3 – наклонные; 4–6 – опрокинутые (4 – в вертикальном разрезе, 5 – на блок-диаграмме, 6 – в плане); 7 – лежащие; 8 – ныряющие; а-а и а'-а' – осевые линии складок; а-б, а'-б', а''-б'' – осевые поверхности складок в разрезах

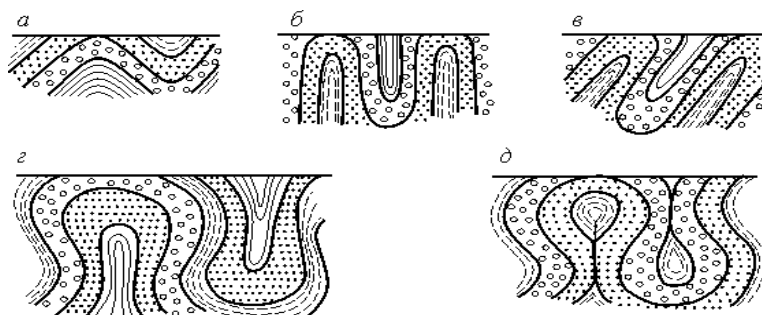


Рис. 62. Классификация складок по положению крыльев (разрез) [20]: а – простые; б, в – изоклиналильные (б – прямые, в – опрокинутые); г – веерообразные; д – веерообразные с пережатым ядром

Положение складок в земной коре определяется ориентировкой их шарниров. На поверхности Земли при горизонтальных шарнирах крылья складок параллельны осевой линии. Там, где шарнир погружается или воздымается, слои огибают осевую линию. (рис. 63 а,б). Участки антиклинальных складок, где шарнир наклонен, носят название периклинального замыкания или погружения.

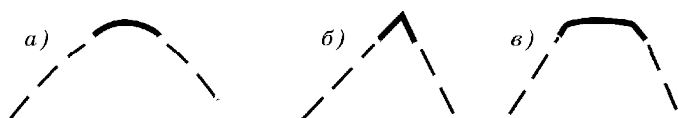


Рис. 63. Формы замка складок

Слои на таких участках падают в стороны от ядра складки. В синклинальных складках слои, огибая ось складки, наклонены к ее ядру. Такие части складки называются центриклинальным замыканием или погружением.

В породах, подвергшихся интенсивному региональному метаморфизму и



Рис. 64. Характеристика складок по отношению длины, ширины и высоты

превращенных в сланцы и гнейсы, нередко наблюдаются складки, шарниры которых имеют вертикальное положение. Углы наклона слоев на крыльях таких складок обычно крутые или равны 90° .

3.3.4.3. Динамические условия образования складок

Генетические классификации складок также разнообразны, как и морфологические, и, прежде всего, зависят от динамических обстановок, существующих в земной коре, и конкретных геологических условий.

Различия в динамической обстановке, существующей в земной коре, позволяют разделить складки на две крупные группы: складки изгиба и складки течения.

Складки изгиба возникают при продольном сжатии, поперечном изгибе и воздействии пары сил. Продольный изгиб вызывается силами, обычно ориентированными горизонтально и действующими вдоль слоистости (рис. 65а). При однородном составе слоистых толщ скольжение рассредоточивается по всей массе пород; если слои имеют различные свойства, оно концентрируется в наиболее мягких пластичных слоях (например, в прослоях аргиллитов, заключенных среди песчаников). Малопластичные слои при этом нередко разрываются и перемещаются в виде отдельных блоков. При скольжении вещество перераспределяется в пределах одной складки и перемещается к изгибам с большим радиусом кривизны от изгибов с относительно меньшим радиусом. Подобные складки легко воспроизвести, сгибая стопку листов бумаги.

При двухстороннем сжатии образуются симметричные складки. При одностороннем действии сжимающих усилий возникают наклонные или опрокинутые складки.

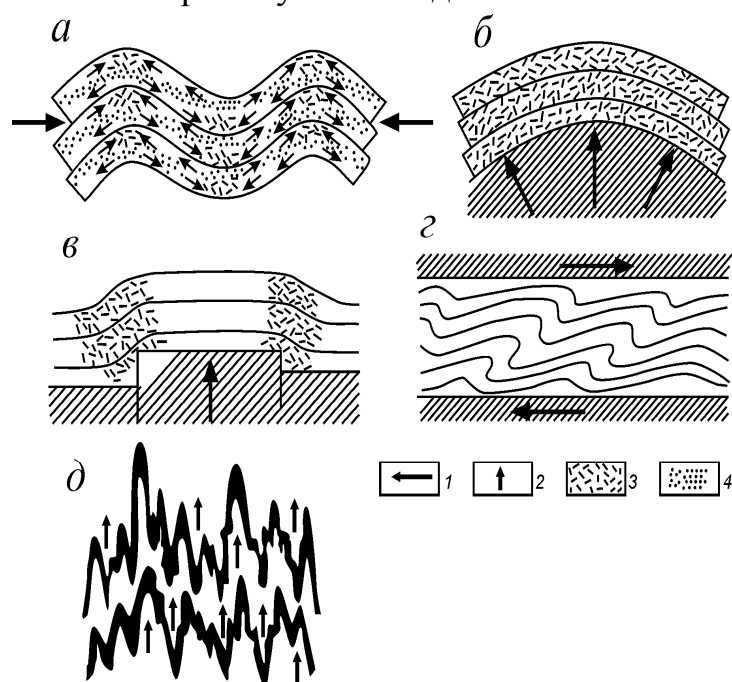


Рис. 65. Различные типы складок [30]: а, г – продольного изгиба; б, в – поперечного изгиба; д – течения; 1 – направления действующих сил; 2 – направление перемещения пород; 3–4 – участки: 3 – растяжения, 4 – сжатия

При поперечном равномерном изгибе силовое воздействие ориентировано перпендикулярно поверхностям наложения. Образованию складок на начальных стадиях и в этом случае способствует скольжение слоев, но иного направления, чем в складках поперечного изгиба (рис. 66 б). Вещество перемещается в стороны от участков с максимальным радиусом изгиба в большей степени, чем на участках с меньшим радиусом. Таким образом, при поперечном равномерном изгибе повсеместно будет наблюдаться различное по интенсивности растяжение пород.

При значительном поперечном изгибе в породах сначала возникают трещины, ориентированные перпендикулярно слоистости, а затем появляются крупные разрывы. Нередко центральные части таких складок отрываются и опускаются вниз под действием силы тяжести.

Если силы, вызывающие образование складок поперечного изгиба, сосредоточены вдоль определенных линий, то возникают особенно сложные деформации, повторяющие в общих чертах те линейные направления, от которых передаются усилия (рис. 66 в). В таких складках участки с интенсивным растяжением могут локализоваться в виде узких полос, создавая флексуры.

Складки, формирующиеся при действии пары сил (сдвиговых деформациях), имеют ряд отличительных свойств. Важно установить, в какой плоскости действует пара сил – в горизонтальной или вертикальной. В первом случае оси складок обычно располагаются кулисообразно под углом 40-50° к активной паре сил, занимая все пространство в интервале между действующими силами. Если действие сил сосредоточено по разные стороны от линии разрыва, то оси складок при приближении к нарушению дугообразно изгибаются в направлении смещения крыльев.

При расположении пары силы в вертикальной плоскости, т.е. друг над другом, и их действии в горизонтальном или субгоризонтальном направлении образуются наклонные или опрокинутые складки, нередко осложненные разрывами (рис. 66, г). При активном действии нижнего вектора наклон и опрокидывание складок совпадают с направлением вектора. Если активен верхний вектор, то наклон и опрокидывание складок происходят в сторону, противоположную направлению вектора.

Образование складок течения обусловлено высокой пластичностью вещества, фактором времени и температурой среды. Для направленного течения необходима достаточная разность давлений в окружающих породах, способная вызывать их перемещение из участков с высоким давлением к местам с относительно низким давлением (рис. 66, д).

В верхних слоях земной коры, где температуры и давления невысокие, течение свойственно только горным породам с высокой пластичностью: солям, гипсам, углям, известнякам и глинам, насыщенным водой.

При достаточно высоких температурах и давлениях высокую пластичность приобретают даже такие породы, как кварциты, аплиты, гнейсы и др. При этом одновременно может отмечаться и перекристаллизация вещества.

Для *складок течения* характерны особенно неправильные формы с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев (рис. 66, д). При этом происходит относительно свободный рост антиклиналей вверх, а пластичные породы перемещаются из крыльев на участки с меньшим давлением в ядре складок, где образуют структуры течения, нередко дисгармоничные общему строению основной складки. Складки течения, развитые в метаморфических толщах, отличаются небольшими размерами и возникают вследствие направленного давления в условиях повышения температуры до сотен градусов и длительного воздействия нагрузок.

3.3.4.4. Геологические условия образования складок

Геологическая обстановка, в которой происходит формирование складок, весьма различна. Наиболее широко распространены складки, связанные с эндогенными процессами. В этом случае возникает эндогенная складчатость или складчатость тектонического происхождения.

Значительно реже, главным образом, в самой верхней части земной коры, наблюдаются складки, обусловленные экзогенными процессами. В таких условиях образуется экзогенная складчатость или складчатость нетектонического происхождения (табл. 7).

Среди эндогенной складчатости выделяются две подгруппы: конседиментационная складчатость, или складчатость, возникающая параллельно с накоплением осадков и постседиментационная, или наложенная складчатость, развивающаяся позже образования пород.

Основное различие этих подгрупп заключается в том, что конседиментационная складчатость создается вследствие тех же тектонических движений, которые, в конечном счете, приводят к осадконакоплению, т.е. вертикальных движений земной коры. Постседиментационная же складчатость вызвана тектоническими движениями различной направленности, при этом вертикальные перемещения не всегда играют ведущую роль.

Значительно большее значение при формировании наложенной складчатости имеют общие горизонтальные перемещения земной коры.

Другое существенное отличие конседиментационной складчатости от наложенной выражается в различных формах воздействия процессов складкообразования на породу. Параллельно с конседиментационной складчатостью осадки преобразуются в горную породу, которая даже мо-

Таблица 7			
Виды складок в зависимости от геологических условий образования			
Складчатость тектонического происхождения (эндогенная)			Складчатость нетектонического происхождения (экзогенная)
Конседиментационная	Постседиментационная (наложенная)		
	поверхностная	глубинная	
Складки погружения	Складки регионального смятия	Складки вертикального течения	Подводно-оползневые складки, образующиеся при оползании осадков на дне бассейна
Складки, связанные с неравномерными вертикальными движениями	Складки облекания (глыбовые отраженные)	Складки горизонтального течения	Наземно-оползневые складки, возникающие при оползневых процессах
			Складки, обусловленные деформациями при эпии и диагенезе осадков (уплотнение, разбухание, дегидратация)
	Складки гравитационного скольжения	—	Складки, вызываемые за счет разгрузки вышележащих пород
	Приразрывные складки	—	Складки обрушений, связанные с карстовыми явлениями, провалами и т.п.
	Складки, связанные с внедрением магмы	—	Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации)
	Диапировые складки	—	Первичные наклоны и изгибы, обусловленные неровностями поверхности накопления осадков
			Первичные наклоны в покровах эффузивных пород
			Первичные наклоны, связанные с различной скоростью накопления осадков

жет подвергаться метаморфизму, не выходящему за пределы начальной стадии. Наложенная складчатость большей частью развивается в отложениях, уже деформированных конседиментационной складчатостью. Во-

влеченные в постседиментационную складчатость породы нередко претерпевают сильный метаморфизм, вплоть до изменения их первичного состава и полной перекристаллизации с появлением кристаллических сланцев, гнейсов и других метаморфических пород.

В конседиментационных складках очень часто наблюдаются изменения мощностей и фаций при переходе от их крыльев к замкам, имеющие первичный характер и возникающие при отложении осадков.

В наложенных складках этого не наблюдается, а отмечаемые иногда сокращения мощностей в крыльях и увеличение в замках вызываются пластическими деформациями (рис. 66).



Рис. 66. Конседиментационные складки. Разрез через Тенизскую впадину, по А.Е. Михайлову [29]

Конседиментационную складчатость не следует представлять как пластическую деформацию, возникающую только в слое осадка, подстилающего поверхность осадконакопления. Этот вид складкообразования может развиваться длительное время и охватывать относительно мощные толщи как насыщенных водой, так и находящихся в стадии эпи- и диагенеза, а также уже сформировавшихся горных пород.

Основные признаки, свидетельствующие о принадлежности комплекса конседиментационных складок к одному структурному плану,

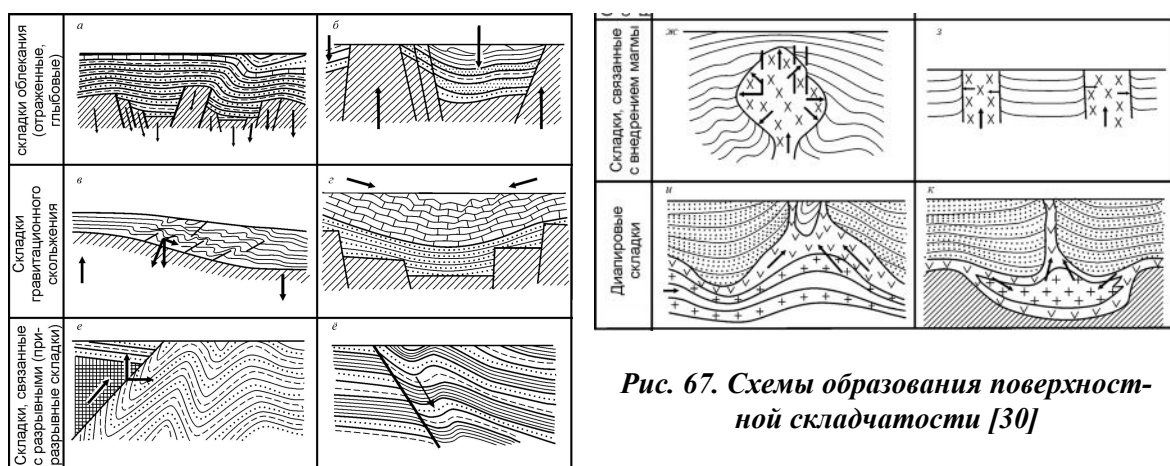


Рис. 67. Схемы образования поверхностной складчатости [30]

выражаются в отсутствии в деформированной толще слоев перерывов и несогласий и близости контуров области накопления осадков и тектонического прогиба или иной структуры.

Процессы формирования поверхностной складчатости изучены достаточно полно. В зависимости от условий ее образования выделяются следующие виды складок: регионального смятия, облекания, гравитационного скольжения, приразрывные, связанные с внедрением магмы при ее перемещении в земной коре, диапировые (рис. 67).

3.3.4.5. Характеристика складок в комплексах

Расположение складок в комплексах. Взаимное расположение складок в комплексе закономерно, что отчетливо видно в рисунке осей складок. Складки могут располагаться параллельно, кулисообразно или



Рис. 68. Расположение осей складок в комплексе

образовывать гирлянды, миндалевидные пучки. Встречаются перьевидный, дендритовидный, кольцевой, хаотический, типа конского хвоста, битой тарелки и т.д. рисунки осей складок (рис. 68).

Порядки складок и их выделение. На одной и той же территории можно выделять структуры различного размера,

«вложенные» друг в друга. В связи с этим при их описании всегда встает вопрос о выделении их ранга и выборе начального размера: что считать структурной формой первого порядка? Первый или начальный порядок обычно задается масштабом изучения – какая складка (какие складки) помещается в районе изучения как единое целое. Это могут быть и большая часть одной складки, и несколько складок (обычно, не более 5). Складка, в которую «вписаны» рассматриваемые структуры, будет называться складкой первого порядка. Складки, которые осложняют строение складки первого порядка, будут складками второго порядка. В складках второго порядка, в свою очередь, можно выделять складки третьего, четвертого и более высоких порядков.

В общем, если одна складка по размерам более чем в два раза больше другой, то ее следует относить к другому порядку. Комплексы складок и складки в зависимости от размеров могут быть разных порядков (масштаба):

А. В геосинклинально-складчатых зонах различают:

I. Складчатые системы ($S = \text{тыс. км}^2$; $l = \text{тыс. км}$).

II. Антиклинории и синклинории ($S = 50\text{--}150 \text{ км}^2$; $l = \text{сотни км}$).

III. Складки шириной 10–20 км.

IV. Складки шириной 100 м – 1.0 км.

V. Складки шириной сантиметры-метры.

Б. Складчатые комплексы и складки в чехле платформ:

I. Региональные структуры (тыс. км²) – щиты, плиты.

II. Крупнейшие (300 × 800 км) – антеклизы, синеклизы, авлакогены, желоба

III. Крупные – I-го порядка (100 × 300 км) – своды, впадины, мегавалы, прогибы.

IV. Средние – II-го порядка (20 × 170 км) – куполовидные поднятия, котловины, валы, антиклинальные зоны, депрессии.

V. Мелкие – III-го порядка (3 × 20 км) – купола, чаши, брахисинклинали, брахиантиклинали.

VI. Мельчайшие (2 × 4) – поднятия, опускания, флексуры, ступени.

Складчатость и ее морфологические характеристики. Совокупность складок на определенной площади образует складчатость. Для характеристики складчатости применяют понятие зеркало складчатости. Это воображаемая поверхность, огибающая замки системы складок. По ее форме можно судить о строении всего комплекса складчатых структур.

В разрезе сочетания элементарных складок могут быть гармоническими и дисгармоническими. Гармоническая складчатость, в которой изгибы пластов одинаковы – то есть антиклиналям в более глубоких слоях соответствуют антиклинали в более высоких слоях. Такая складчатость не перестает быть гармоничной, если вверх по разрезу меняется их наклон – складки из симметричных становятся асимметричными. Этот вид складчатости возникает в толще однородных по механическим свойствам пород.

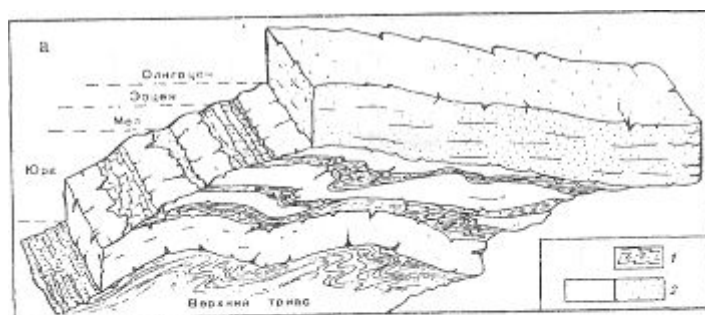
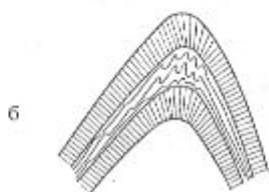


Рис. 69. Дисгармоничные складки. [28]:

а – Северные Апеннины, Италия.

1 – относительно пластичные породы, 2 – менее пластичные породы;

б – Дисгармоничные складки набегаания в менее вязких слоях на крыльях и в замке большой складки. Заштрихованы более вязкие слои



Дисгармоническая складчатость – различная по размерам и форме в разных частях разреза, возникшая одновременно. Более мощные и жесткие слои (например, песчаников) изогнуты в широкие, спокойные складки, а тонкие и пластичные слои (например, глины) – мелкие и интенсивные (рис. 69 а). Бывают случаи, когда складки имеют близкий размер, но над антиклиналью расположена синклираль, или наоборот. Дисгармоническая складчатость возникает, если одновременно деформируются различные по свойствам толщи, или в случае складок течения, гравитационных складок. Разновидностью дисгармонической складчатости являются складки волочения, осложняющие строение пластичных слоев внутри более крупной складки, состоящей из компетентных и некомпетентных слоев (рис. 69,б). При изучении достаточно мощных разрезов обнаруживается, что любая складчатая структура является дисгармоничной.

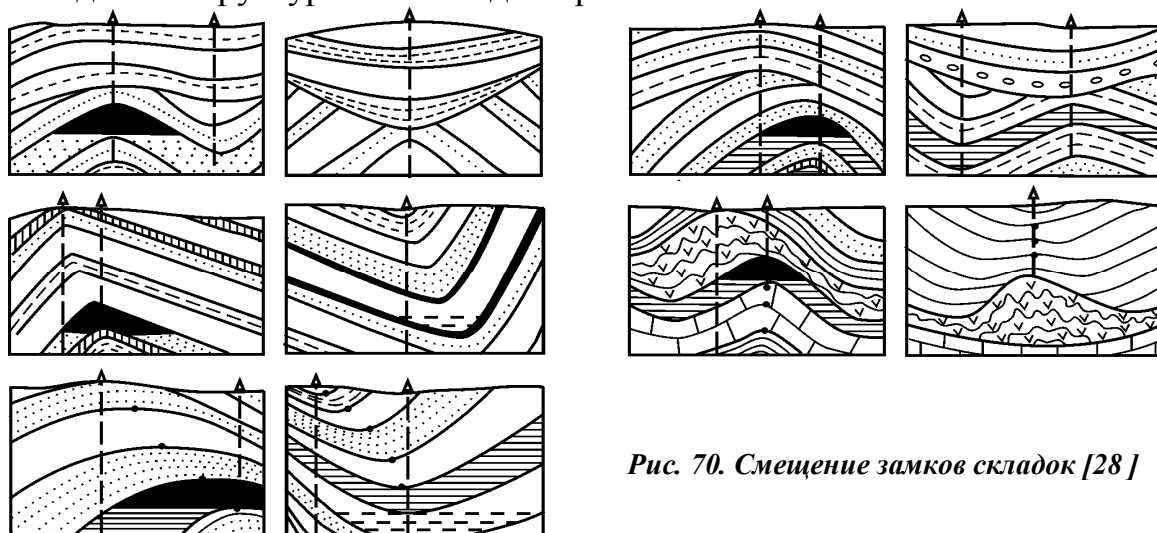


Рис. 70. Смещение замков складок [28]

Смещение замков складок с глубиной может быть вызвано различными причинами и иметь различный характер (рис. 70). Установление величины и характера несоответствия имеет большое значение при поисках и разведке полезных ископаемых. В комплексах выделяют следующие виды складчатости: непрерывную (полную), прерывистую, промежуточную. В некоторых литературных источниках выделяются солянокупольная, чешуйчатая, шарьяжная виды складчатости [28].

Непрерывная (полная, альпинотипная, голоморфная, общего смятия, складчатость горизонтального сжатия) складчатость.

Полная складчатость характеризуется равномерным развитием линейных антиклинальных и синклинальных складок большой протяженности и по месту ее установления называется альпинотипной (рис. 72). Она подразделяется на *конгруэнтную, эжективную и деективную*. Конгруэнтная складчатость характеризуется равномерным развитием антиклиналей и синклиналей.

В эжективной складчатости отмечается чередование гребневидных антиклиналей и коробчатых синклиналей. Для деективной складчатости характерно чередование коробчатых антиклиналей и килевидных синклиналей. В поперечном сечении в комплексах складки группируются в антиклинории и синклинории (рис. 71).

Полная складчатость характерна для геосинклинально-складчатых зон, краевых прогибов. Складки напряженные, линейные с одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей (рис. 72,73).

Прерывистая (германотипная, платформенная) широко проявлена в породах чехла платформ, и называется иногда платформенной. Платформенная складчатость возникает, как правило, вследствие поперечного изгиба слоев.



Рис. 71.
Характеристика полной складчатости

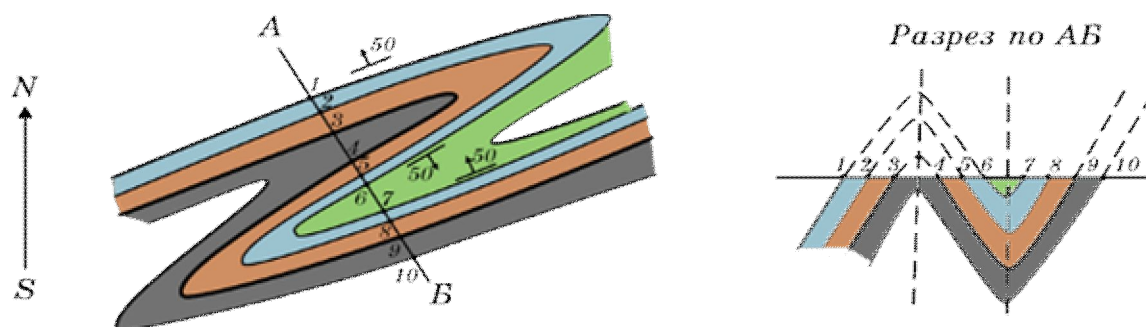


Рис. 72. Складки альпинотипной складчатости

А. Полная (альпинотипная, голоморфная, tg сжатия, общего смятия) характерна для геосинклинально-складчатых зон, краевых прогибов

$$K = \frac{L}{S}$$

Синклинии и антиклинии

а) пологие

$$K_{ск} = 1,05-1,2$$

б) напряженные

$$K_{ск} = 1,3-1,8$$

в) очень напряженные

$$K_{ск} > 2$$

$$K_{кривизны} = \frac{H}{S}$$

$K_{кр} < 0,5$ – пологие

$K_{кр} > 0,5$ – крутые

Признаки:

- а) большая напряженность складок (малый радиус кривизны ($H/S > 0,5$))
- б) линейный характер складок ($L/S > 5:1$)
- в) наличие опрокинутых, перевернутых складок
- г) складки подобные реке концентрические
- д) складки пластического волочения
- е) параллельное расположение складок с дугообразными изгибами в плане осей и их виргация
- ж) наличие одновозрастных со складчатостью продольных надвигов, взбросов, поперечных сбросов и сдвигов
- з) непрерывность развития складок

Рис. 73. Признаки полной складчатости

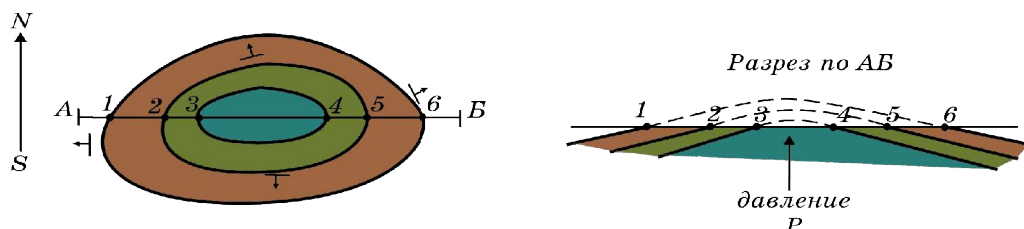


Рис. 74. Платформенная складка

Складки изометричные, располагаются беспорядочно.

Преобладают антиклинали (рис. 74).

Признаки:

- а) крупные размеры складок, большой радиус кривизны;
- б) небольшой наклон крыльев складок, их асимметрия;
- в) овальная форма в плане;
- г) прерывистое расположение складок;
- д) беспорядочное расположение складок в плане;
- е) тесная связь с разрывными нарушениями;
- ж) широкое развитие коробчатых, овальных форм (куполов, чаш), флексур, структурных террас, носов и заливов.

В. Промежуточная (гребневидная, коробчатая) складчатость краевых прогибов

Признаки:

- а) различная степень напряженности соседних антиклиналей и синклиналей;
- б) асимметрия складок;
- в) кулисообразное расположение в плане;
- г) частая ундуляция осей (брахиформные складки).

3.3.4.6. Значение складок для нефтегазовой геологии

Складки различных размеров и морфологии – один из самых главных объектов нефтегазовой геологии. Гигантские прогибы земной коры, плиты, синеклизы – это бассейны осадконакопления и захоронения органического вещества, которое впоследствии может оказаться нефтегазопроизводящим. В общем, считается, что чем больше толщина осадочного слоя, накопленного в таком большом прогибе, тем выше перспективы нефтегазоносности территории. Складки антиклинальной формы меньшего размера внутри прогибов – своды, локальные антиклинали – главные вместилища для залежей нефти и газа. Правда, к настоящему времени фонд антиклинальных структур уже в значительной степени исчерпан, и нефтегазовые залежи пытаются искать в других структурах. Тем не менее, залежь нефти или газа в брахиморфной антиклинали слоя песчаника – это эталонный образ скопления углеводородов. Именно такие залежи и ловушки называются традиционными. Преимущественно для них разработана классическая нефтегазовая теория, наука о методах разработки и подсчете запасов. Все остальные залежи считаются нетрадиционными, и их форма описывается специально[28].

3.3.5. Особенности изображения складок на картах и разрезах

Положение складок на земной поверхности и глубине можно установить различными методами. Основное значение имеет геологическая съемка; для изображения складок на глубине используют структурные карты, данные бурения и геофизики.

При геологической съемке контуры складок описываются границами стратиграфических подразделений.

При изображении складок на геологических картах большое значение могут иметь маркирующие горизонты. Под маркирующими горизонтами понимаются слои горных пород, обладающие относительно широким распространением, выдержанной мощностью и признаками, позволяющими легко выделить их среди окружающих пород. Характерные признаки, позволяющие опознавать маркирующие горизонты, могут быть различными. Чаще всего они выделяются по составу пород. Например, пласты угля, слои песчаников или конгломератов среди известняков. Либо, наоборот, слои известняков среди терригенных пород, слои доломитов, гипсов, солей. При выделении маркирующих горизонтов имеют значение характерная окраска, присутствие окаменелостей, конкреций (например, гипса, фосфоритов и др.). Различные включения (пирита, марказита, серы и др.) в слое, а также характерная текстура.

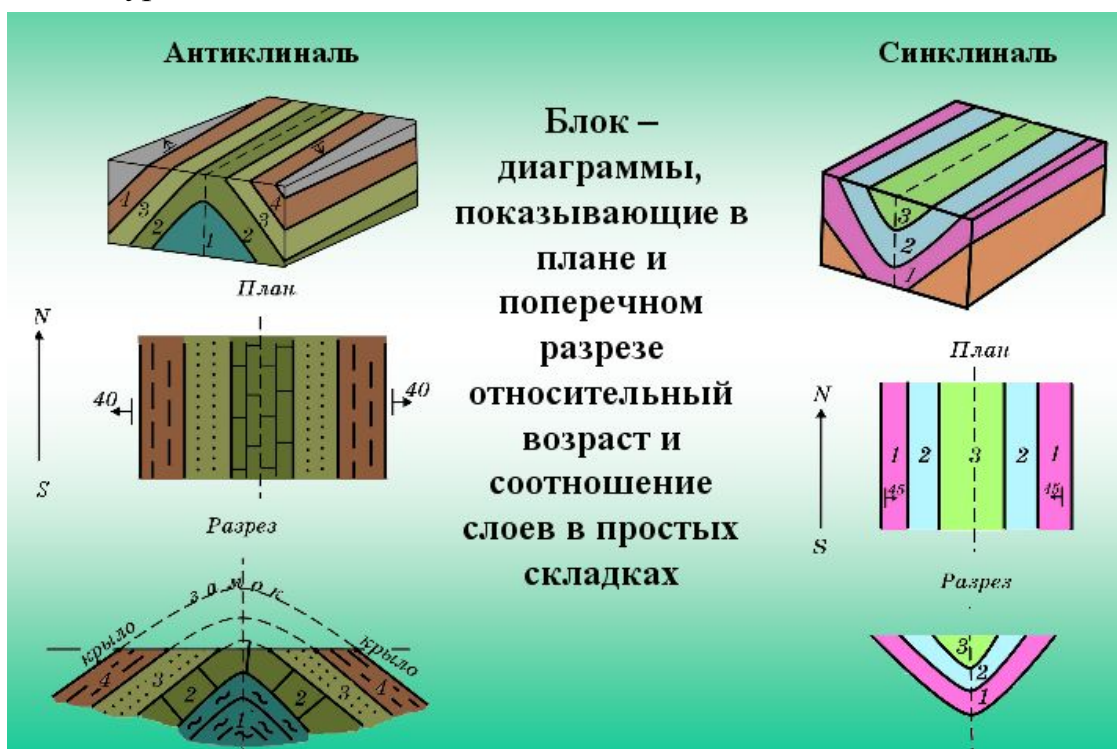


Рис. 75. Изображение складок на плане и разрезе

Складчатые структурные формы на геологической карте и разрезе показываются выходом пластов, которые закономерно повторяются относительно друг друга (рис. 75).

При анализе складчатого строения какого-либо участка земной коры необходимо, прежде всего:

1. Определить генеральное простирание складок; 2) Наметить положение осевых линий на плане; 3) Определить тип складок (антиклинали

или синклинали); 4) Определить форму замка; 5) Определить положение осевой плоскости; 6) Наметить положение оси (шарнира) на разрезе.

3.3.5.1. Построение разрезов складок

Разрезы через складчатые структуры должны строиться таким образом, чтобы они были ориентированы в крест простирания осей складок. При ориентировке разреза под углом к линии простирания пород, составляющих складки, в значения углов их наклона на разрезе вводятся соответствующие поправки. Вертикальный масштаб разрезов должен соответствовать горизонтальному масштабу. Если вертикальный масштаб увеличивается, то в значения углов наклона также вводятся поправки. Изменение углов наклона слоев в разрезе ведет к искаженному изображению складок.

Выбрав линию разреза, строят профиль рельефа, на который наносят положение осей складок и точки пересечения линии разреза с геологическими границами на карте. Затем на разрез наносят углы падения пород, по которым строят крылья складок. При изображении замков складок основное внимание должно быть обращено на форму сводов и мощности пород.

В большинстве случаев на разрезах изображают концентрические складки, так как естественные изменения в мощностях сводов и крыльев не отражаются при их уменьшении в тысячи раз. Исключение составляют складки с резким изменением мощностей в сводах и на крыльях, что должно быть отражено на разрезах. Следует внимательно следить за тем, чтобы изменение мощностей пород на разрезах не произошло за счет неверно продолженных на глубину указанных у поверхности углов наклонов слоев.

При изображении сводов складок на разрезе следует ориентироваться

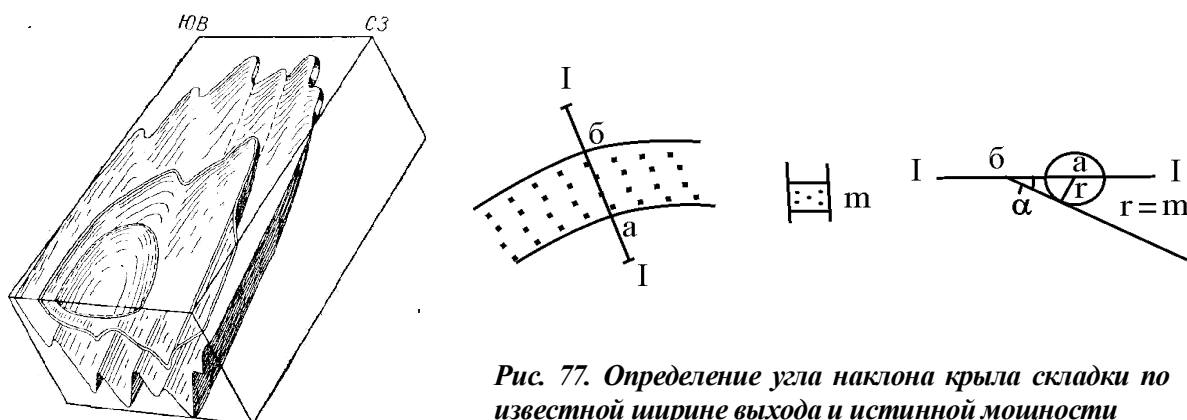


Рис. 77. Определение угла наклона крыла складки по известной ширине выхода и истинной мощности

Рис. 76. Форма складки в плане повторяет форму складки в разрезе [2]

на форму их замыкания, изображенную на карте, которая в той или иной степени повторяется в разрезе (рис. 76). Острое замыкание складок в плане не дает основание изображать их острыми и на разрезе; при плавном замыкании таким же плавным должен быть и замок складки на разрезе.

Пример определения углов наклона крыльев складок приведен на рис. 77. На горизонтальной линии разреза откладывают величину $\underline{ab}$, равную видимой ширине выхода пласта на карте по линии 1–1. Затем на разрезе из одного конца отрезка $\underline{ab}$ радиусом, равным истинной мощности (m) пласта, проводят полуокружность, а из другого конца отрезка $\underline{ab}$ строят касательную к окружности и получают искомый угол падения пласта (α).

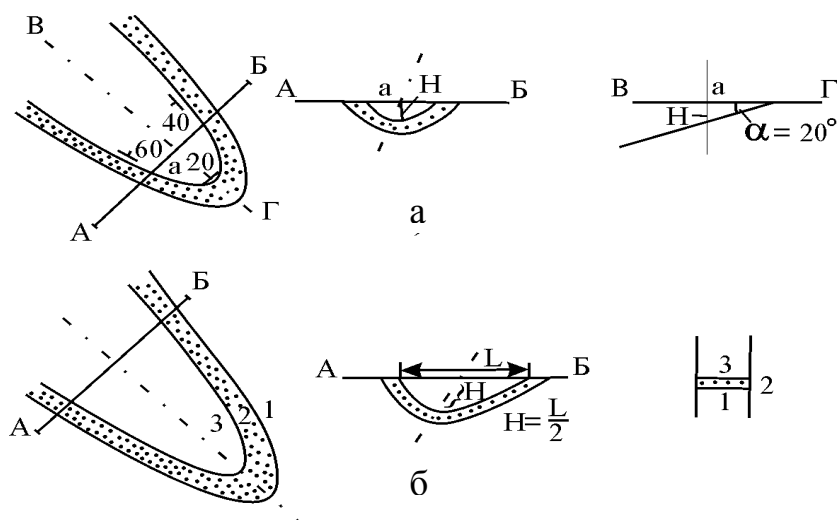


Рис. 78. Построение разреза синклиальной складки с погружающейся осью и разными углами падения крыльев: а – при наличии всех необходимых элементов залегания; б – то же, без замеров элементов залегания, но с известной последовательностью напластования и известной истинной мощностью

При построении разреза синклиальной складки с осью, погружающейся под известным углом и имеющей разные углы падения крыльев (рис. 78,а), на линию разреза наносят точку пересечения осевой поверхности складки (a) с линией разреза АБ. Через эту точку на разрезе проводят след осевой плоскости с учетом возможного ее наклона. Следует помнить, что в синклиальных складках осевая плоскость падает в сторону более крутого крыла, а в антиклинальных – в сторону более пологого. После этого на линию разреза наносят границы слоев в крыльях складки с наклоном этих границ соответственно падению слоев. Затем однозначные границы слоёв соединяют, перегибая их по осевой линии. Глубина положения точек перегиба в разрезе определяется путём построения дополнительного разреза по ВГ. Полученная величина Н, перенесенная на линию разреза АБ, даст глубину точки перегиба подошвы пласта. Остальные границы будут изгибаться параллельно предыдущим.

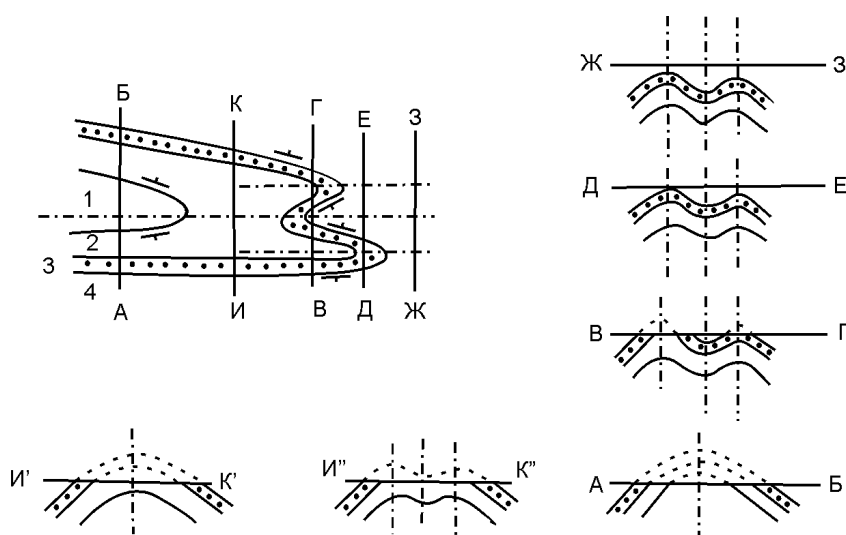


Рис. 79. Построение разрезов складчатой структуры (общий случай)

Рассмотрим следующий пример (рис.79), который практически отвечает на все вопросы, возникающие при построении разрезов складчатых структур. Так, имеем антиклинальную складку, осложненную в восточной части

одной синклинальной и двумя антиклинальными складками второго порядка. Построим последовательно с запада на восток пять разрезов, каждый из которых имеет свои особенности.

Прежде, чем приступить к построению разрезов, следует условиться о постоянных правилах, которых необходимо придерживаться всегда при этой работе.

1. На линию разреза (для упрощения топографический профиль рельефа принимаем за прямую линию) нанести осевые линии тех складок, которые могут отразиться по линии разреза.

Для того чтобы решить, какие складки могут отразиться по линии разреза, необходимо разобраться в складчатой структуре по обе стороны линии разреза, т.е. прочесть геологическую карту вдоль этой линии.

2. На линию разреза нанести границы слоев, пересекаемые линией разреза, в соответствии с углами их падения.

3. Однозначные границы соединить, перегибая их по осевым линиям: ниже линии разреза – сплошными линиями, выше – пунктирными (восстанавливая размытые части складок, а в ряде случаев уточняя этим соотношение слоев и структур).

В разрезе по линии АБ отмечается антиклинальная складка первого порядка (рис. 79). В разрезе по линии ВГ она осложнена тремя (одной синклинальной и двумя антиклинальными) складками второго порядка; они устанавливаются по наличию замков их с точками перегиба, через которые проводятся осевые линии в горизонтальном сечении. Характер складок (антиклинальная или синклинальная) устанавливается по более молодому возрасту слоя внутри изгиба (слой 4) для синклинали и по более древнему возрасту слоя внутри изгиба (слой 2) для антиклинали. В этом разрезе следует понимать, что точка перегиба одной и той же

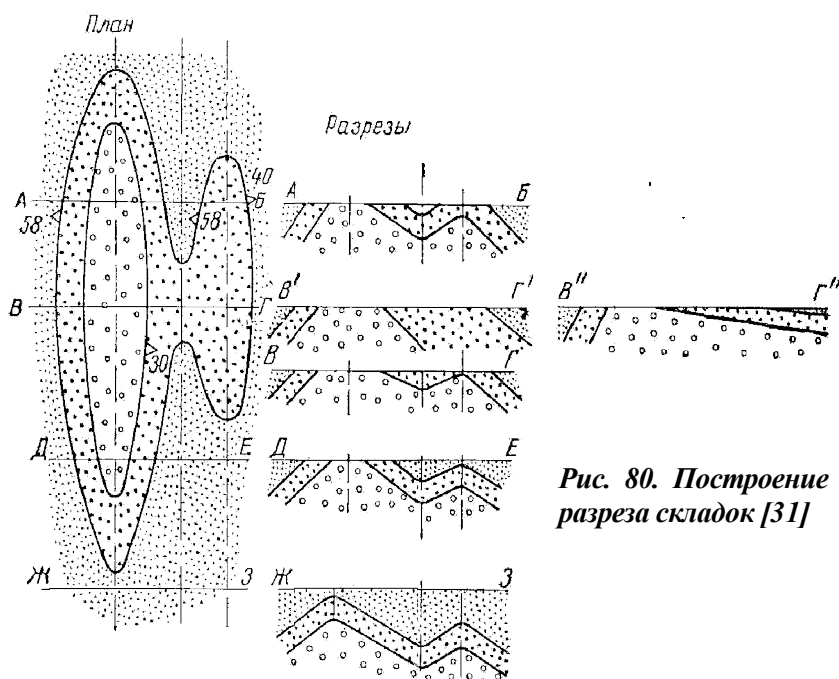


Рис. 80. Построение разреза складок [31]

границы в разрезе будет выше для южной антиклинали, чем у северной; это определяется большей ее отдалённостью от линии разреза в плане. В разрезе по линии ДЕ считается, что структуры сохраняются те же, что и по линии ВГ, причём все имеющиеся границы для северной антикли-

нали опускаются ниже линии разреза. То же сохраняется и для разреза по линии "ИК", причём здесь границы слоев и для южной антиклинали опускаются ниже линии разреза. Подошва пласта 4 изгибается, описывая три складки второго порядка; имеются все основания предполагать, что и кровля пласта 4 будет вести себя так же. Несколько особняком выступает разрез по линии "ИК". Здесь возможны два варианта. По первому варианту (разрез

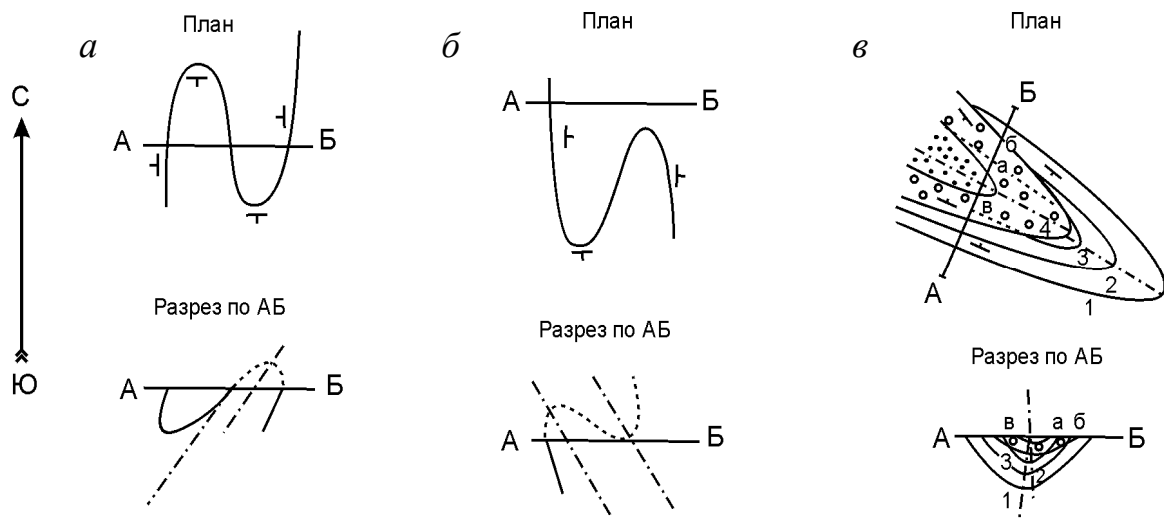


Рис. 81. Особые случаи построения разрезов складок: а – разрез складок с опрокинутым залеганием при наличии всех необходимых замеров; б – то же, с недостаточными замерами залегания; в – разрез складчатой структуры со стратиграфическим угловым несогласием

ИК') на этой линии еще сохраняется структура, видимая слева (антиклиналь первого порядка). По второму варианту (разрез "ИК") по линии "ИК" уже проявляется осложнение антиклинали первого порядка складками второго порядка, и соответственно учитываются их осевые линии.

Примеры правильно и неправильно построенных разрезов через складки показаны на рис. 80.

Затруднения обычно представляют разрезы складчатой структуры с опрокинутым залеганием, хотя при соблюдении рассмотренных выше правил они трудностей представлять не должны.

Рассмотрим сначала более простой пример (рис. 81,а). Имеются две (антиклинальная и синклиналиная) опрокинутые складки. Характер складок (антиклинальные или синклиналиные) при опрокинутом залегании устанавливается или по относительному возрасту слоев в ядрах складок, или по замеру на оси (шарнире), где в направлении падения всегда находятся более молодые слои. На линию АВ наносим наклонные осевые линии, затем границы слоев с их наклоном, пересекаемые линией разреза. Затем соединяем имеющуюся границу между слоями сплошной линией ниже линии разреза, пунктирной – выше, перегибая её через осевые линии в соответствии с наметившимися структурами.

Второй случай более трудный (рис. 81,б). Имеются две такие же опрокинутые складки. Но отсутствует один промежуточный замер, что весьма затрудняет решение задачи. Особые затруднения вызывает расположение линии разреза, когда границы слоев пересекаются с ней лишь в одном месте и перегибы её по осевым линиям происходят над линией разреза. Между тем пунктуальное выполнение последовательности операций по построению разрезов, рассмотренных ранее, позволяет и в данном случае сделать разрез по линии АВ без особых затруднений.

Некоторыми особенностями отличается построение разрезов складчатых структур с наличием угловых несогласий. Существует правило:

При угловом несогласии нижний слой верхней толщи залегает на разных слоях нижней толщи, располагаясь параллельно поверхности несогласия между ними.

Рассмотрим пример построения разреза по линии АВ (рис. 81,в) на участке, характеризующемся наличием углового несогласия, разделяющего, две свиты. Структура верхней свиты легко устанавливается как синклиналиная, поскольку её нижний – базальный – слой соприкасается с различными слоями нижней свиты. Для установления структуры нижней свиты даны дополнительные данные в виде последовательности слоев (снизу вверх – 1,2,3,4). Построение разреза необходимо начинать с изображения верхней свиты путём нанесения на разрез её основания, т.е. поверхности несогласия по тем правилам, которые были перед этим даны для построе-

ния разрезов складчатых структур. Практически нижняя и верхняя свита принимаются за простые слои с границей между ними, представленной поверхностью углового несогласия, которая и наносится на линию разреза. После этого параллельно поверхности несогласия с учётом мощностей наносятся слои верхней свиты. Затем рассматривается структура нижней свиты так, как она должна выглядеть под поверхностью несогласия, и по указанным выше правилам эта структура подстраивается ниже поверхности несогласия. При этом границы слоев нижней свиты прослеживаются на карте под поверхностью несогласия, в местах перекрытия их верхней свитой, до точек пересечения их с линией разреза (точки а, б, в на рис. 81,в). На разрезе осевые линии складок нижней свиты, как и границы слоев в ней, обрываются у поверхности несогласия, подчёркивая этим явления размыва структур нижней свиты перед отложением слоев верхней свиты.

При изображении складок, характеризующихся постоянством мощности пород на крыльях и в замке, используется метод радиусов

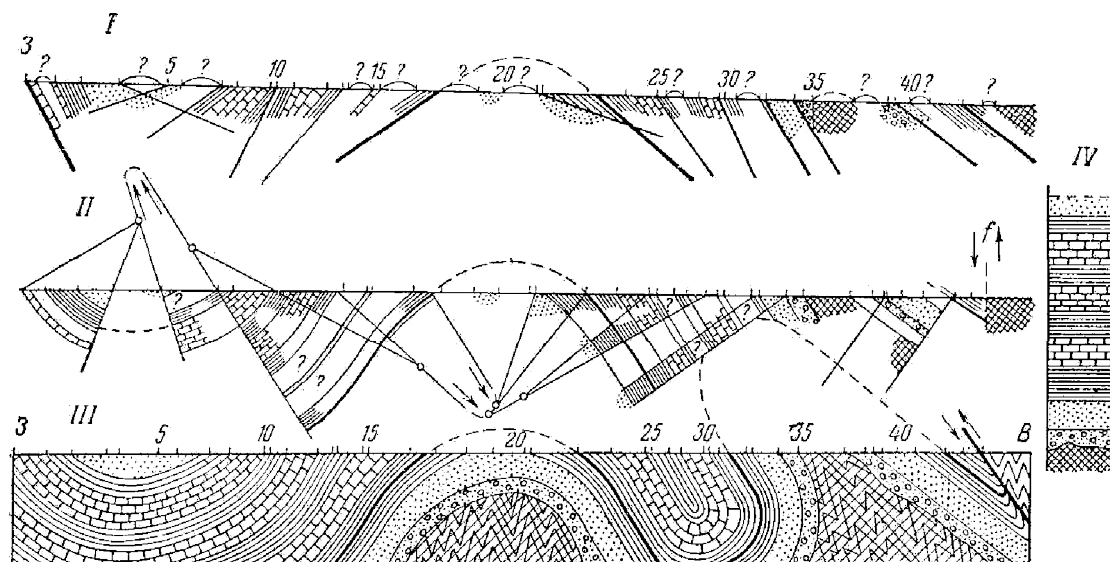


Рис. 82. Построение геологического разреза методом радиусов (по В.Н.Веберу): I – нанесение на разрез геологических данных и углов падения слоев; II – построение разреза; III – окончательно составленный разрез; IV – стратиграфическая колонка

(дуг). К числу таких складок относятся концентрические складки, имеющие для всех слоев общий центр изгиба. Его положение определяется как точка пересечения перпендикуляров, восстановленных к плоскости напластования пород. Границы слоев проводятся циркулем из данного центра, как дуги окружности (рис. 82). Такой тип складок встречается довольно редко. Чаще складки с постоянной мощностью слоев имеют разную кривизну изгиба в различных частях, что должно учитываться при построении. С этой целью из точек замера элементов залегания пород на профиле проводят перпендикуляры к границам на-

пластования слоев. Каждая пара соседних перпендикуляров делит разрез на секторы, в пределах которых границы слоев проводятся как дуги окружности из точки пересечения этих перпендикуляров (рис. 82). По перпендикулярам откладываются границы пород в соответствии с их мощностью и последовательностью напластования.

3.3.5.2. Структурные карты и методы их построения

В зависимости от условий составления, содержания, масштаба, степени теоретического обобщения и других условий методики составления различных карт значительно отличаются друг от друга. Из всех видов карт в геологии нефти и газа чаще всего используются карты в изолиниях. В изолиниях изображаются нефтенасыщенность, коллекторские свойства пластов, их эффективные мощности, пластовые давления и многие другие параметры. Но самыми распространенными в нефтегазовой геологии являются структурные карты.

В нефтяной геологии структурные карты позволяют оценивать и анализировать условия залегания геологических поверхностей, как в пределах крупных регионов, так и на отдельных разведочных площадях и месторождениях нефти и газа. Две структурные карты – кровли и подошвы позволяют охарактеризовать строение и условия залегания одного слоя, прогнозировать наличие или отсутствие ловушек для залежей нефти и газа. Несколько структурных карт позволяют установить взаимное расположение различных геологических поверхностей, например, совпадение или смещение сводов локальных поднятий. При наличии разрывных дислокаций на структурной карте показываются линии пересечения структурной поверхности с поверхностью сместителя.

Структурная карта дает представление о строении недр и возможность правильно и целенаправленно планировать проведение поисковых и разведочных работ, определять контуры открытых скоплений нефти и газа, оценивать их запасы и проектировать разработку месторождений.

Структурные карты хорошо поддаются алгоритмизации и последующему построению на ЭВМ. Методика построения структурных карт применима для любых других карт в изолиниях.

Методы построения структурных карт. Структурные карты отображают в стратоизогипсах положение геологической поверхности (кровли или подошвы пласта) относительно уровня моря. Стратоизогипсы – это линии, соединяющие на плане точки с одинаковыми абсолютными отметками геологической поверхности, проведенные через равные высотные интервалы. Другими словами, структурная карта – это карта подземного рельефа какой-либо геологической поверхности. Структурные карты строятся по данным бурения, или по геофизическим профилям.

Чаще всего пользуются следующими методами построения структурных карт: **инвариантных линий, способом треугольников, схождения и профилей**. При применении любого из методов сначала необходимо определить масштаб будущей карты и величину сечения изолиний.

В геологической практике масштаб структурной карты обычно обусловлен геологическими задачами и обоснованностью фактическим материалом. Наиболее распространенные масштабы: 1:5000, 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000 и 1:100 000. Затем на топографическую основу наносят расположение скважин. На практике количество точек (скважин), необходимых для построения структурной карты, варьируется от 0,6–0,3 на 1 км² для масштаба 1:200000 до 6–12 для масштаба 1:10000.

При выборе сечения изогипс, основным правилом является достаточная детальность карты и не перегруженность ее лишними линиями. При пологом залегании геологической поверхности оно обычно берется равным 5 или 10 м, для крутопадающих поверхностей – 25, 50 и 100 м. Сечение определяется также и масштабом карты: чем крупнее масштаб карты, тем меньше сечение изогипс, а также количеством скважин, по данным которых построена данная карта. Существуют различные подходы к выбору сечения стратоизогипс, но, в общем, необходимо, чтобы в зонах самого большого сгущения изогипс просвет между ними был бы не менее 2 мм, иначе они сольются. В тех случаях, когда стратоизогипсы оказываются слишком редкими, между ними на отдельных участках можно проводить дополнительные стратоизогипсы, с половинным сечением. Как правило, для построения учебных структурных карт бывает достаточно 10 стратоизогипс. Тогда для определения их сечения необходимо вычислить разность между максимальной и минимальной абсолютными отметками структуры (с учетом знаков), полученное число разделить на 10 и округлить. Обычно сечение изогипс округляется до 5, 10, 25, 20, 100 и т.д. Затем следует, проанализировав фактический материал, установить примерную форму структуры, наметить ее ось, линии максимальных и минимальных отметок. Для простейших оценок руководствуются обычно следующими признаками:

- если в центральной части площади абсолютные отметки геологической опорной поверхности больше, чем на ее периферии – перед нами антиклиналь;

- если в центральной части площади абсолютные отметки меньше – синклиналь;

- если значения абсолютных отметок имеют тенденцию уменьшаться в каком-либо направлении, то перед нами моноклиналь.

Построение структурных карт методом инвариантных линий и скатов. Это самый простой метод построения структурных карт. Он наи-

более успешно применяется в тех случаях, когда изображаемая структурная поверхность имеет облик горного хребта или долины. После определения сечения стратоизогипс и выбора высотных отметок последовательность работы следующая.

1. Анализируют высотные отметки и выделяют инвариантные линии – как скелет изображаемой поверхности. Эти инвариантные линии соответствуют линиям «водоразделов», или «тальвегов», на поверхности структуры (рис. 91а, б).

2. Намечают линии скатов (склонов) будущей поверхности, в основном перпендикулярно линиям инвариант (рис. 91,в). Удобно, если линии скатов проходят через скважины.

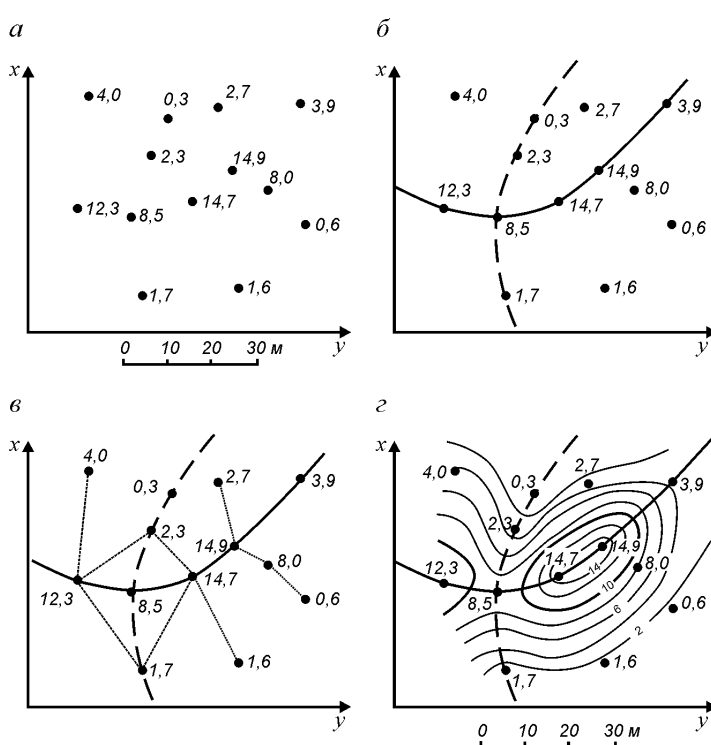


Рис. 91. Последовательность построения на плане изолиний топографической поверхности методом инвариантных линий (по В.А. Букринскому) [28].

3. На линиях инвариант и скатов путем линейной интерполяции отмечают точки, соответствующие выбранному для данной карты абсолютным отметкам стратоизогипс.

4. Соединяют одноименные отметки плавными линиями, начиная от самой высокой или самой глубокой, следя за тем, чтобы стратоизогипсы не пересекались.

5. Подписывают стратоизогипсы в их разрывах (рис. 91, г).

Построение структурных карт методом треугольников. Метод треугольников - один из

наиболее распространенных способов построения структурных карт в геологической практике. Чаще всего он применяется, если территория разбурена равномерной сетью скважин, а картируемые структурные формы предполагаются изометричными или брахиморфными. Этот метод заключается в том, что структурная форма представляется в виде системы плоскостей, каждая из которых строится по трем точкам. На рис. 92 показано такое представление поверхности Р по пяти скважинам. Эта поверхность представлена четырьмя треугольниками ABC, ВСД, ДСЕ, ЕСА.

При применении метода треугольников после нанесения скважин, определения сечения стратоизогипс и общего анализа структуры приступают собственно к построению структурной карты. Работа проводится в следующей последовательности: На топографическую карту

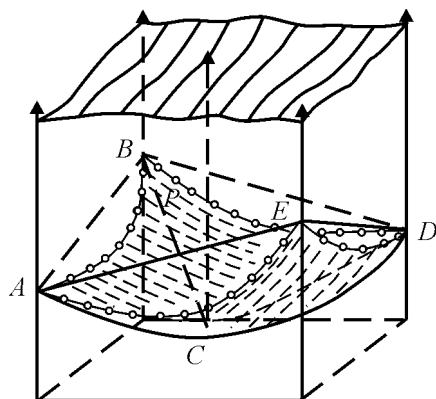


Рис. 92. Представление произвольной поверхности, вскрытой пятью скважинами, системой треугольников

наносят положение устьев скважин. Затем из буровых журналов берут абсолютную отметку устья скважины и глубину до кровли пласта. Вычитая из первой величины вторую, получают абсолютную отметку кровли пласта. Определение абсолютных отметок кровли пласта по данным буровых скважин приведено на рис. 94.

Таким же образом вычисляют абсолютные отметки кровли пласта по всем остальным скважинам и подписывают их на карте. Затем все скважины соединяют прямыми линиями, из которых получают сеть треугольников.

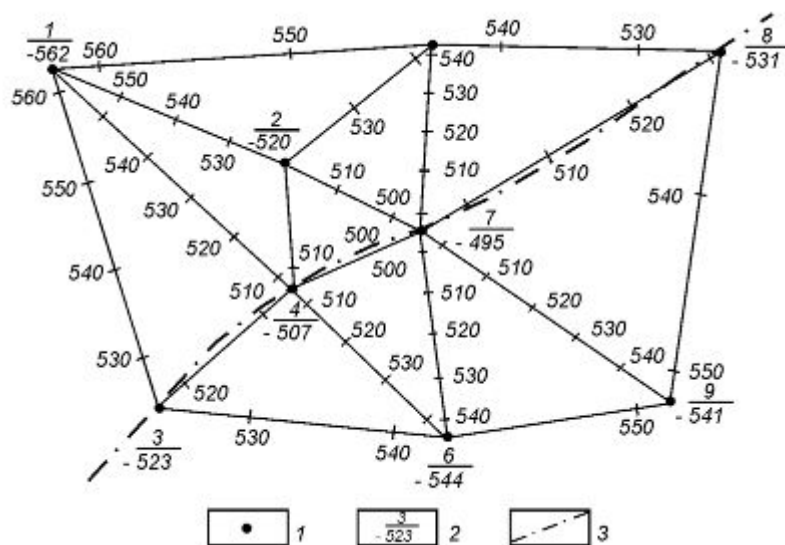


Рис. 93. Разбивка площади на треугольники и интерполяция: 1 — скважина, 2 — номера скважин и абсолютная отметка маркирующего горизонта, 3 — предполагаемая ось складки

Разбивка на треугольники. Для этого соединяют между собой точки расположения смежных скважин, в результате чего получается система треугольников. При этом можно соединять только те скважины, между которыми поверхность залегает моноклинально. Стороны треугольников не должны пересекаться друг с другом и не должны пересекать ось структуры, а треугольники должны быть как можно равносторонними. Вдоль каждой стороны треугольника предполагается равномерное изменение абсолютной отметки пласта. На рис. 93 приведен вариант возможной разбивки площади на треугольники.

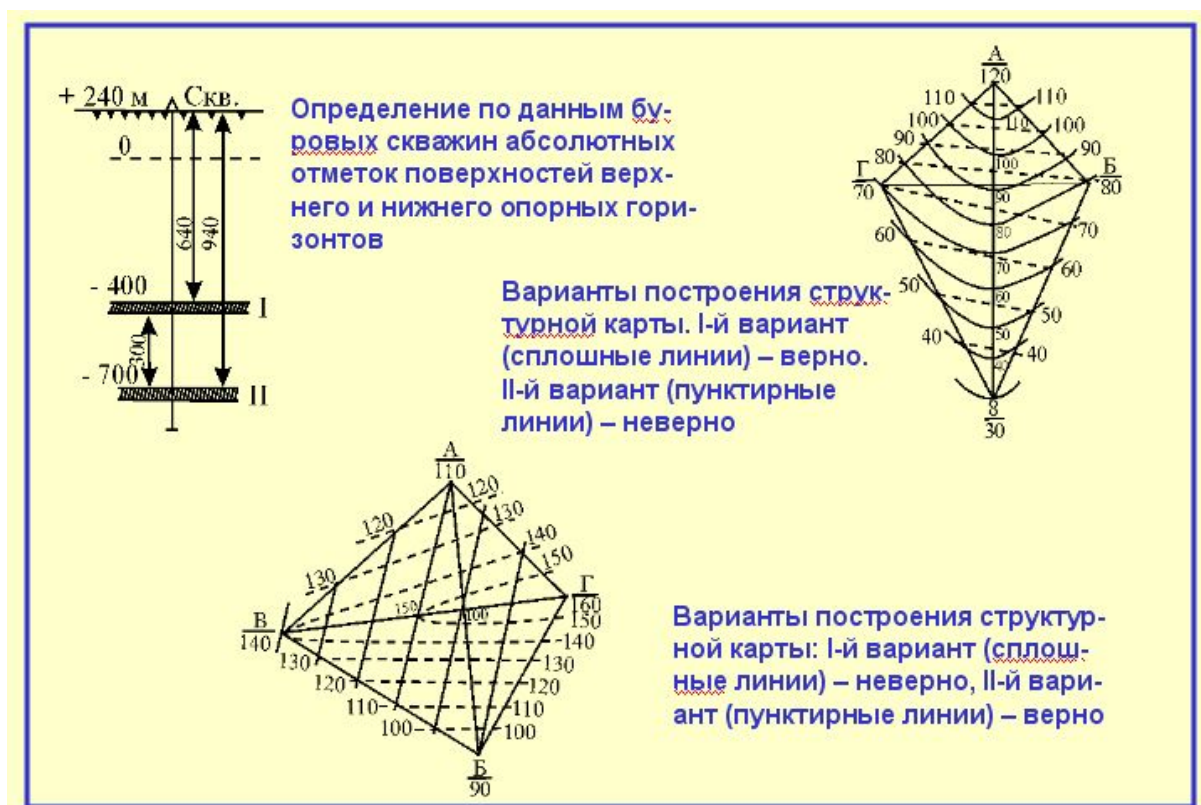


Рис. 94. Построение структурных карт

Линейная интерполяция – пропорциональное деление расстояния между скважинами согласно выбранному сечению стратоизогипс. Для этого нужно найти те места на отрезках между скважинами, где должны проходить изогипсы (при выбранном сечении).

Качество структурной карты во многом зависит от правильно построенной сети треугольников. Равносторонние треугольники необходимы для того, чтобы избежать появления на карте отсутствующих в действительности изгибов кровли пласта. На рис. 94 приведены примеры правильной и неправильной разбивки сети треугольников при построении структурной карты.

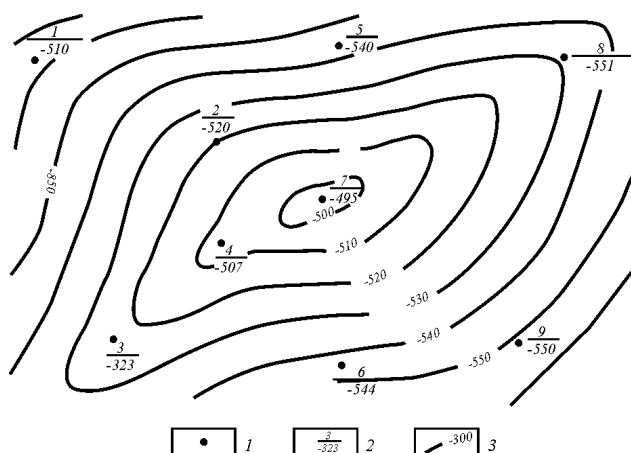


Рис. 95. Построение стратоизогипс

Построение стратоизогипс. Полученные на сторонах треугольников значения изогипс надписываются, и одноименные значения соединяются плавными линиями, начиная от максимальных или минимальных значений стра-

тоизогипс. Значения приведенных глубин изогипс подписываются в их «разрыве», причем основание цифр должно быть направлено вниз по наклону структурной формы (рис. 95). При одинаковой крутизне геологической поверхности (одинаковом угле падения) изогипсы пройдут на одинаковом расстоянии друг от друга. При уменьшении углов падения расстояния между изогипсами увеличиваются (они как бы расходятся), а при увеличении – уменьшаются (наблюдается их сгущение) точно так же, как это происходит с заложением пласта или горизонталями рельефа. На рисунке 96 изображена структурная карта одного из крупнейших месторождений Западной Сибири.

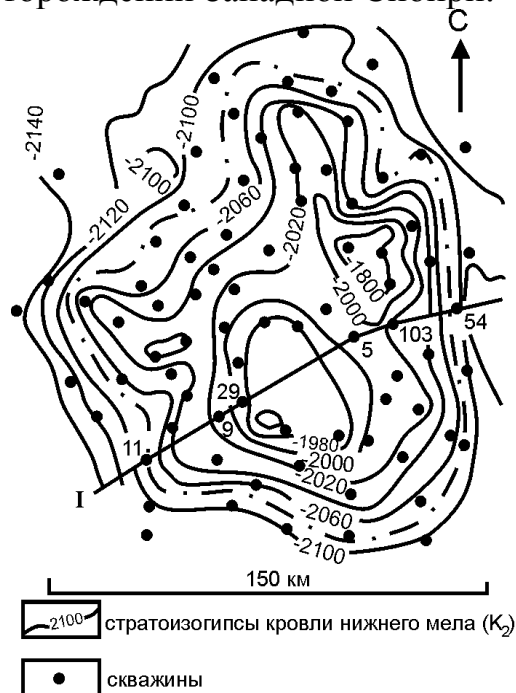


Рис. 96. Структурная карта Самотлорского нефтегазоконденсатного месторождения по кровле одного из продуктивных отложений (верхнего мела): 1 - стратозиогипсы, 2 - скважины [28]

Построение структурных карт методом схождения. Метод схождения применяется в тех случаях, когда для построения структурной карты недостаточно данных по скважинам. При поисково-разведочных работах верхние горизонты, как правило, изучены бурением гораздо лучше, чем нижние, глубоко залегающие пласты. Поэтому на практике при построении структурных карт более глубокозалегающего горизонта по единичным скважинам, используют, кроме этих данных, и структурную карту вышележащего горизонта. Этот метод получил название *метода схождения*.

Применение этого метода возможно в том случае, если исследуемый горизонт вскрыт ограниченным числом глубоких скважин (не менее чем 3–4), равномерно расположенных по площади, а по одному из горизонтов верхней части осадочного чехла имеется структурная карта, точность которой обоснована большим количеством фактического материала. Метод схождения применим в районах с простым тектоническим строением. Он особенно важен в районах с несоответствием структурных планов по различным граничным геологическим поверхностям. Метод схождения нельзя применять в районах развития рифовых массивов, а также в зонах выклинивания отдельных комплексов пород, при некомпенсированном осадконакоплении и перерывах в осадкона-

коплении и размывах. Этот метод находит обязательное применение на первых этапах поисково-разведочных работ.

Сущность метода заключается в изучении характера изменения вертикальных мощностей между двумя геологическими поверхностями – первой (опорной), по которой имеется подробная структурная карта, и второй (картируемой), по которой ее следует построить. Следовательно, предварительным этапом в построении структурной карты методом схождения является построение карты равных вертикальных мощностей (карты изохор). Точность построения структурной карты нижней поверхности зависит от достоверности карты вертикальных мощностей. Однако, в любом случае, она позволяет судить о соответствии или смещении свода структуры, а также наметить места расположения новых поисковых и разведочных скважин на изучаемой площади.

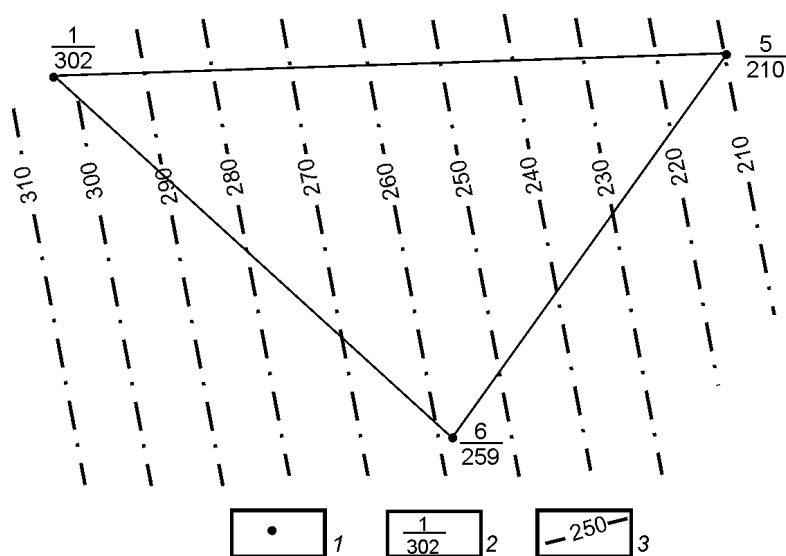


Рис. 97. Карта изохор (вертикальных мощностей): 1 - скважины; 2 - номера скважин и вертикальные мощности толщи, заключенной между поверхностями А и Б; 3 - изохоры - линии равных вертикальных мощностей

Для построения структурной карты более глубоко залегающей геологической поверхности (Б), вскрытой малым количеством скважин, необходимо сначала построить структурную карту по верхней граничной поверхности (А), которая в достаточной степени изучена бурением, методом инвариант или методом треугольников. Так как мощность менее подвержена изменениям, чем структурная поверхность в скважинах, вскрывших обе геологические поверхности, определяют вертикальные толщины комплекса пород, заключенного между поверхностями (А) и (Б). Для этого в каждой из этих скважин из абсолютной отметки верхней поверхности (А) нужно вычесть абсолютную отметку нижней поверхности (Б). Полученные значения мощностей отложений подписать у соответствующих скважин. Далее:

1. Разбить отрезки между скважинами на треугольники аналогично тому, как это делалось в предыдущей работе.

2. Провести интерполяцию между скважинами и соединить точки с одинаковыми значениями толщин плавными линиями, получая карту (*изохор*), отражающую закономерности изменения вертикальных расстояний между указанными поверхностями. Сечение изохор по возможности должно соответствовать сечению изогипс карты верхней поверхности (рис. 97).

Если градиенты изменения толщин между скважинами значительны или, наоборот, слишком малы, можно изменить сечение изохор, но это несколько усложнит построение структурной карты по нижней граничной геологической поверхности.

3. Совместить структурную карту верхней геологической поверхности (А) с картой изохор (рис. 98). В точках пересечения изохор со стратоизогипсами поверхности (А) путем вычитания находят значения абсолютных отметок поверхности (Б). В зависимости от положения граничных геологических поверхностей относительно нулевой поверхности (уровня моря) могут получиться положительные или отрицательные значения приведенных глубин поверхности (Б) (рис. 98).

4. Соединить плавными линиями точки, имеющие одинаковые приведенные глубины поверхности (Б). В результате получится структурная карта по этой

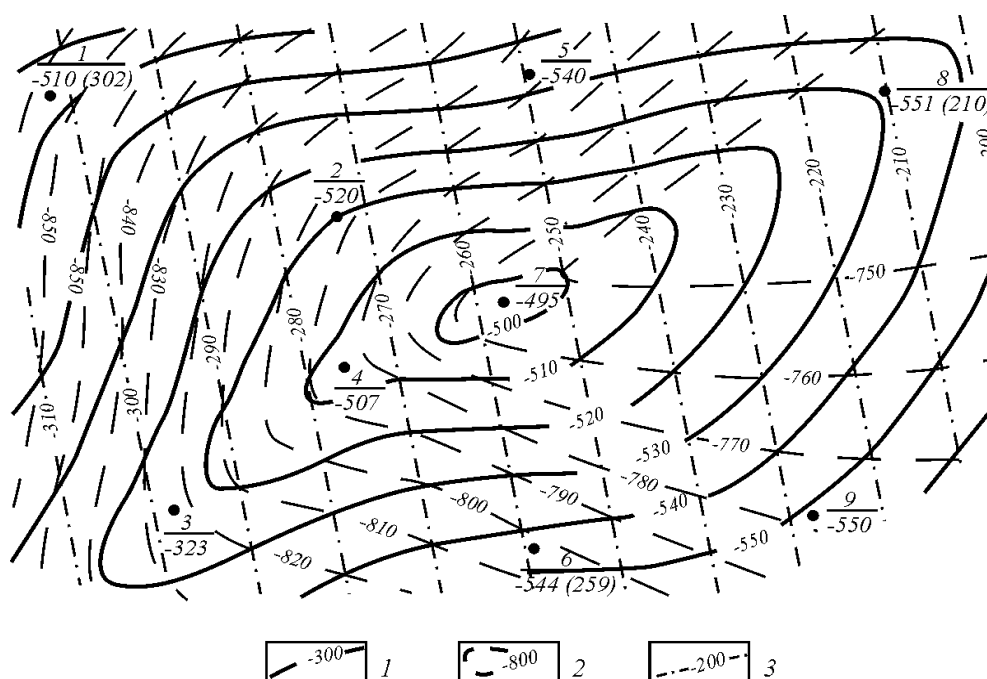


Рис. 98. Структурная карта, построенная методом схождения: 1 – стратоизогипсы поверхности (А), 2 – стратоизогипсы поверхности (Б), 3 – изохоры

нижней поверхности. Описанное проведение изогипс для поверхности (Б) возможно при условии одинакового сечения изолиний поверхности (А) и карты изохор. При их разном сечении после определения приведенных глубин залега-

ния поверхности (Б) в промежуточных точках необходимо провести между ними дополнительную интерполяцию, предварительно выбрав сечение стратоизогипс.

5. Подписать значения стратоизогипс.

Построение структурных карт методом профилей. Метод профилей, как правило, применяется в сложных в тектоническом отношении районах, и является основным при построении структурных карт, так как и буровые скважины, и сейсмические работы проводятся в основном по профильной системе. Этот метод особенно важен при изучении геологического строения нефтяных и газовых месторождений, имеющих разрывные нарушения, так как дает возможность трассировать на плане дизъюнктивные дислокации. А это, в свою очередь, позволяет правильно прогнозировать размещение залежей. Профили скважин закладываются обычно по ряду поперечных (в крест простираения структур), реже – продольных профилей. Иногда эти ряды соединяются связующим профилем, располагаемым перпендикулярно им. Для построения структурной карты методом профилей необходимо иметь по изучаемой площади минимум три геологических профильных разреза, которые составляются по данным

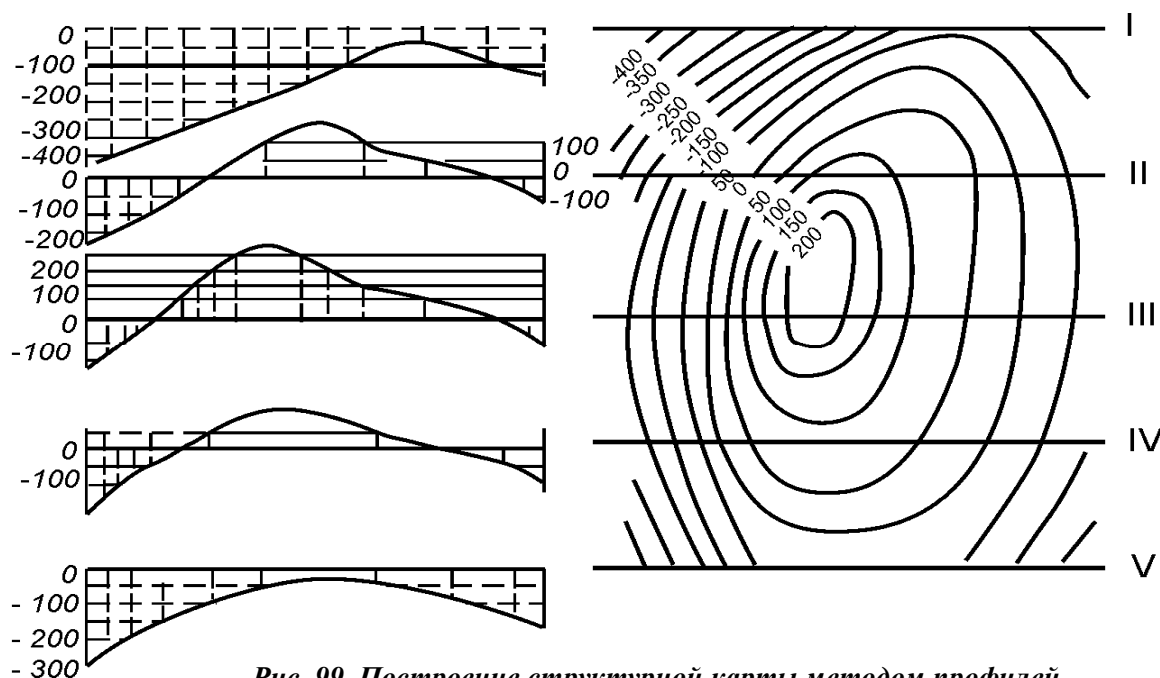


Рис. 99. Построение структурной карты методом профилей

пробуренных скважин в масштабе строящейся карты.

На разрезах выделяется геологическая поверхность – кровля опорного (маркирующего) или продуктивного горизонта, по которой необходимо построить структурную карту (рис. 99).

Порядок построения структурной карты методом профилей следующий.

На плане местности, где обозначены точки расположения пробуренных скважин, показать линии расположения профилей. На каждую из линий профилей перенести с разреза абсолютные отметки маркирующего горизонта. Для этого отложить от края разреза расстояния, соответствующие точкам пересечения маркирующего горизонта последовательно со всеми пересекаемыми им горизонталями. По полученным абсолютным отметкам на плане построить линии изогипс выбранной геологической поверхности.

Если картируемая структура разбита разломом на два блока, то плоскость разрывного нарушения (за исключением случая его вертикального положения) дает на плане две проекции следов пересечения с

ним кровли пласта, которые являются границами блоков локального поднятия (складки): одна – верхнего, а другая – относительно опущенного. Разрыв сплошности геологической поверхности на структурной карте отображается разрывом изогипс.

Построение карт методом количественного фона. При составлении карт методом количественного фона сначала составляется карта в изолиниях. Затем промежутки между изолиниями закрашиваются в принятые для этих интервалов значений цвета или заполняются соответствующим цветом. При этом следует учитывать физиологические особенности восприятия изображений.

Число одноцветных градаций (оттенков) на карте не должно превышать семи. Если необходимо показать большее количество градаций, можно сделать двухцветную шкалу. В ней оптимально все более яркими оттенками теплого цвета (красного, коричневого) показать интервалы возрастающих

положительных значений или значений, больших среднего. Все более

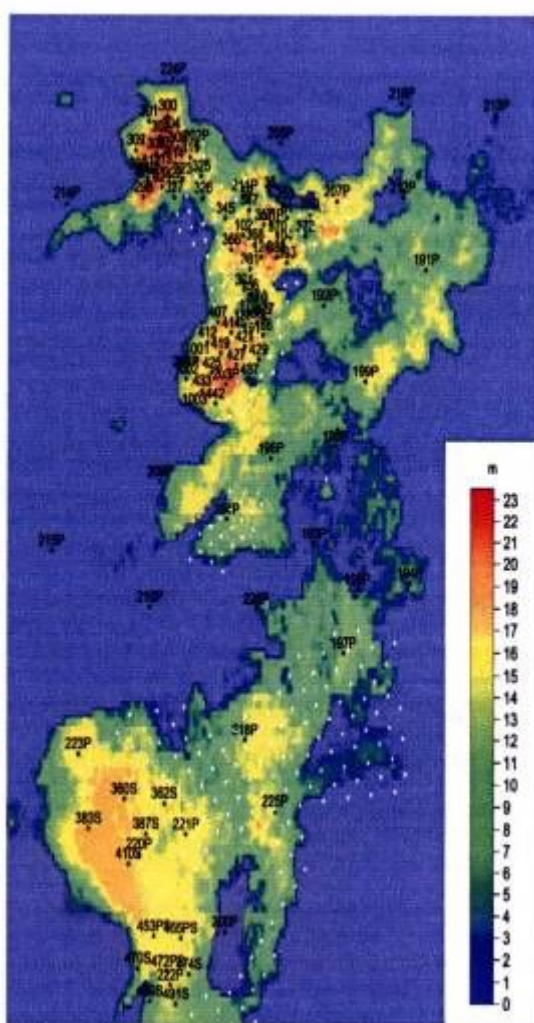


Рис. 100. Карта нефтенасыщенных толщин(м) пласта Ю₁ Крапивинского месторождения (по В.Б. Белозерову, 2001)

яркими оттенками холодного цвета (голубого, лилового, зеленого) показать интервалы возрастающих отрицательных значений или значений, меньших среднего (рис. 100). Если есть необходимость пользоваться многочисленными цветами, их желательно расположить в последовательности расположения спектральных цветов – от фиолетового до красного и коричневого.

При выборе оттенков цветов часто более интенсивно закрашивают участки с большими значениями признака, как на хорошо знакомых всем географических картах показываются высоты и глубины рельефа. Однако, например, на тектонических картах при изображении мощностей осадочного чехла на платформах, оттенки цвета обратные – чем глубже залегает фундамент, тем бледнее оттенок. Мы как бы хуже видим глубины.

Если карта черно-белая, то используют крап или штриховку. При этом исходят из того же принципа – чем больше значение картируемого признака, тем интенсивнее должны быть крап или штриховка. Отрицательным значениям соответствует горизонтальная штриховка, а положительным – вертикальная. К этому правилу также не следует подходить догматически. В тех случаях, когда карта дополняется точечными и линейными знаками, целесообразно более интенсивным крапом заполнить участки, на которых меньше дополнительных знаков [28].

Построение карт методом качественного фона. При составлении карт методом качественного фона сначала на карту наносятся точки (области), в которых известен картируемый признак. Затем промежутки между одинаковыми признаками закрашиваются в принятые для данного признака цвета или заполняются соответствующим крапом. Граница между областями с различными признаками проводится на середине расстояния между ними или ищутся дополнительные косвенные признаки картируемых границ, или проводятся дополнительные исследования по поиску картируемой границы. Особенности восприятия изображений учитывают так же, как и ранее, однако при использовании метода качественного фона соседние площади должны быть, возможно, более контрастными. Число одноцветных градаций (оттенков) на карте не должно превышать семи, иначе их чрезвычайно трудно различать между собой.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что такое складка и складчатость?
 2. Перечислите элементы складки
 3. Что такое длина и ширина складки?
 4. Что такое виргация складки?
 5. По каким признакам классифицируются складки по форме?
 6. Как классифицируются складки по положению осевой поверхности?
- Нарисовать.

7. Классификация складок по соотношению длинной и короткой осей?
8. Что такое зеркало складчатости?
9. Что такое порядки складок и как они выделяются?
10. Какие динамические условия образования складок Вы знаете?
11. Что такое складки поперечного изгиба, как они образуются и какие морфологические типы образуют?
12. По каким признакам классифицируются геологические условия образования складок?
13. Что такое конседиментационная складчатость, какие ее виды Вы знаете?
14. Как выглядят складки на геологических чертежах?
15. Изобразите на структурной карте флексуру и брахисинклиналь.
16. Какие структурные формы относятся к незамкнутым?
17. Перечислите виды взаимного расположения складок в комплексах?
18. Что такое антиклинорий и синклинорий?

3.3.6. Построение геологических разрезов

Кроме геологических карт, в структурной геологии широко применяются геологические разрезы.

1. Разрезы, представляющие собой графические зарисовки в сравнительно крупном масштабе соотношений геологических тел, наблюдаемых при полевых исследованиях или в скважинах. Обычно они называются разрезами обнажений и опорными разрезами, разрезами скважин. Методика их составления изучается на геологической практике.

2. Разрезы, строящиеся по данным бурения скважин. Такие разрезы обычны при геологических работах. Нередко при их построении используются также данные сейсмопрофилирования. Эти разрезы представляют собой интерполяции между разрезами скважин.

3. Разрезы, строящиеся по геологической карте, нередко с привлечением данных бурения и геофизических данных.

Построение геологических разрезов по данным бурения

Обычно по данным бурения разрезы строятся на разведочно-эксплуатационном этапе геолого-разведочных работ, когда в пределах площади пробурено достаточное количество скважин. Направление разрезов определяется геологическими задачами. Наиболее выразительными являются разрезы, построенные в крест простиранья структурной формы. Кроме того, линии геологического разреза выбираются так, чтобы на них попало максимальное количество пробуренных скважин. Вообще, разрезы строят по прямым линиям, если же скважины не стоят на одной прямой линии, возможно построение геологических разрезов по ломаным линиям или же скважины «сносят» на линию разреза. При «сношении», проецировании скважины на линию разреза следует вносить поправку на изменение

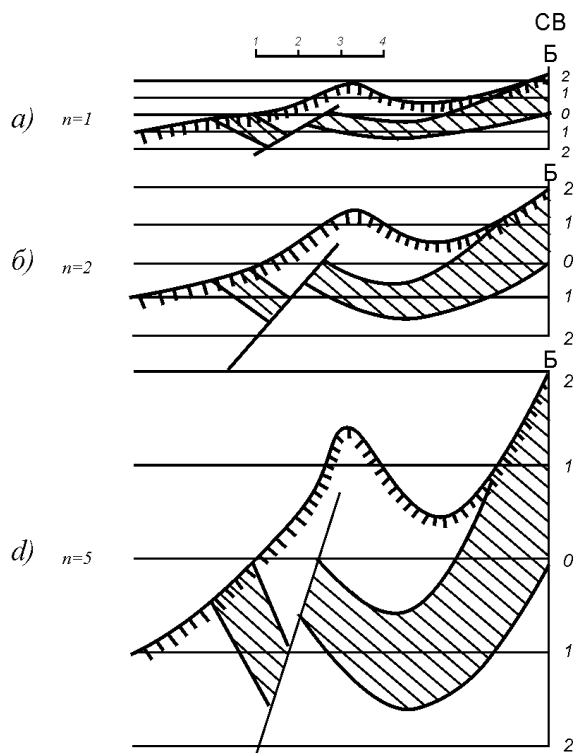


Рис. 83. Искажения геологических объектов на геологических разрезах, построенных с увеличением вертикального масштаба (по Ю.А. Сударикову) [28]

абсолютной отметки устья скважины. Последовательность построения геологического разреза следующая.

1. При проектировании линии геологического разреза обычно стремятся использовать все возможные скважины, и разрез проводят через их максимальное количество. Поэтому разрез нередко представляет собой ломаную линию. Как правило, строится несколько разрезов. На изометричных структурах – в виде креста, на линейных – в виде нескольких коротких разрезов в крест простирания структуры и одного разреза по простиранию.

При выборе масштаба следует руководствоваться принципами наглядности и точности. При равенстве вертикального масштаба

горизонтальному масштабу часто не удастся отразить на чертеже важные детали геологического строения – маломощные пласты, мало амплитудные перегибы слоев и т.д. Отсутствие на чертеже этих, имеющих большое практическое значение деталей, лишает геологический разрез необходимой наглядности и практической ценности. В таких случаях необходимо строить геологические разрезы с увеличением вертикального масштаба.

Инструкции предписывают вертикальные масштабы геологических разрезов выбирать так, чтобы толщины отображаемых на разрезе стратиграфических комплексов, на чертеже были не менее 1 мм [6].

При преувеличении вертикального масштаба над горизонтальным масштабом возникают искажения углов наклона и толщин (мощностей) слоев. При небольших углах и увеличениях вертикального масштаба искажения не очень заметны, а при больших искажениях возрастают (рис. 83). Геологическое строение, показанное на разрезе, становится при этом совершенно не похожим на реальность.

Некоторые маломощные, но важные для понимания геологического строения территории слои допускается на геологическом разрезе показывать вне масштаба (толщиной 2 мм).

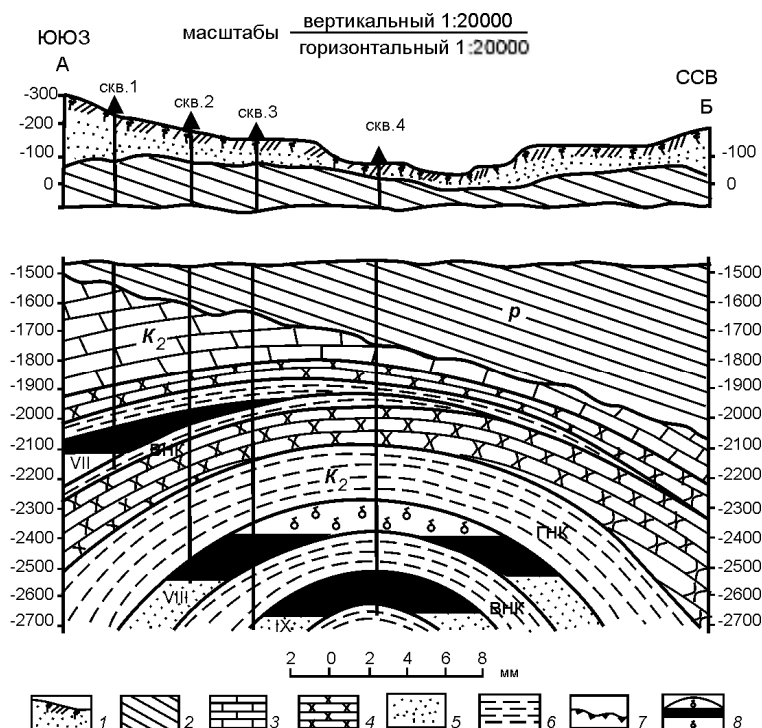


Рис. 84. Пример геологического разреза, построенного по данным бурения. Газо-нефтяное месторождение Кирга: 1 – суглинки; 2 – глины песчанистые; 3 – известняки; 4 – песчаники плотные; 5 – песчаники рыхлые; 6 – глины; 7 – поверхность размыва; 8 (а) газ, (б) – нефть, (по Ю.А. Сударикову) [28]

Таким образом, для выбора вертикального масштаба следует определить размер тех минимальных слоев, которые обязательно должны быть показаны на разрезе. Нефтяникам обычно приходится иметь дело с пологозалегающими слоями небольшой мощности, и они увеличивают вертикальный масштаб в десятки и более раз. При этом наклоны в доли градуса превращаются в крутозалегающие структуры. Чтобы избежать этого, при построении разрезов рекомендуется искажать вертикальный масштаб в минимальной степени – лишь бы только показать картируемые слои. Нередко неинформативную часть разреза большой мощности просто исключают из чертежа, показывая это двойной волнистой линией (рис. 84).

2. Далее работа идет в следующей последовательности.

а) Проводят серию вертикальных линий, соответствующих стволам выбранных скважин. Расстояния между линиями соответствует расстоянию между скважинами в выбранном масштабе. Слева на чертеже должны располагаться скважины, на местности расположенные западнее, справа – восточнее. Если же разрез строго меридионален, то северные скважины располагаются справа [28].

б) Справа и слева от крайних скважин вычерчивают вертикальные линии высотных отметок.

в) Проводят горизонтально базисную (нулевую) линию, соответствующую уровню моря, или условную базисную линию, соответствующую самой большой глубине, вскрытой скважинами в данном разрезе. На вертикальных линиях с правой и с левой стороны вычерчивают выбранный вертикальный масштаб.

г) Наносят на базовую линию в выбранном масштабе положения стволов скважин.

д) Вдоль стволов скважин вверх от нулевой линии в вертикальном направлении в масштабе откладывают абсолютные отметки устьев скважин. Полученные точки соединяют плавной линией – это будет топографический профиль.

е) В каждой скважине от уровня земной поверхности откладывают глубины залегания отложений каждого стратиграфического комплекса. Для этого, приложив линейку нулевой отметкой к точке устья скважины и не сдвигая ее, отмечают положение всех геологических границ и забоя в каждой скважине. То же повторяют для каждой скважины. Полученные одноименные границы соединяют плавными линиями. Точки забоя между собой соединять не следует, так как это не геологическая граница (рис. 85).

ж) Стратиграфические подразделения надписывают соответствующими индексами и раскрашивают в присвоенные им цвета.

Если на территории, разрез которой строится, предполагаются разрывы, построение несколько усложняется. Разрывы разного кинематического типа, пересекая слои, смещают их по-разному. При пересечении сбросом из разреза выпадают отдельные слои, при пересечении их взбросом разрез, на отдельных участках, напротив, удваивается (рис. 86).

Методические приемы построения геологического разреза с разрывами (сбросами, взбросами) в основном (первые 5 пунктов) те же, что и описанные в предыдущей работе.

Геологические границы следует проводить, увязывая разрезы каждой двух соседних скважин, начиная с крыльев или периклиналей складки.

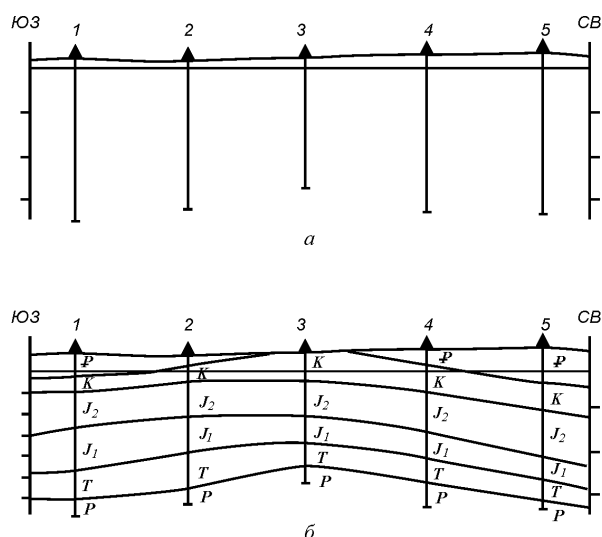


Рис. 85. Последовательность построения геологического разреза по данным бурения

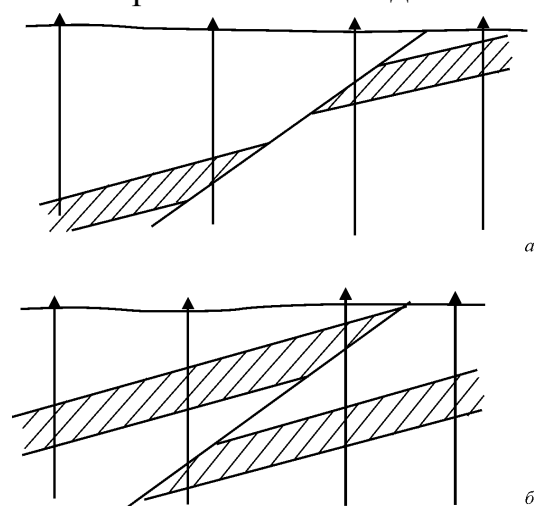


Рис. 86. Выпадение из разреза скважин слоев или уменьшение мощности при нарушении их сбросом (а) и удвоение разрезов при нарушении слоев взбросом (б)

Особое внимание надо обращать на аномалии в последовательности залегания пластов и изменении толщин, а также гипсометрического положения отдельных пластов. Анализ этих аномалий позволяет найти в разрезах скважин аномальные (критические) точки, через которые проходит плоскость сместителя дизъюнктива, и определить тип этого разрывного нарушения. Признаками того, что скважина пересекает поверхность разрывного нарушения, могут служить:

- выпадение отдельных частей разреза, в частности, пласта или его части – сброс;

- двукратное повторение разновозрастных отложений или аномальное увеличение толщины какого-либо пласта – взброс.

При этом уменьшение толщины пластов при наличии сброса в опущенном крыле происходит за счет приподошвенной его части, а в приподнятом – прикровельной части.

В практике поисково-разведочных работ на нефть и газ часто встречаются ситуации, когда скважины не пересекают поверхность разрывного нарушения. В этом случае признаком разрывного нарушения является резкое изменение в гипсометрическом положении разновозрастных пластов в разрезах соседних скважин.

Если информация о местоположении и типе разрывного нарушения отсутствует, оно проводится на середине расстояния между скважинами. Если подошва одних и тех же отложений встречена в разрезе скважины дважды, точку залегания под более древними отложениями более молодых следует отметить особо, например, красным цветом, так как, вероятно, здесь может пройти взброс (рис. 87, точки 1,2,3).

3. Полученные одноименные отметки между соседними скважинами соединяют плавными линиями. В тех участках, где плавную линию провести затруднительно, следует проверить, не может ли проходить на этом месте разлом. Для этого удобно поместить между скважинами прозрачную линейку и перемещать ее в различных направлениях и под различными углами до тех пор, пока ее положение не покажет положение разлома.

4. Стратиграфические подразделения подписать соответствующими индексами и раскрасить в присвоенные им цвета. Работа оформляется согласно существующим правилам. Пример оформления работы приведен на рис. 93.

Нередко при прохождении скважин вещественный состав горных пород и их стратиграфическая принадлежность определяются только для заданных горизонтов. В этом случае геологические разрезы строятся фрагментарно. Изображаются только те горизонты, которые охарактеризованы фактическим материалом, а части разреза, оказавшиеся неизученными, остаются в виде белых полос. Нередко также, особенно в тех случаях, когда взаимоотношения разрезов смежных скважин остаются неоднозначными, разрезы де-

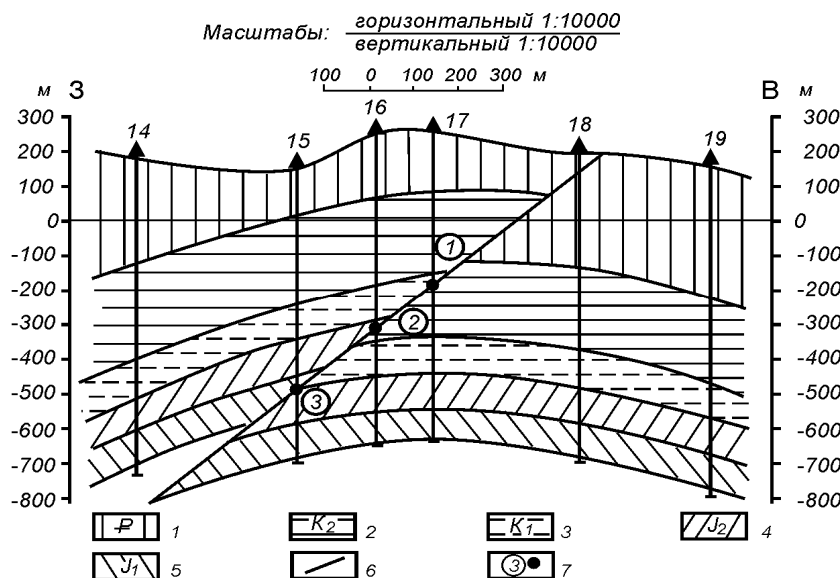


Рис. 87. Геологический разрез участка, осложненный взбросом:

1 — палеогеновая система; меловая система, 2 — верхний отдел, 3 — нижний отдел; юрская система, 4 — средний отдел, 5 — нижний отдел; 6 — разрыв; 7 — «критические» точки [28]

лаются «прерывистыми» — изображаются данные бурения в виде колонки в окрестностях ствола скважины, и одноименные границы соединяются между собой линиями: сплошными — при уверенной интерполяции, и прерывистыми — в случае неоднозначной, неуверенной интерполяции.

Построение геологических разрезов по геологической карте

Разрез, построенный по геологической карте — это модель-интерпретация, которая не всегда бывает однозначна. Учебные и производственные задачи при построении геологических разрезов по геологической карте несколько различаются. На производстве геологические разрезы строят как дополнительную графическую модель, чтобы наиболее полно показать геологическое строение территории, на них наносят те сведения, которые не нашли в полном виде отражения на геологической карте. А так как и карта, и разрез изображают один и тот же геологический объект, то все геологические границы должны быть согласованы. Учебные задачи построения геологического разреза заключаются в обучении студентов объемному видению строения недр, умению за плоским изображением геологических тел на земной поверхности увидеть их строение на глубине, поэтому разрез строится по данным только геологической карты.

Технология построения геологических разрезов в том и другом случае одинакова и включает следующую последовательность действий.

1. *Выбор направления геологического разреза.* Направление разреза выбирается так, чтобы он наиболее полно и наглядно отображал главные особенности геологического строения площади и условия залегания, развитых в ее пределах полезных ископаемых. При горизонтальном залегании слоев разрез должен проходить через максимальную и минимальную отметки рельефа; при наклонном и складчатом — в крест простирания

горных пород и пересекать наиболее характерные структурные формы. В районах с изменчивым структурным планом разрез строят перпендикулярно к господствующему простиранию. При азимутальных несогласиях, когда слои разных структурных этажей имеют различные простирания, направление для геологического разреза выбирают в крест простирания нижнего комплекса, дислоцированность которого обычно более сложная и в большей мере нуждается в графическом показе. От этого правила отступают, если верхний комплекс занимает значительную часть карты, а нижний виден лишь в редких эрозионных окнах. В таком случае направление геологического разреза выбирается в крест простирания верхнего комплекса. Размещается на листе бумаги геологический разрез следующим образом: западный, северо- и юго-западный, а также южный концы его помещаются слева, восточный, юго-, северо-восточный и северный – справа.

2. *Выбор горизонтального и вертикального масштабов разреза.* Горизонтальный масштаб геологического разреза, как правило, должен соответствовать масштабу геологической или структурной карты. Но при необходимости он может быть увеличен или уменьшен.

3. *Градуирование вертикального масштаба.* На стандартном листе миллиметровой бумаги слева, на некотором расстоянии (2–3 см) от левого края, провести вертикальную масштабную линию. По линии геологического разреза на карте найти максимальную высотную отметку рельефа местности, например, 1420 м. Если выбранный вертикальный масштаб разреза 1:50000 (в 1 см 500 м), тогда сечение высотных отметок следует взять через 500 м (1 см). Поэтому крайняя верхняя точка на вертикальной масштабной линии будет иметь отметку 1500 м. Отступив от верхней кромки листа бумаги на расстояние, достаточное для заголовка работы и указания масштабов (не менее 5 см), нужно поставить точку и вписать ее абсолютную отметку «1500м». Вниз по этой линии через 1 см показать точки с отметками 1000, 500, 0 и т.д. От точки с нулевой отметкой проводят вправо горизонтальную базисную линию (линию отсчета высотных отметок, или линию уровня моря), по протяженности равную длине линии геологического разреза. Для удобства работы на вертикальную линию можно нанести отметки, кратные величине сечения горизонталей карты (их



Рис. 88. Построение «рамки» геологического разреза и градуирование вертикальных осей значения точек на высоту, соответствующую отметкам горизонталей рельефа

значения подписаны под нижней ее кромкой). Например, «сплошные горизонталы приведены через 80 м». Справа от базисной линии строят вертикальную масштабную линейку, аналогичную левой (рис. 88).

4. Перенос на разрез геологической информации.

Перенести на нулевую линию топографического профиля, а затем на топографический профиль точки пересечения геологических (стратиграфических и тектонических) границ с линией разреза и рядом надписать индексы соответствующих стратиграфических подразделений. При складчатом залегании полезно также нанести оси складок.

Если на линии разреза или вблизи нее (не далее 2 см в масштабе карты) расположены скважины, перенести их на линию разреза. Для этого в точках пересечения линии разреза со скважинами в принятом вертикальном масштабе строят разрезы скважин и отмечают на них положение геологических границ. Если на геологической карте приведена структурная карта какого-либо горизонта, ее также следует перенести на геологический разрез способом, аналогичным построению топографического профиля (рис. 89).

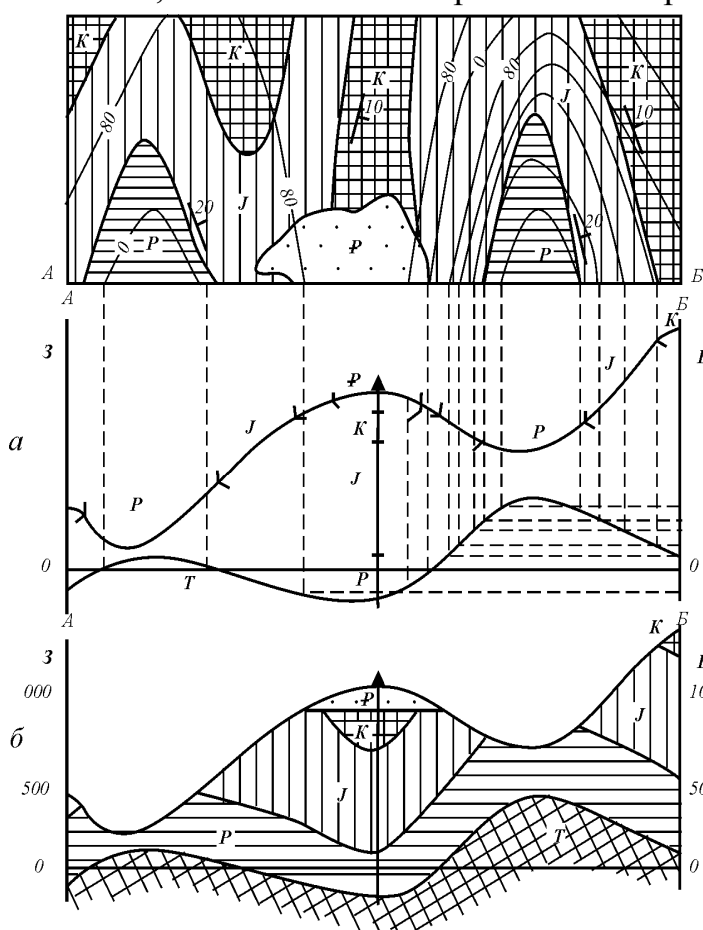


Рис. 89. Перенос на разрез геологической информации [28]

На нулевую линию перенести точки с известными элементами залегания. Для этого в каждой точке, где разрез пересекает значок элемента залегания на карте, постройте вектор угла падения, откладывая его с помощью транспортира вниз от горизонтальной линии. Если таких точек мало, можно использовать значения элементов залегания в точках, расположенных на некотором расстоянии от линии разреза (не более 2 см). Такой перенос можно делать, если значения элементов залегания достаточно устойчивы. Перенос можно осуществлять по линии простирания или по дуге, центр которой лежит на пересечении линии падения с линией разреза.

При увеличении вертикального масштаба над горизонтальным масштабом

скорректированный угол можно вычислить по формуле: $tg \varphi = n tg \alpha$, где φ – исправленный угол падения; α – истинный (исходный) угол падения, n – величина увеличения. Также его можно определить по табл. 8.

Таблица 8

Коррекция углов падения при увеличении вертикального масштаба над горизонтальным (округленно)										
Увеличение масштаба	Истинные углы									
	0	1	2°	5°	10°	20°	30°	45°	60°	90°
	Скорректированные углы									
2	1	2°	4°	10°	20°	35°	50°	65°	77°	90°
5	2°	5°	10°	25°	40°	60°	70°	80°	83°	
10	5°	10°	20°	40°	60°	75°	80°	85°	87°	
25	12°	24°	40°	65°	77°	85°	86°	88°	89°	
50	25°	40°	60°	75°	83°	87°	88°	89°	89°	
100	40°	60°	75°	85°	87°	88°	89°	89°	90°	

Если на картах с наклонным или складчатым залеганием направление линии геологического разреза не совпадает с азимутом падения пород, то видимый на разрезе угол падения меньше истинного. Поэтому необходимо внести коррекцию в изображение углов на разрезе, которые можно вычислить по формуле: $tg \alpha_s = tg \alpha \cos \gamma$, где α_s – угол падения пласта в косом сечении (видимый, или скорректированный угол); α – истинный (исходный) угол падения пласта; γ – угол косоугольного сечения (угол между линией геологического разреза и азимутом падения пласта).

Скорректированный угол можно определить также по номограмме (рис. 90). При угле косоугольного сечения меньше 30° и угле падения пласта меньше 30° видимые углы мало отличаются от истинных углов, поэтому их коррекцию можно не производить.

5. *Построение геологических границ.* Проанализировать по всей карте условия залегания геологических тел, установить число структурных этажей, выделить несогласия, возможные типы разрывов и складок и их простираемость. Сосчитать все антиклинальные и синклиналильные складки и другие дислокации, пересекаемые линией разреза. Выделить участки опрокинутого залегания слоев.

Геологические границы строят в следующей последовательности:

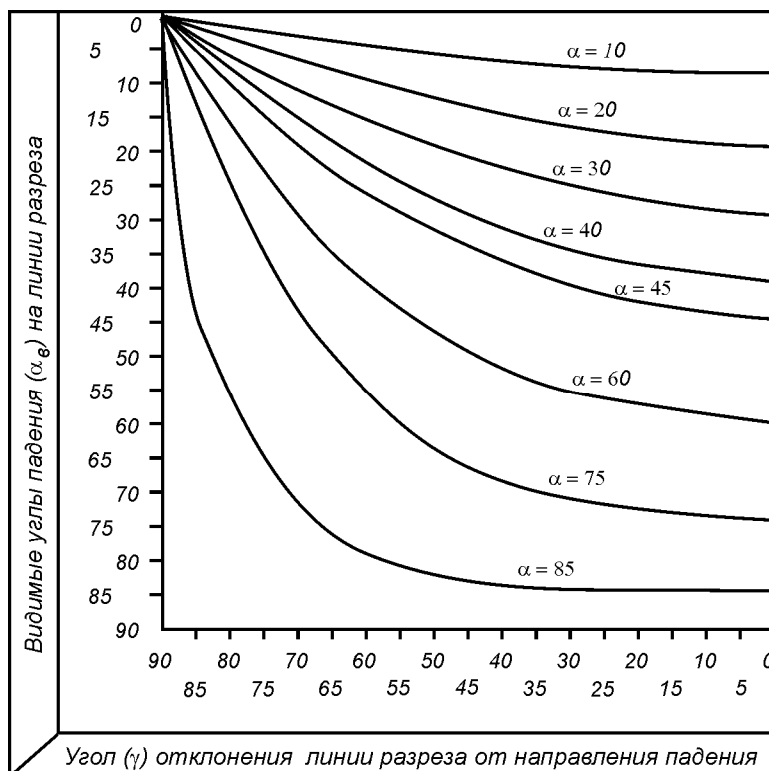


Рис. 90. Диаграмма для нахождения скорректированных углов падения при отклонении линии разреза от направления падения

– Провести линии разломов (если они присутствуют на разрезе). Далее геологические границы строят отдельно в каждом самостоятельном блоке, разделенном разломами.

– Одноименные границы соединить плавными линиями - через точки выхода геологических границ на земную поверхность по направлению угла падения пород. Начинать от молодых пород, с синклинальных складок от верхних структурных этажей к нижним. При встречном падении одной и той же границы,

выходящей на поверхность в двух точках, на разрезе она замыкается плавной дугой. Мощности толщ и их элементы залегания могут варьировать в небольших пределах, ширина выхода стратиграфических подразделений на земную поверхность и их фиксированное положение в разрезах скважин переносятся точно.

При построении геологического разреза следует помнить:

– горизонтальному залеганию пород верхнего структурного этажа на геологической карте, как правило, сопутствует повышение рельефа местности;

– толщины пород, выходящих на земную поверхность в ядрах синклиналей и антиклиналей, всегда меньше их значений, указанных в литолого-стратиграфической колонке, так как они подвергались размыву;

– увеличение на геологической карте ширины выхода пласта на земную поверхность указывает на уменьшение угла его падения.

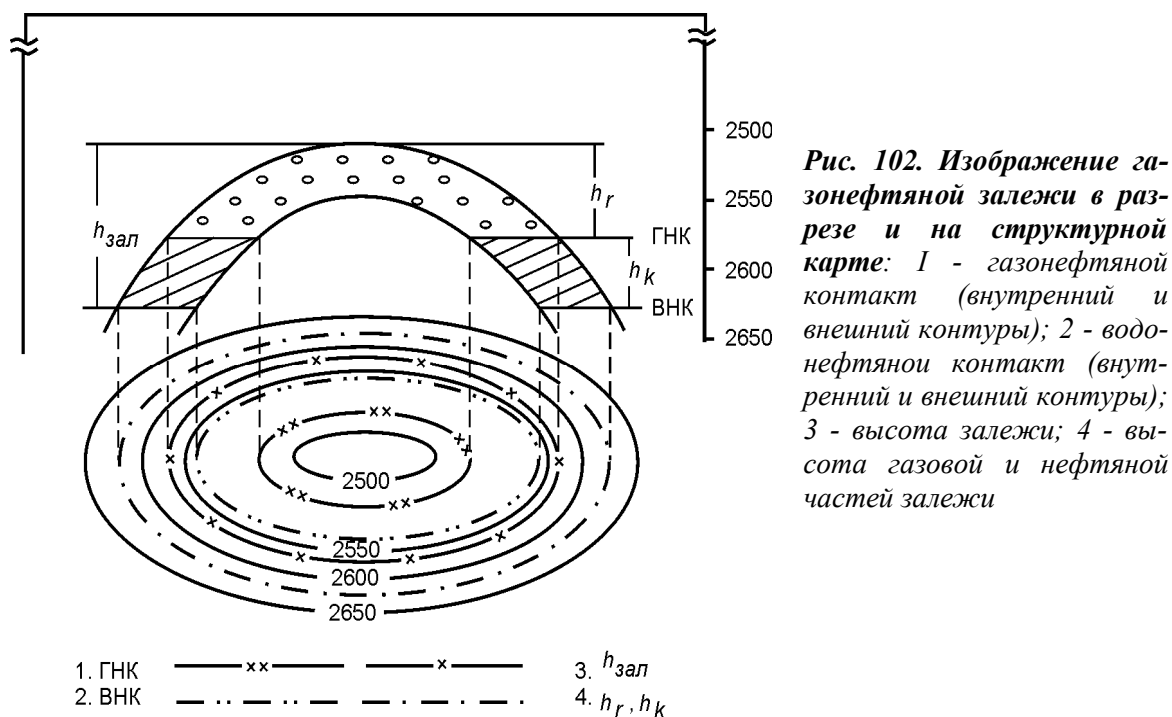
7. Оформление работы. Названия стратиграфических подразделений на разрезе обозначить соответствующими индексами и закрасить в принятые для данных толщ цвета. Сделать зарамочное оформление (ориентировка, масштабы вертикальный и горизонтальный – численный и линейный, условные обозначения, заголовок, автор).

3.3.7. Графическое изображение залежей углеводородов

В нефтяных и газовых месторождениях нефть, газ залегают совместно с подземными водами. При этом происходит их естественная сепарация



Рис. 101. Положение контуров газоносности и нефтеносности



по плотности. Газ, нефть и вода отделяются друг от друга поверхностями газонефтяного (ГНК) и водонефтяного (ВНК) контактов (рис. 101).

Часть пласта между внутренним и внешним контуром называется приконтурной зоной и содержит сверху нефть, внизу – воду.

Наличие в нефтяных месторождениях изолированных газовых залежей и многообразие типов подземных вод обуславливает и различное положение контактов между газом, нефтью и водой. При графических построениях эти поверхности изображаются в виде плоскостей, но в природных условиях переходная зона от газо – к нефтенасыщенной части породы и от нефте- к водонасыщенной части занимает довольно большое расстояние. Причины тому – неоднородность пустотного пространства, различное заполнение капиллярных пустот и наличие гидравлических уклонов. Если поверхности контактов горизонтальны, то ГНК и ВНК будут параллельны изогипсам, если же наклонны, то ГНК и ВНК будут пересекать изогипсы (рис.102 и 103). За ГНК и ВНК на практике принимаются поверхности, выше которых скважины получают из пласта газ без нефти и нефть без воды.

Горизонтальные проекции линий пересечения ГНК и ВНК с поверхностью кровли пласта называются *внешним контуром газоносности* и *внешним контуром нефтеносности*. Горизонтальные проекции линий пересечения ГНК и ВНК с подошвой пласта называются *внутренним контуром газоносности* и *внутренним контуром нефтеносности*. Если ловушка водоплавающая или массивная, т.е. ограничение пласта в подошве не имеет значения, то внутренних контуров залежь не имеет.

Газовые и газоконденсатные залежи имеют лишь газоводяной контакт (ГВК). Иногда такие залежи имеют нефтяную оторочку – нефтенасыщенную часть пласта небольшой мощности, несоизмеримой с эффективной мощностью всего пласта. Нефтяные оторочки могут присутствовать не по всему периметру газовой (газоконденсатной) залежи, что может объясняться наклонной поверхностью ВНК. Размеры залежи – длина, ширина, площадь и высота определяются по ее проекции на горизонтальную плоскость в пределах внешнего контура нефтеносности (газоносности). Высотой залежи (нефтяной, газовой) называется вертикальное расстояние от подошвы до ее наивысшей точки (рис. 102). Положение ВНК, ГНК, ГВК устанавливается по данным непосредственных замеров в скважинах. В тех случаях, когда такие данные отсут-

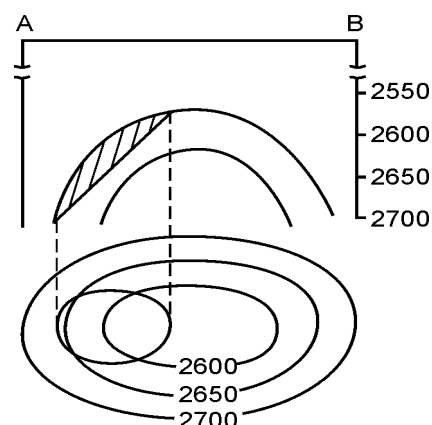


Рис. 103. Изображение наклонного водонефтяного контакта

Уровень моря

$h_{ГНК}$

$h_Н$

$h_{ВНК}$

$h_В$

$P_Г$

$P_Н$

$P_В$

1

2

3

стовой воды. Они не могут быть применены, когда начальное равновесие в пласте нарушено (например, разработкой залежи, пробной эксплуатацией).

Для показа на структурной карте наклонного контура нефтеносности (газоносности) сначала определяется региональное падение ВНК (ГНК) на данном участке. Оно определяется по непосредственным замерам глубины ВНК (ГНК) в скважинах, а также по расчетам.

Наклонная плоскость ВНК изображается изогипсами. Соединяя точки пересечения одновысотных изогипс поверхности пласта и поверхности ВНК, получают контур нефтеносности (рис. 105).

1. Что такое ВНК?
2. По какой поверхности (кровли или подошвы) определяется внешний контур ВНК?
3. Как изобразится зона ВНК на структурной карте?

4. Какое значение имеет ВНК для нефтяной геологии?

3.4. РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Если напряжения в горной породе превышают предел прочности, она разрушается, и в ней возникают разрывные дислокации (разрывы), которые делятся на две большие группы. К первой группе относятся *трещины* (диаклазы), представляющие собой разрывы, по которым перемещения имеют незначительную величину. К ним относятся кливаж, трещины.

Во второй группе объединены разрывы с заметными перемещениями пород – *дизъюнктивы* (параклазы). К ним относятся сбросы и взбросы, надвиги и сдвиги, раздвиги, шарьяжи и другие формы.

Гигантские, долгоживущие, уходящие в недра за пределы земной коры разломы называются глубинными.

Разрывы могут образоваться в результате как быстрых, так и медленных движений, ориентированных в различных направлениях. Они образуют самостоятельные структурные формы, а также сопутствуют пластическим деформациям и внедрениям магмы.

Движения по разрывам могут происходить одновременно с осадконакоплением (конседиментационные), а могут разрывать уже сформированные толщи (постседиментационные). Это определяется по разнице мощностей по разные стороны от разрыва. С разрывами, также как и с пликативными дислокациями, часто связаны месторождения полезных ископаемых, велика их роль и в формировании залежей нефти и газа.

На геологических картах разрыв показывается красными или толстыми черными линиями.

3.4.1. Трещины в горных породах (диаклазы)

Совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры, называется трещиноватостью. По степени проявления трещины можно разделить на три группы: открытые, закрытые и скрытые.

Открытые трещины характеризуются четко видимой полостью. В закрытых трещинах разрыв хорошо заметен невооруженным глазом, но стенки трещин сближены до такой степени, что заметить полость по разрыву не удастся. Скрытые трещины очень тонки, но их легко обнаружить при разбивании или окрашивании горных пород.

Трещины, имеющие одинаковую или близкую ориентировку, объединяются в ряд (система) трещин. Трещины одного ряда ветвятся, но не пересекаются. В горных породах обычно развивается несколько рядов трещин. При этом ряды трещин нередко взаимосвязаны: ориентировка одного ряда изменяется в соответствии с другим.

Отдельностью называются блоки и глыбы, на которые разделяется трещинами горная порода. Форма отдельности определяется расположением трещин. В осадочных горных породах обычно развиваются прямоугольная, кубическая, призматическая, плитчатая, шаровая и глыбовая отдельности. В метаморфических породах – плитчатая, пластинчатая, ребристая, остроугольная отдельность. В лавах – призматическая, столбчатая или шаровая; среди интрузивных массивов встречается кубическая, прямоугольная, параллелепipedная и др.

3.4.1.1. Классификация трещин

Трещины, развитые в горных породах, можно классифицировать по расположению относительно текстурных особенностей пород (слоистость, сланцеватость, ориентировка линейных и пластинчатых минералов), по углу наклона поверхности трещины и условиям их образования. В первом и втором случаях в классификации будет отражена лишь ориентировка трещин в пространстве, поэтому она называется геометрической. В третьем случае в классификации учитывается обстановка их возникновения и она носит генетический характер. Обе классификации не исключают одна другую: трещиноватость в них рассматривается с различных точек зрения, и они дополняют друг друга.

В геометрической классификации трещин в осадочных и метаморфических породах, имеющих ясно выраженную или неясную слоистость, но четкую ориентированную текстуру, выделяются (рис. 106):

а) поперечные трещины, секущие в плане слоистость или сланцеватость по направлению падения; в разрезах они могут быть либо вертикальными, либо наклонными;

б) продольные трещины, параллельные линии простирания, но секущие слоистость в вертикальных разрезах;

в) косые трещины, пересекающие слоистость или сланцеватость под углом относительно простирания и направления падения;

г) согласные трещины, ориентированные параллельно слоистости или сланцеватости как в плане, так и на разрезах.

В массивных, слоистых и сланцеватых породах трещины удобнее классифицировать по углу наклона. В таких случаях обычно выделяются следующие виды трещин: вертикальные (с углами падения от 80 до 90°), крутые (с углами падения 45–80°), пологие (с углами падения 10–45), слабонаклонные и горизонтальные (с углами падения от 0 до 10°)

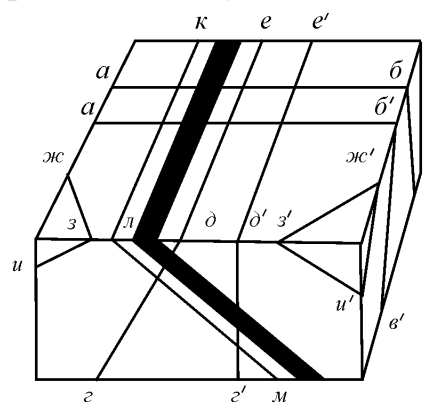


Рис. 106. Геометрическая классификация трещин [14].
Черный слой – слоистость; abv , $a'b'v'$ – поперечные трещины; где, $z'd'e$ – продольные; $жзи$, $ж'з'и'$ – косые, $к\lambda м$ – согласные

В генетической классификации различают следующие типы тектонических трещин: *отрыва, скалывания и кливаж*.

К основным признакам, на основе которых выделяются отдельные виды трещин, относятся геологическая обстановка, характер механического разрушения пород, источник возникновения нагрузок и морфологические особенности трещин.

Тектонические трещины. Тектонические трещины появляются в горных породах под влиянием тектонических сил, вызываемых в земной



Рис. 107. Типы трещин и их сочетания

коре эндогенными процессами. Возникающие при этом деформации почти всегда сопровождаются в горных породах трещинами, образующимися как на сравнительно небольших площадях, ограниченных отдельными структурами, так и на огромных пространствах, где они образуют закономерные сочетания (рис. 107).

Тектонические трещины во многом отличаются от трещин не тектонических. Различия, прежде всего, выражаются в том, что эти трещины более выдержаны как по простиранию, так и по падению и ориентированы по единому плану в разных по составу породах. Как отмечалось, тектонические трещины в соответствии с принятой классификацией делятся на трещины отрыва, ска-

лывания и кливаж (рис. 108).

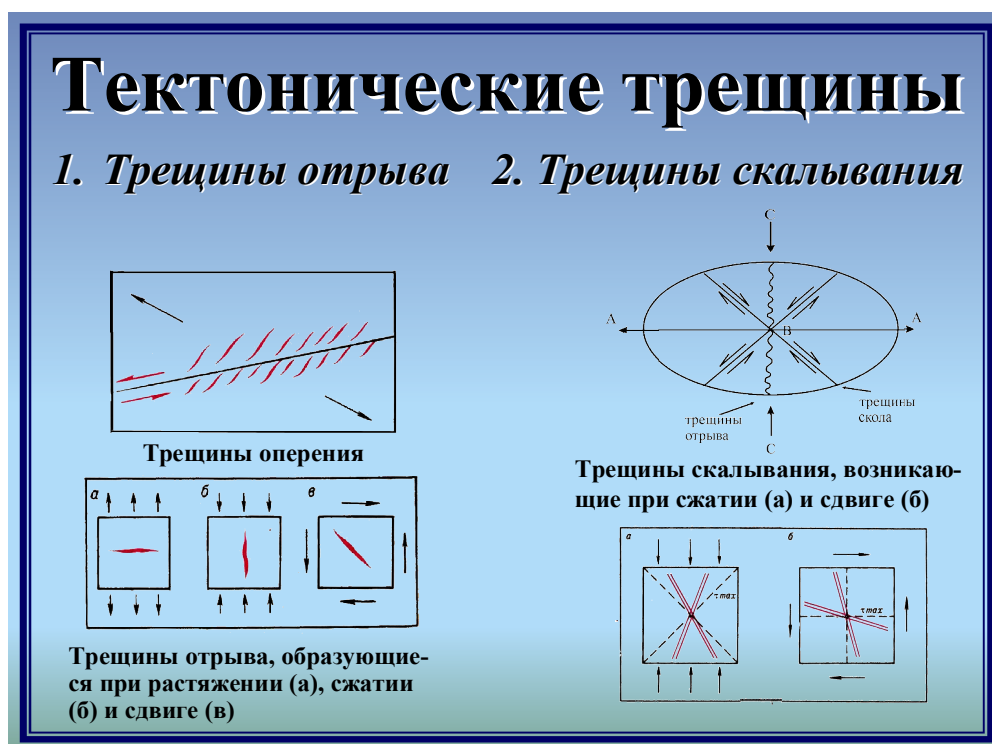


Рис. 108. Тектонические трещины отрыва и скола

Трещины отрыва возникают при появлении в породах нормальных напряжений, превышающих пределы их прочности на разрыв, и ориентированы перпендикулярно к растягивающим усилиям. Обычно они открыты и имеют неровную зернистую поверхность и лишены каких-либо следов перемещений. Гальки и крупные зерна при пересечении их поверхностью отрыва нередко выпадают из породы, оставляя на поверхности трещины гнезда в виде ямок. Трещины быстро выклиниваются по простиранию и падению, но часто рядом или в стороне от выклинивающейся трещины можно найти новую, продолжающуюся в том, же направлении.

Трещины отрыва могут быть развиты на огромных пространствах в таких региональных структурах, как смыкающие крылья флексур или борта прогибов, либо имеют узкое местное распространение.

Региональные трещины отрыва наиболее развиты в породах чехла платформ и складчатых комплексах, испытавших общее растяжение или неравномерные вертикальные перемещения под влиянием движения фундамента.

Морфология региональных трещин отрыва имеет ряд характерных черт. Обычно это крутые или вертикальные ровные трещины, выдержанные по простиранию и падению на десятки и сотни метров. Они бывают открытыми, и очень часто овражная сеть вырабатывается в соот-

ветствии с планом расположения трещин. Именно такие трещины встречаются на обширных пространствах в палеозойских толщах чехла Восточно-Европейской платформы.

Местные трещины отрыва образуются на участках, испытавших растяжение при формировании складок и разрывов. Они возникают на сводах пологих куполовидных поднятий, на участках крутого погружения шарниров, в ядрах складок и на смыкающих крыльях флексур.

Трещины скалывания образуются в направлении максимальных касательных напряжений при нагрузках, превышающих прочность пород. Стенки таких трещин обычно плотно сжаты и имеют гладкую поверхность, нередко покрытую штрихами скольжения. Гальки и крупные зерна, попадающие на линию разрыва, срезаются, а не выдергиваются из своих гнезд, как это типично для трещин отрыва. Трещины скалывания сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению и характеризуются большой протяженностью.

Этот вид трещин широко распространен на участках, нарушенных взбросами и сдвигами. Эти структуры формируются в условиях сжатия земной коры или под воздействием пары сил. Однако до того, как напряжения сконцентрируются на одной поверхности и вызовут появление разрыва, в породах появятся трещины скалывания, ориентированные под углом к оси сжатия в двух или в одном направлении.

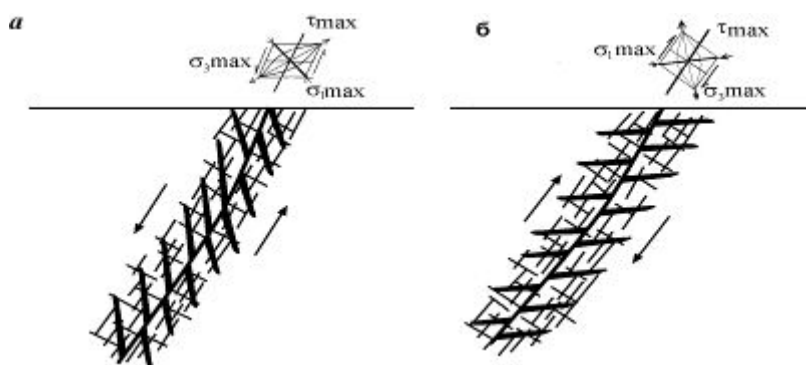


Рис. 109. Образование боковых оперяющих трещин при сбросе (а) и взбросе (б). Тонкие линии – трещины скалывания; клиновидные – трещины отрыва; стрелки – направление смещения крыльев разрывов, максимальных касательных (τ_{max}) и нормальных (σ_{max}) напряжений (разрезы)

Нередко в крыльях разрывов, вблизи поверхности сместителей, наблюдаются многочисленные трещины скалывания и отрыва, получившие название «оперяющих трещин». Один из рядов трещин скалывания параллелен поверхности сместителя, второй – перпендикулярен и соответствует направлению максимальных касательных напряжений (рис. 109 а, б). У сбросов оперяющие трещины отрыва направлены в сторону, противоположную наклону сместителя и перпендикулярно оси наибольших растягивающих напряжений. При взбросах ориентировка оперяющих трещин будет иной (рис. 109 б). В плане большая часть оперяющих трещин ориентирована парал-

тельно поверхности сместителя.

Кливажем называются частые параллельные трещины, развивающиеся при пластической деформации горных пород. В механическом отношении кливаж выражается в появлении многочисленных поверхностей скольжения, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются относительно друг друга. Начало кливажа соответствует последней стадии развития пластической деформации, характеризующейся потерей прочности перед разрывом. В поверхностных условиях в зоне выветривания кливаж имеет вид открытых или закрытых частых параллельных трещин с ровными поверхностями, нередко со следами скольжения и притирания. В породах, расположенных вне зоны выветривания, поверхности кливажа выражены скрытыми трещинами, которые могут быть замечены только по относительному перемещению по поверхностям скольжения и особенно по смещению границ между слоями.

При широком распространении и разнообразии деформированных горных пород кливаж развит далеко не повсеместно. Нередко он отсутствует в породах, смятых в самые сложные складки, а в пределах одной складки может быть выражен не с одинаковой ясностью и частотой в слоях различного состава. В пластичных породах, например в аргиллитах, кливаж обычно бывает более частым и четким, чем в хрупких пластах, например алевролитах или песчаниках. Число поверхностей скольжения также зависит от физических свойств пород. В песчаниках и алевролитах оно достигает 15–20 и более на 1 м; в относительно пластичных породах их число может быть значительно больше. Например, в углистых сланцах поверхности кливажа прослеживаются через доли миллиметра. По М.А.Усову и В.В.Белоусову, классификация кливажа следующая (рис. 110).

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

І. Послойный кливаж.

ІІ. Секущий кливаж.

1. Веерообразный.

2. Обратный веерообразный.

3. Параллельный (главный).

Б. Приразрывный кливаж.

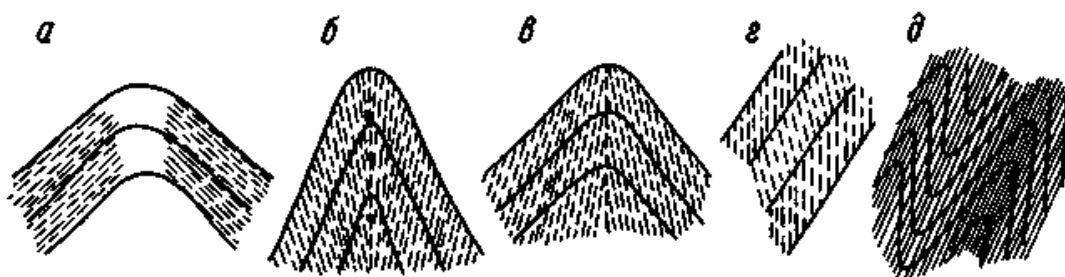


Рис. 110. Разновидности кливажа [3]: а – послойный; б-д – секущий (б – веерообразный, в – обратный веерообразный, г – S-образный, д – параллельный)

Послойный кливаж развивается параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации (рис. 110,а). Как отмечалось, при образовании складок в слоистых толщах изгиб без разрыва пород может произойти лишь при скольжении одних слоев по другим или при внутри слоевом скольжении. Последнее сосредотачивается преимущественно в мягких, относительно пластичных слоях. В хрупких породах оно проявлено незначительно.

В процессе складкообразования по одному из направлений максимальных касательных напряжений, возникают новые поверхности скольжения, вдоль которых образуется кливаж, секущий по отношению к слоистости. Однородные тонкозернистые породы, например глинистые сланцы, при этом разбиваются частыми гладкими, хорошо притертыми поверхностями скольжения.

Ориентировка секущего кливажа в плане совпадает с направлением оси складки. В поперечных вертикальных разрезах он может быть ориентирован различно: либо в виде веера, либо параллельно осевой поверхности (рис. 110 б,д).

Кроме описанного кливажа, формирующегося в складках, явление, имеющее сходные признаки, отмечается в крыльях крупных разрывов, главным образом у взбросов и сбросов. Ширина зон, захваченных при разрывным кливажем, может достигать 200–400 м. О более раннем возникновении кливажа по отношению к разрывам и перемещениям вдоль него свидетельствует присутствие в брекчиях трения сместителей, повернутых и раздробленных участков пород с развитым в них кливажем.

В поверхностях кливажа нередко концентрируется рассеянная минерализация. Кливаж широко используют для установления нормального и опрокинутого залегания пород, а также положения шарниров складок.

3.4.1.2. Изучение трещин в горных породах

Изучение трещин в горных породах осуществляют главным образом при полевых работах. Для этого производят массовые замеры ориентировки трещин с учетом их морфологии, позволяющие при соответствующей систематизации замеров устанавливать преобладающее направление трещин и их генезис.

К основным параметрам трещиноватости относятся густота, протяженность и ориентировка трещин. Густота трещин выражается расстоянием между соседними трещинами или их числом на 1 м расстояния в направлении, перпендикулярном некоторой средней ориентировке трещин.

Трещины характеризуются общим раскрытием, заполнением и зиянием. Раскрытие определяется расстоянием между стенками трещин. Заполнение и зияние могут изменяться от некоторой величины раскры-

тия до нуля. В сумме они равны раскрытию. Величина зияния в глубине массива может существенно отличаться от величины зияния трещин на поверхности, в стенках горных выработок или шлифах (у микротрещин). По густоте трещин и их зиянию можно определить трещинную пустотность, проницаемость массива и другие показатели его коллекторских и инженерно-геологических свойств.

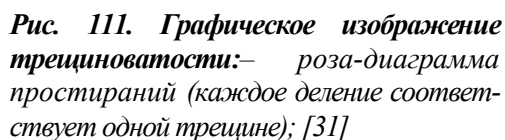
Ориентировка трещин характеризуется углом и азимутом падения. При замерах элементов залегания трещины горным компасом определяются ее магнитные азимуты. Чтобы перейти к истинному азимуту, следует учесть магнитное склонение. Прежде чем приступить к замерам ориентировки трещин, необходимо на участке, где производятся измерения, установить генезис трещин, определить элементы залегания пластов горных пород, сланцеватости или иных ориентированных текстур. Результаты наблюдений над трещинами следует сводить в таблицы. Для каждого генетического типа трещин обработка замеров их ориентировки должна производиться отдельно. Систематизацию замеров осуществляют с помощью построения различных диаграмм и карт трещиноватости. Наиболее распространены розы-диаграммы и круговые диаграммы в изолиниях. С помощью последних можно осуществлять пространственную увязку направлений трещиноватости с расположением рудных тел, газоносными структурами, элементами залегания пород, складками и разрывами.

3.4.1.3. Графические методы изображения ориентировки трещин

При полевом изучении трещиноватости горных пород проводятся массовые замеры трещин, требующие дальнейшей обработки для выявления преобладающих направлений, относительной интенсивности каждого из них и т.д. Для этого составляют различные диаграммы и карты трещиноватости.

В настоящее время наиболее распространены круговые диаграммы в изолиниях, построенные с помощью сетки Вальтера–Шмидта. Широко используются и другие виды диаграмм, особенно розы-диаграммы. На них легко выявить преобладание простирания трещин, азимуты или углы их падения.

В качестве примера рассмотрим построение розы-диаграммы азимутов линий простирания. На полукруг произвольного радиуса наносится градусная сетка с северными румбами и проводятся радиусы-меридианы (рис. 111). Интервалы между меридианами можно брать различными – 2–3 или 5°. Затем выбирается единичный отрезок с произвольной длиной, соответствующей одному замеру, служащий масштабом для изображения числа трещин. Единичный отрезок откладывается на полукруге от его центра по направлению замеренного азимута. При этом производится округление значений замеров азимутов в соответствии с частотой проведен-



Сетка Вальтера–Шмидта сохраняет равенство площадей, заключенных между меридианами и параллелями, за счет нарушения пропор-

Существует и другой способ построения розы-диаграммы, при

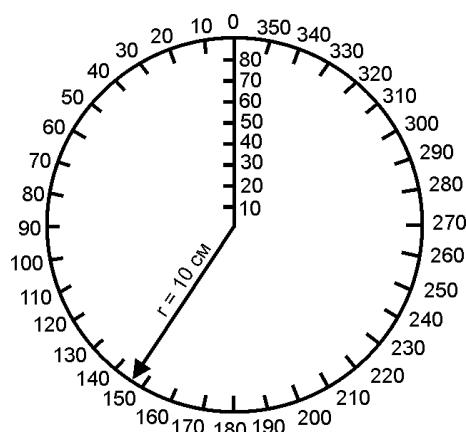


Рис. 112. Сетка для нанесения замеров [31]

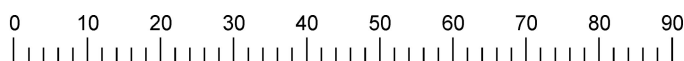


Рис. 113. Масштаб для градуировки северного радиуса при круге диаметром 20 см

циональности изображения угловых значений. Применение такой сетки необходимо для количественной оценки замеров. На рис. 113 приведен размеченный радиус для диаграммы с диаметром 20 см. Нулевое значение для углов падения указывается в центре сетки, 90 – на окружности.

В центре круга с размеченной окружностью и радиусом (или в центре сетки Вальтера–Шмидта) вставляется игла, на который накладывается восковка с нанесенной на нее окружностью того же диаметра. Для того, чтобы восковка не прорывалась, на ней в место прокола иглой следует приклеить кусочек плотной бумаги.

На окружности восковки проводится стрелочка или другой какой-либо ориентир, служащий для отсчета азимутов падения по градусной шкале на окружности диаграммы. При нанесении замеров азимутов падения восковку поворачивают до положения, при котором стрелочка или другая пометка на окружности восковки будет соответствовать замеру азимута падения. Затем восковку придерживают и на ней по размеченному



Рис. 114. Восковка, наложенная на сетку.

При данном положении восковки нанесен замер поверхности трещины с аз.пад. 55° , угол пад. 66° (точка А); точка Б отвечает замеру аз.пад. 257° , угол пад. 90° [31]

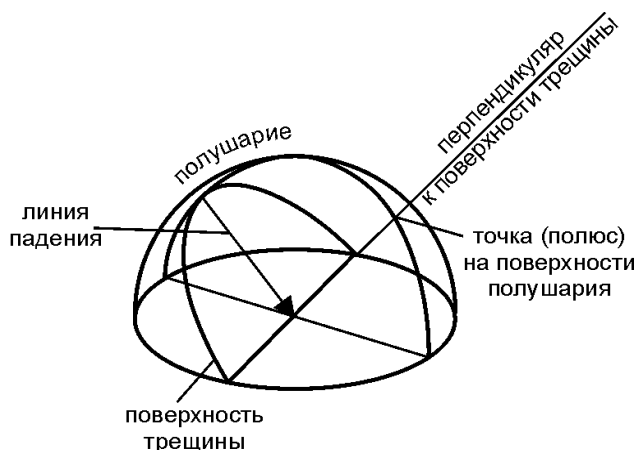


Рис. 115. Схема, поясняющая соотношение поверхности полушария и трещины

радиусу откладывают значение угла падения. Полученная точка и будет изображать положение поверхности трещины (рис. 114). В геометрическом смысле эта точка будет представлять собой место пересечения перпендикуляра, восстановленного к поверхности трещины, с поверхностью полушария, которое можно вообразить себе над сеткой Вальтера-Шмидта. При этом трещины представляются в виде плоскостей, пересекающих центр сетки и поверхность полушария (рис. 115).

Если трещина горизонтальна, т.е. угол падения равен нулю, перпендикуляр пересечет полушарие в его центре и, следовательно, точка будет расположена в центре сетки на нулевом значении угла падения. Когда же трещина окажется вертикальной, перпендикуляр примет горизонтальное положение и точка пересечения полушария с перпендикуляром будет лежать на окружности, где углы падения имеют значения 90° . Чтобы нанести замер вертикальной трещины на 0 сетку, к замеру азимута линии простирания прибавляют 90° , затем поворачивают восковку до полученного значения и на окружности у конца нулевого радиуса ставят точку. Если на восковку наносят несколько однозначных замеров, точки ставятся рядом.

Обычно на одну диаграмму наносят не более 300–400 замеров. Для выяснения преобладающей ориентировки трещин круг с замерами подвергают дальнейшей обработке. Восковка накладывается на сетку квадратов, на которой нанесена окружность с радиусом 10 см (рис. 116); стороны отдельных квадратов равны 1 см. Центр окружности располагается в середине сетки квадратов; при наложении восковки на сетку окружности на

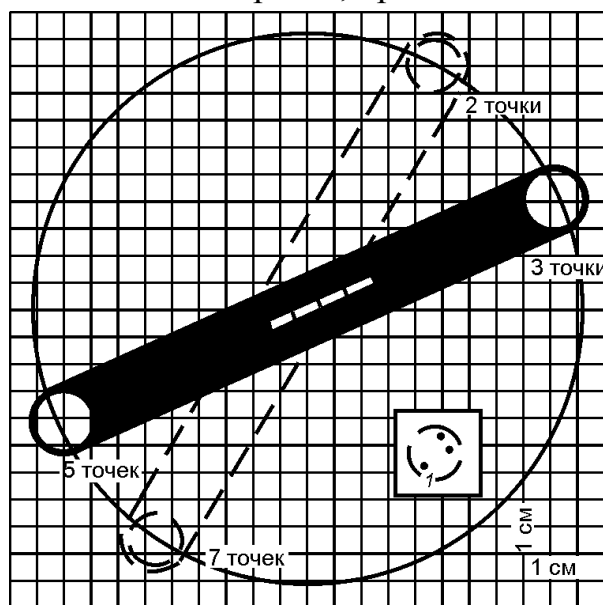


Рис. 116. Схема, показывающая способ подсчета точек с помощью сетки квадратов и линейки с двумя кружками

них совмещаются. Из плотной бумаги вырезается кружок диаметром 2 см. Площадь этого кружка при диаметре круга 20 см составляет 1% площади большого круга. Передвигая кружок на восковке, наложенной на сетку квадратов, производят подсчет числа точек, попадающих внутрь площади кружка, определяя тем самым количество точек, приходящихся на 1% площади большого круга. Подсчет ведут, помещая центр кружка последовательно в каждую точку пересечения линии сантиметровой сетки и записывая число точек (индекс) в цен-

тре кружка. При этом кружок должен вписываться в четыре смежные клеточки сетки. В тех случаях, когда на его площади оказывается окружность большого круга, подсчет точек ведется линейкой, имеющей два кружка и узкую продольную прорезь посередине. Расстояние между центрами кружков линейки должно быть равно 20 см. Линейка устанавливается так, чтобы ее прорезь проходила через центр круга, а центры кружков совпали с центрами четырех смежных квадратиков, через которые проходит окружность большого круга.

Затем подсчитывается число точек, оказавшихся на площади обоих кружков, и суммарное значение указывается в том кружке, центр которого расположен в пределах круга восковки. В тех случаях, когда линейка устанавливается в положение, при котором центры кружков совпадают с окружностью, индекс, составляющийся из суммы точек на площади обоих кружков, ставится в каждом из них на окружности диаграммы.

После определения всех индексов на восковке проводят изолинии, отражающие плотность точек на 1% площади круга. Рисовка изолиний осуществляется путем соединения одинаковых индексов плавными линиями, и весь процесс напоминает нанесение горизонталей при составлении топографической карты (рис. 117). Так, если на углах квадрата стоят индексы 2 и 8, то на стороне квадрата путем пропорционального деления находим индексы 3, 4, 5, 6 и 7.

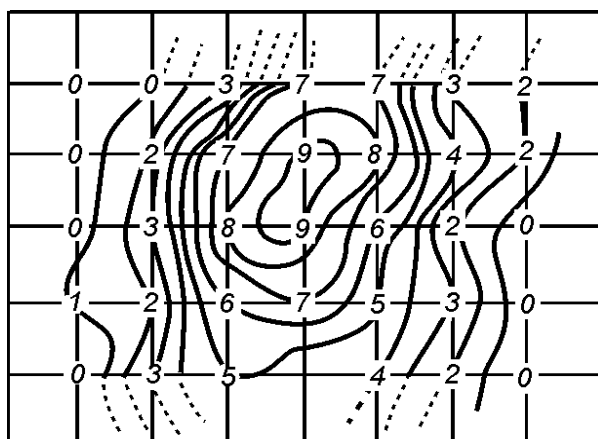


Рис. 117. Схема, показывающая способ проведения изолиний с одинаковой плотностью точек. Цифрами обозначены индексы [28]

Применяется и другой способ построения изолиний на диаграмме, при котором индексы отражают не число замеров на 1% площади круга, а плотность точек, выраженную в процентах относительно общего числа замеров. Например, если на диаграмму нанесено 400 замеров, а точек на площади кружка восемь, это составит 2% общего числа замеров. Цифра 2 будет соответствующим индексом. Далее изолинии проводятся через индексы, как и в первом случае.

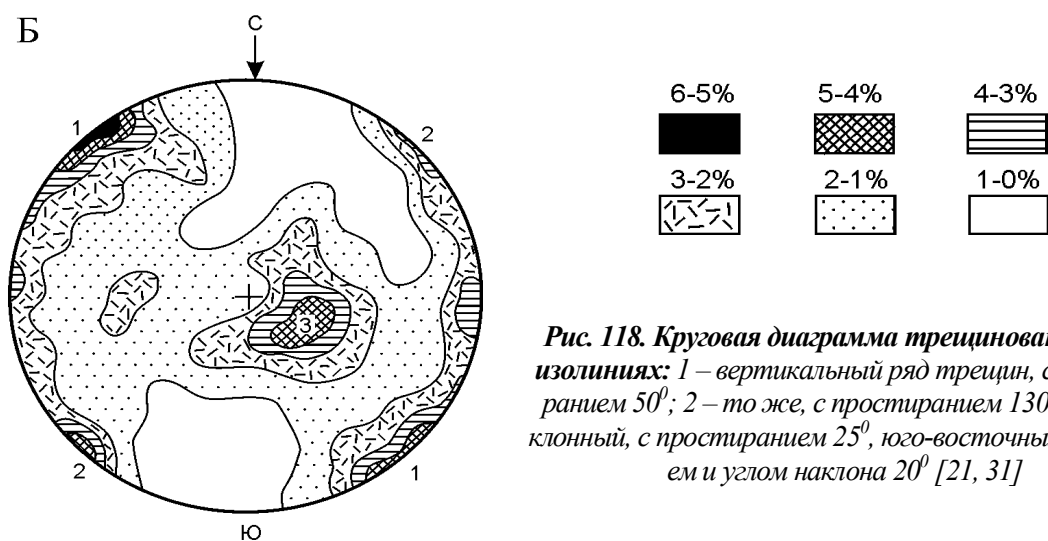


Рис. 118. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях: 1 – вертикальный ряд трещин, с простиранием 50° ; 2 – то же, с простиранием 130° ; 3 – наклонный, с простиранием 25° , юго-восточным падением и углом наклона 20° [21, 31]

При изображении изолиний особое внимание должно быть обращено на периферические участки круга. При правильно составленной диаграмме на противоположных концах диаметров в точках их пересечения с окружностью должны находиться изолинии с одинаковой плотностью точек, что достигается тщательной проверкой и сопоставлением точек пересечения окружности и изолиний. Пространство, заключенное между отдельными изолиниями, для большей выразительности обычно покрывается различной штриховкой, более темной для изолиний с большей плотностью точек (рис. 118). Для лучшей обзорности построенную диаграмму можно уменьшить в два или четыре раза, пользуясь для этого квадратной сеткой меньшего масштаба, причем иногда удобно переносить на уменьшенную сетку не все изолинии, а каждую вторую или третью. На диаграмме крестиком помечается центр, точкой – элементы залегания пород, в которых замерены трещины, указываются север и юг. Помимо этого указывается число нанесенных замеров, а также число точек, через которые проведены изолинии, выраженное в процентах. Так, если нанесено 400 замеров, а изолинии проходят через каждый индекс (точку), получим, что каждая точка составляет 0,25% общего числа замеров, и следовательно, изолинии проведены через 0,25% точек. Если изолинии проходят через два индекса, плотность изолиний составляет 0,5%, если через четыре – 1% и т.д.

С помощью диаграммы можно решать обратную задачу, т.е. выявить элементы залегания ряда (системы) трещин. Для этого определяются азимут и угол падения для точки, расположенной в центре максимума данного ряда. Точку ставят на шкалу наклонов, а по стрелке берут отсчет азимута.

Плоскость трещины можно показать в виде дуги на диаграмме. Для этого полюс (точку проекции нормали) трещины надо совместить с экватором сетки. От полюса отсчитывают 90° и ставят точку. Затем через

эту точку и полюсы сетки по меридиану проводят дугу, изображающую данную трещину. Таким же образом в виде дуги можно изобразить слой, в котором проводились замеры

Используя полюс ряда трещин, можно провести дугу, изображающую этот ряд. На круговой диаграмме определяются углы между рядами трещин, двумя трещинами, слоем и трещиной или между слоем и рядом трещин. Для этого диаграмму накладывают на сетку. Вращая ее, совмещают полюсы двух рядов с одним и тем же меридианом. Угол между полюсами, отсчитанный по меридиану, будет равен углу между рядами трещин. Аналогично проводятся замеры углов между отдельными трещинами, между слоем и трещиной или между слоем и рядом трещин.

Достоинство диаграммы, построенной на сетке Вальтера–Шмидта, заключается в наглядности изображения, возможности количественной оценки трещин различного направления и сравнения с другими диаграммами, построенными для различных участков и районов. Недостатком диаграммы является некоторая громоздкость шаблонов и невозможность ее составления непосредственно в поле.

3.4.2. Дизъюнктивы (разрывы со смещениями)

Дизъюнктивы – это разрывы, по которым происходят значительные смещения пород, прилегающих к поверхностям разрыва.

3.4.2.1. Элементы дизъюнктива

У дизъюнктива различают следующие элементы (рис. 119):

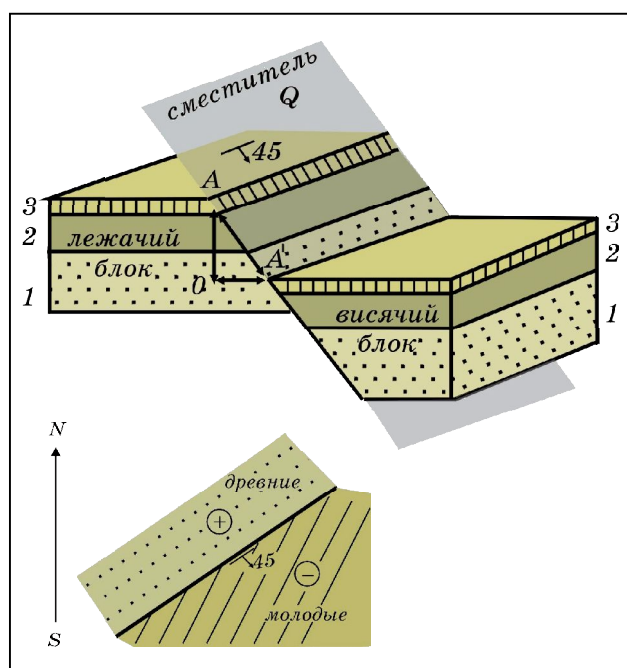


Рис. 119. Элементы дизъюнктива:

- а) плоскость дизъюнктива (сместитель) – Q
- б) лежащее крыло (бок) – «Л»
- в) висящее крыло (бок) – «В»
- г) угол падения сместителя (α)
- д) амплитуду по сместителю $A-A^1$
- е) вертикальную амплитуду – h
- ж) зияние (отход) – L (ОА)

Строение сместителя. Поверхность сместителя не всегда бывает ровной и может быть искривлена, в результате чего при движении между крыльями

могут возникнуть полости, которые впоследствии заполняются жильными или рудными минералами. При движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, поверхности сместителя становятся гладкими, отполированными. Такие блестящие поверхности носят название "зеркал скольжения". На зеркалах скольжения можно заметить многочисленные штрихи и борозды скольжения, ориентированные по направлению движения крыльев. Помимо зеркал скольжения, между крыльями часто развиваются брекчии трения, представляющие собой раздробленную и перетёртую массу обломков пород. В брекчии трения часто проникают гидротермальные растворы, из которых отлагаются жильные и рудные минералы.

Лежащее и висячее крылья (бока) дизъюнктива выделяются в том



Рис. 120. Элементы сброса в вертикальном разрезе

случае, если сместитель имеет наклонное залегание. Тот бок (крыло), который расположен под плоскостью сместителя, называется "лежащим", а тот, который нависает над плоскостью сместителя, "висячим".

При смещении крыльев относительно друг друга важной характеристикой является амплитуда смеще-

ния. Различают: полную амплитуду (амплитуда по сместителю a_1b_1), вертикальную амплитуду – a_1b_2 , горизонтальную амплитуду – зияние (отход) – b_1b_2 , стратиграфическую амплитуду – a_4b_1 , вертикальный отход – a_2b_1 , горизонтальный отход – b_2a_3 (рис. 120).

3.4.2.2. Классификация дизъюнктивов

Морфологическая (или геометрическая) классификация разрывов различает дизъюнктивы по расположению плоскости сместителя относительно простирания и падения нарушенных пород и по углу падения сместителя. По отношению к простиранию пород различаются: *продольные* дизъюнктивы, у которых простирание сместителя совпадает с простиранием нарушенных пород; *косые* (диагональные) и *поперечные*

дизъюнктивы, сместитель которых ориентирован вкrest простираия пород (рис. 121). По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород (пластов, контактов) выделяют *согласные* и *несогласные* дизъюнктивы. У согласных дизъюнктивов плоскость сместителя и наклон пород направлены в одну сторону, а у несогласных дизъюнктивов – в противоположные стороны.

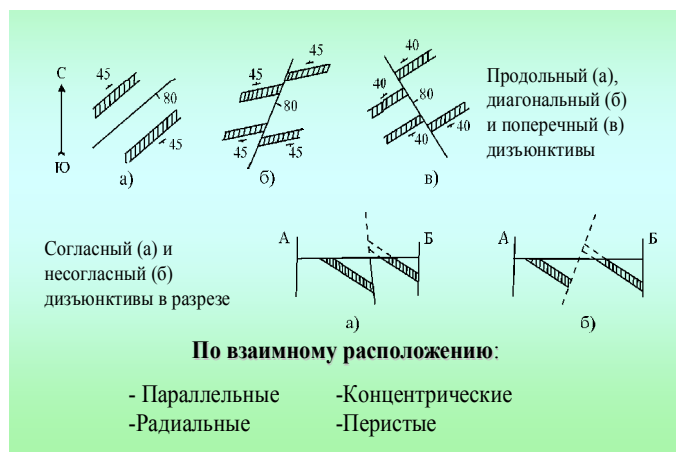


Рис. 121. Геометрическая классификация дизъюнктивов



Рис. 122. Кинематическая классификация дизъюнктивов

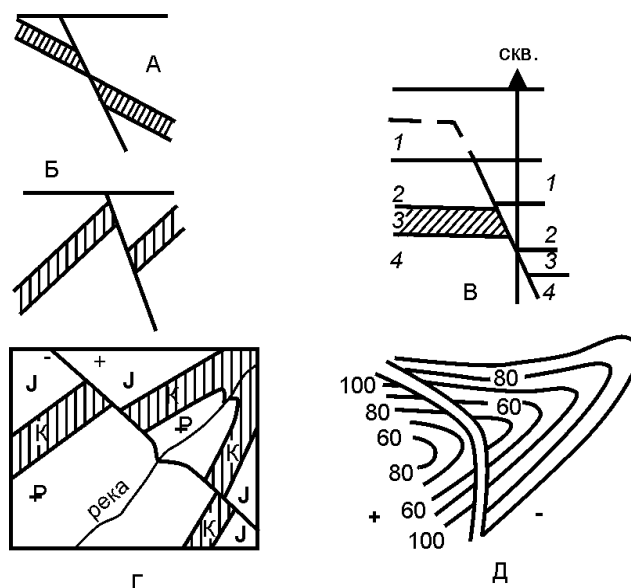


Рис. 123. Сбросы: А,Б,В – в разрезе; Г – на геологической карте; Д – на структурной карте (по Г.Н.Сапфирову) [47]

По отношению к слоистости осадочных пород дизъюнктивы подразделяются на *послойные* и *секущие*. По углу падения сместителя дизъюнктивы подразделяются на *пологонадающие* (0–30°), *крутонадающие* (30–80°) и *вертикальные* (80–90°).

Кинематическая классификация различает дизъюнктивы по направлению движения активного (висячего) крыла (рис. 122). По этому признаку разрывы делятся на шесть основных групп: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и тектонические покровы. Разрывы каждой группы обладают отличительными признаками и образуются при различных динамических условиях.

Сбросами называются нарушения, в которых висячее крыло опущено относительно лежащего.

Сбросами называются нарушения, в которых висячее крыло опущено относительно лежащего.

сительно лежачего (рис. 123А.Б).

При пересечении сбросов вертикальной скважиной некоторые слои могут вообще выпасть из разреза. Это служит диагностическим признаком

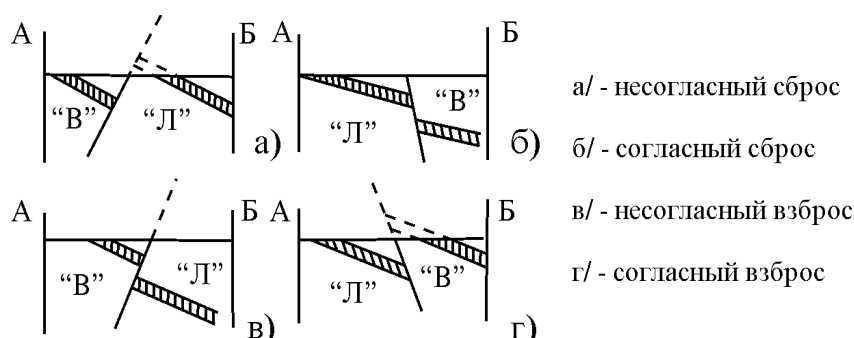


Рис. 124. Сбросы и взбросы в разрезе.

Сбросы (а – несогласный, б – согласный);
взбросы (в – несогласный, г – согласный).
«В» – висячий блок,
«Л» – лежащий блок

сброса при построении геологических разрезов по скважинам. Это явление следует также учитывать при изучении (поиске, разведке, подсчете запасов) залежей углеводородов, приуроченных к осложненным сбросами структурам. Сбросы образуются в условиях горизонтального растяжения земной коры.

Взбросами называются нарушения, у которых висячее крыло поднято относительно лежачего (рис. 124 в, г). Угол падения сместителя у взбросов более 45° .

У взбросов сместитель называется взбрасывателем и часто представляет собой зону раздробленных пород – катаклазитов. Размеры взбросов бывают различными. Гигантские системы разломов взбросового типа образуют системы горстов.

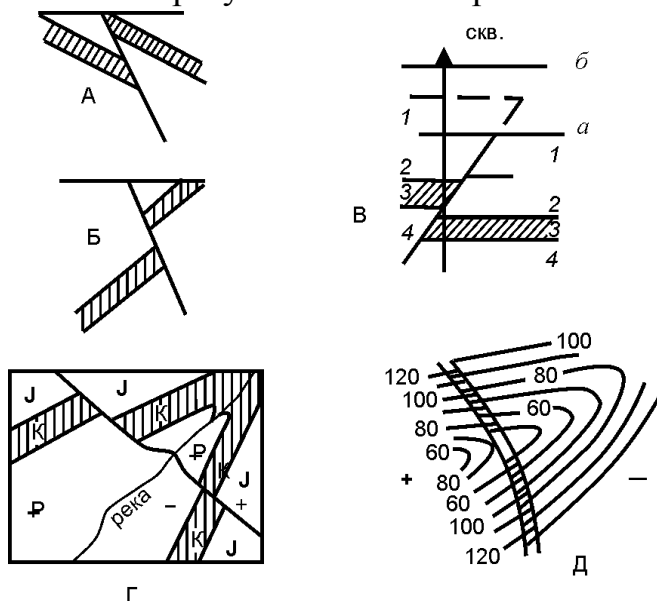


Рис. 125. Схематический разрез и план взбросов. Удвоение слоя при пересечении взброса вертикальной скважиной (В), смещение границ на картах (Д) (по Г.Н. Сапфирову) [47]

Таким образом, у сбросов поверхность сместителя наклонена в сторону опущенного крыла, а у взбросов – приподнятого крыла.

При пересечении нарушенных взбросом пород мощность слоев увеличивается, а некоторые из них могут повториться в разрезе дважды (рис. 125В). Это служит диагностическим признаком взброса при построении геологических разрезов по скважинам. Это явление следует также учитывать при изучении (поиске, разведке, подсчете запасов) за-

лежей углеводородов, приуроченных к осложненным взбросами структурам. Взбросы образуются в условиях горизонтального сжатия земной коры. Когда сместитель не является плоскостью, а представляет собой цилиндрическую поверхность, один и тот же разлом в разных своих частях может выступать как сброс и как взброс.

Нарушения, у которых поверхность разрыва расположена вертикально, принято относить к *нейтральным* дизъюнктивам, хотя некоторые авторы относят их к сбросам.

По взаимному расположению сбросов и взбросов в плане различают *параллельные, радиальные, концентрические* и *перистые*. По направлению движения крыльев выделяют: *прямые, обратные, шарнирные* и *цилиндрические*.

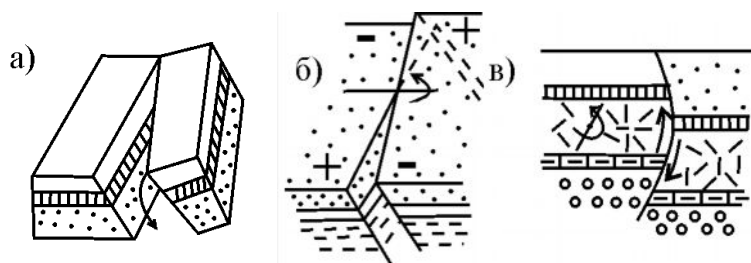


Рис. 126. Шарнирные дизъюнктивы: а – с осью вращения у конца; б – с осью вращения в средней части; в – цилиндрический дизъюнктив (разрез) [20,21]

В прямых сбросах всячее крыло перемещается вниз по падению сместителя; в прямых взбросах – вверх; в обратных сбросах (подбросах) лежащее крыло перемещается вверх, а в обратных взбросах – вниз. В шарнирных дизъюнктивах блоки перемещаются вокруг оси, перпендикулярной простиранию сместителя (рис. 126 а,б); в цилиндрических сбросах и взбросах движение происходит по дуге или искривлённой поверхности вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя (рис. 126 в).

По отношению ко времени образования нарушенных отложений сбросы и взбросы делятся на *конседиментационные*, т.е. возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, и *постседиментационные* (наложенные), образующиеся после накопления осадков. В конседиментационных разрывах на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращёнными, и отдельные стратиграфические горизонты выпадают из разреза. На опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкозернистые и глубоководные фации. В постседиментационных разрывах мощность пород и фации в опущенных и поднятых крыльях не имеют различий.

Сдвигами называются разрывы, по которым происходят смещения в горизонтальном направлении. Сдвиги различаются по отношению сместителя к

залеганию нарушенных пород: они могут быть *вертикальными* и *горизонтальными* (рис. 127).

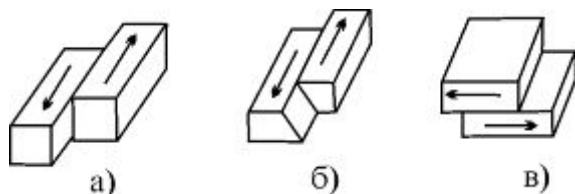
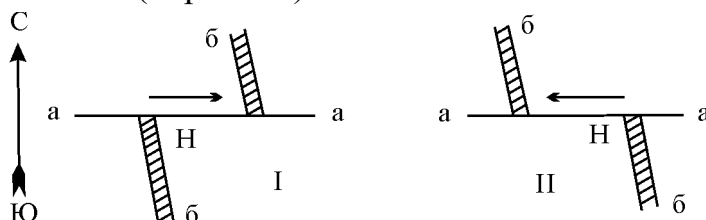


Рис. 127. Сдвиги: а – вертикальный; б – наклонный; в – горизонтальный

По направлению смещения крыльев различают правый и левый сдвиги. Если смотреть в плане на линию сдвига по перпендикуляру к ней, то в правом сдвиге противоположное крыло смещается вправо. В левом сдвиге при тех же условиях смещение происходит влево (рис. 128). Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил (пары сил).

Рис. 128. Схема правого (I) и левого (II) сдвигов: а-а – сместитель; б-б – разорванный слой; Н – положение наблюдателя



Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх (взбросы), вниз (сбросы) или в горизонтальном направлении (сдвиги), а косо по отношению к горизонту. В этом случае в разрывах появляется как сдвиговая, так и сбросовая или взбросовая составляющие и разрывы называются *сбросо-сдвигами*, *взбросо-сдвигами*.

Раздвиги – это разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва. При раздвиге увеличивается зияние между крыльями разрыва. Амплитуда раздвига измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва. Образуются раздвиги при растягивающих усилиях, действующих перпендикулярно поверхности отрыва.

Надвиги и тектонические покровы. Под надвигом понимается разрывное нарушение с пологим наклоном сместителя, по которому висячий блок поднят относительно лежащего и надвинут на него (рис. 139). Угол падения сместителя у надвигов меньше 45° .

В случае, если происходит поддвигание лежащего крыла под висячее, то говорят о *поддвиге*. Надвиги обычно возникают и развиваются во время складчатости при общих условиях горизонтального сжатия. Они возникают там, где складки становятся сильно сжатыми и опрокинутыми. В надвигах более древние слои ядер антиклиналей, как правило, надвигаются на более молодые слои замков синклиналей. В плане надвиги обнаруживают пространственную связь со складками, развиваясь вдоль осевых линий или на их крыльях параллельно осевым лини-

ям. Когда имеется несколько надвигов, наклонённых в одну сторону, то говорят о *чешуйчатой* структуре. Очень пологие надвиги с большой амплитудой перекрытия (десятки-сотни км) именуются *тектоническими покровами* или шарьяжами. Они обычно широко развиты в областях со сложным складчатым строением. Смещения охватывают огромные массы горных пород, заключающих целые складчатые комплексы.

В тектонических покровах выделяются перемещенные массы висячего крыла, называемые *аллохтоном*, а оставшееся на месте лежащее крыло – *автохтоном*. Обычно породы автохтона моложе пород аллохтона. Поверхность, по которой перемещается аллохтон, называют поверхностью волочения (рис. 129).



Рис. 129. Надвиги и тектонические покровы

В аллохтоне различают переднюю, лобовую часть покрова, в той или иной степени размытую эрозией, тело или панцирь, тыловую часть или корни. Последними называют область, откуда началось перемещение покрова. От лобовой части эрозия может отделить участки, которые утрачивают связь с аллохтоном и называются *останцами покрова* или "*экзотическими останцами*". Выходы пород автохтона на поверхность, окружённые отложениями, слагающие аллохтон, называются «*тектоническими окнами*». По условиям образования могут быть выделены три вида покровов. Первый из них образуется из крупных лежащих складок (рис. 129). Покро-

вы второго вида возникают из надвигов в складчатой структуре. Третий вид покровов, который широко распространён в Альпах, связывается с гравитационным скольжением структур со склонов тектонических поднятий в прилегающие прогибы. Образование сложных покровных структур объясняется сильным горизонтальным или диагональным сжатием, причина которого приписывается обычно коллизии и субдукции. Но существует и другая возможность происхождения горизонтальных сжатий – это гравитационное скольжение масс по склонам поднятого фундамента.

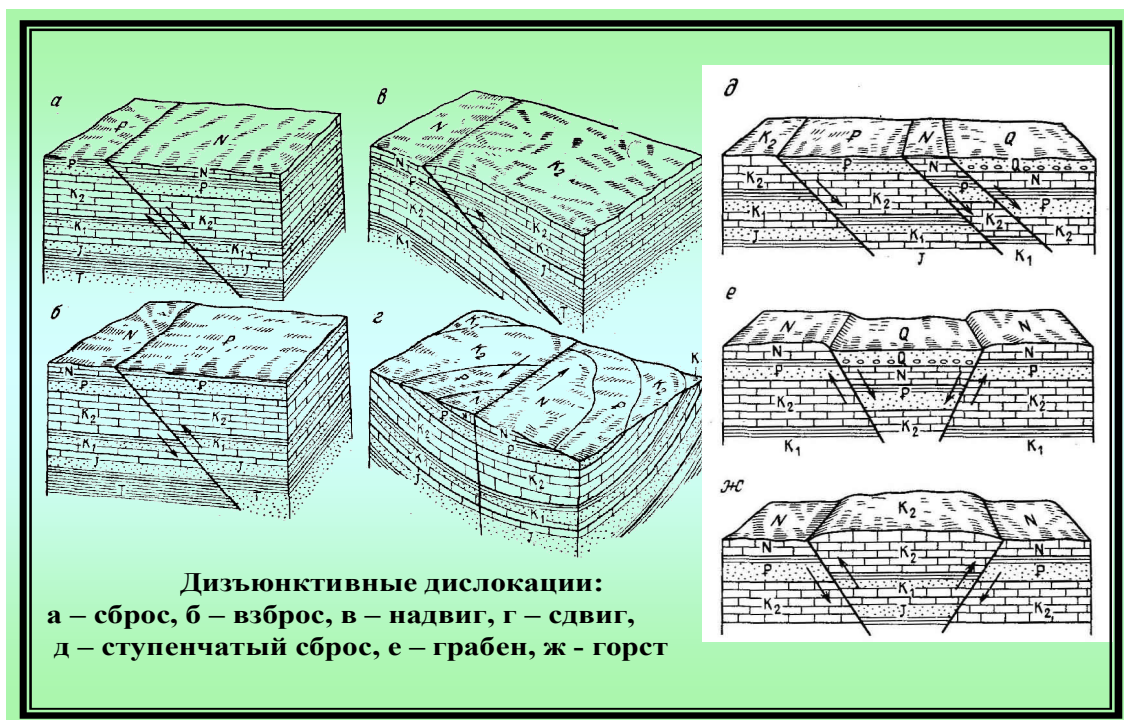


Рис. 130. Дизъюнктивы и системы дизъюнктивов

Системы дизъюнктивов. Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Наиболее широко распространены группировки, носящие следующие названия; грабены, горсты, ступенчатые сбросы, чешуйчатые надвиги и чешуйчатые взбросы.

Грабены – структуры, образованные парными сбросами или взбросами, центральная часть которых опущена и сложена на поверхности более молодыми породами по сравнению с породами в приподнятых краевых блоках (рис.130 е, 131 а).

Горсты – структуры, образованные парными сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами по сравнению с породами в опущенных краевых блоках (рис. 127 ж, 128).

Различают простые и сложные грабены и горсты. Простые горсты образуются двумя сбросами или взбросами, в сложных горстах участвует большее количество разрывов (то же относится и к грабенам).

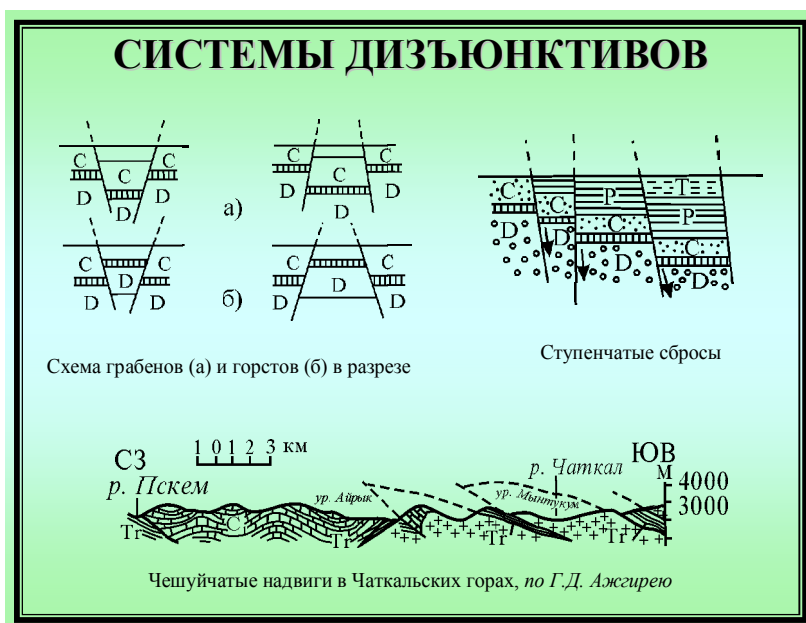


Рис. 131. Системы дизъюнктивов в разрезе

Чешуйчатые *взбросы* и *надвиги* представляют собой несколько поверхностей разрыва, наклонённых в одну сторону, по которым наблюдается последовательное смещение (воздымание) в одном направлении каждого следующего блока (рис. 131).

3.4.2.3. Глубинные разломы

Глубинные разломы – это дизъюнктивные нарушения планетарного масштаба, проникающие в мантию и активные в течение длительного времени развития. Такие разломы представляют собой линейную зону концентрации более мелких разно ориентированных разрывов, смятия пород в складки. Получается складчато – блоковая структура, которая превращает глубинный разлом в «зону смятия», ширина которой десятки километров. Вдоль глубинных разломов наблюдается проявление интрузивной, эффузивной деятельности и повышенная сейсмичность. Развиваются разломы в течение длительного времени, часто отдельными участками. Движения по ним в разное время могут быть разными. Глубинные разломы обычно разделяют территории с разной историей развития. Некоторые разломы относятся к глубинным безо всяких сомнений, например, Сан-Андреасский разлом в Калифорнии, выделенный А.П. Карпинским. Другая часть крупных разломов, вызывает споры. Полностью понятию глубинных разломов отвечают так называемые сутуры, или швы, маркирующие границы литосферных плит. Бо-

Грабены и горсты могут развиваться как позже процессов осадконакопления (постседиментационные, наложенные), так и одновременно с ними (конседиментационные).

Ступенчатые сбросы характеризуются последовательным смещением (опусканием) в одном направлении каждого следующего блока (рис. 130 д, 131).

Чешуйчатые

лее подробно вопросы, связанные с глубинными разломами рассматриваются в курсе геотектоники [12].

3.4.2.4. Парагенезисы разломов и складок

Из-за того, что горные породы и неоднородны, а концентрация напряжений в горных породах в их различных частях различна), в геологических телах могут развиваться одновременно и пликативные и дизъюнктивные дислокации. Чаще дизъюнктивные дислокации развиваются после пликативной, и в природе встречаются их закономерные сочетания. Самым показательным примером являются рассмотренные

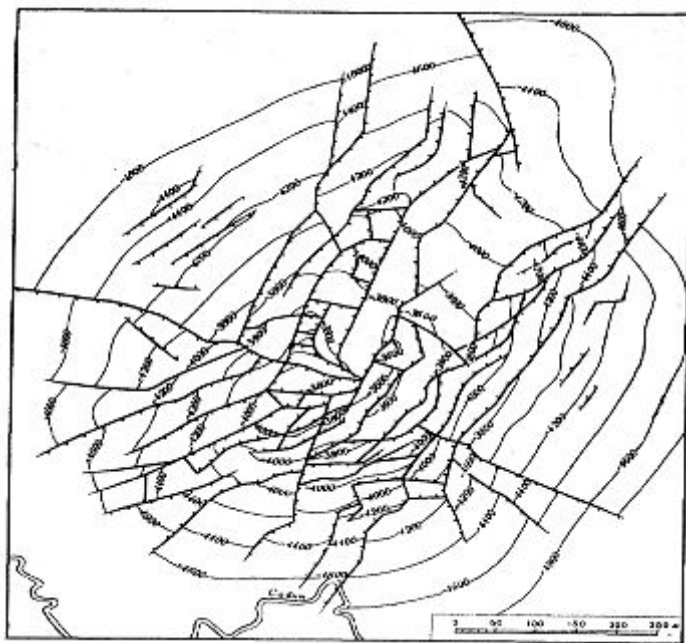


Рис. 132. Система радиальных и концентрических разрывов (черепаховая структура). Купол Хаукенс в Техасе, США. Изогипсы указывают абсолютные отметки опорного горизонта в футах, разломов [28].

ранее надвиги и покровы. Другой пример – изгибание слоев в приразломных частях. По таким изгибам при отсутствии зеркал скольжения можно диагностировать направление перемещения по разлому. Наконец, это радиально концентрические системы трещин в сводах антиклинальных складок и соляных куполов и зоны трещиноватости, развивающиеся вдоль длинных осей валоподобных складок (рис. 132). Возможны также ситуации, когда образование крупных разломов по времени предшествует формированию складок – это образование горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

3.4.2.5. Распознавание разломов на картах, аэро- и космических снимках

Разломы выявляются на геологических разрезах, геологических картах, аэро- и космических снимках по сдвинутым друг относительно друга разорванным частям слоев: жил, маркирующих горизонтов, и др.

На геологической карте сбросы определяются по соприкосновению по линии разрыва разновозрастных пород. Сместитель всегда падает в сторону опущенного блока, в сторону молодых пород. На геологической карте антиклинальной складки ядро в поднятой части более широкое и складывается относительно более древними слоями, чем в опущенной части. В эродированной синклинальной складке соотношения обратные – ядро шире в опущенном

блоке и сложено более молодыми породами. В разрезах скважин, пробуренных через сброс, отдельные слои выпадут из разреза, а на структурной карте будет наблюдаться зияние, равное горизонтальной амплитуде (рис. 133 а).

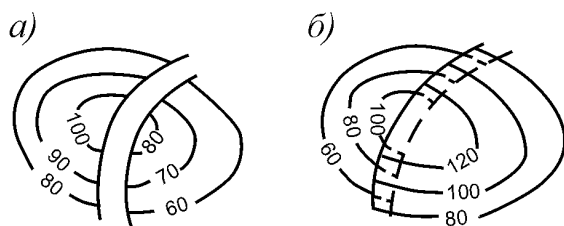


Рис. 133. Структурная карта сброса (а) и взброса (б)

Во *взбросах и надвигах* сместители наклонены в сторону относительно приподнятых и надвинутых блоков, следовательно, породы по линии разрыва будут повторяться, а на структурной карте будет наблюдаться перекрытие, равное горизонтальной амплитуде (рис. 133 б). Антиклинальная эродированная складка в надвинутой

части будет более широкой, чем перекрытая. В синклинальной складке в приподнятой ее части будет располагаться более узкая ее часть. При пологом сместителе и выраженном рельефе на геологической карте линия надвига будет иметь извилистое строение.

Сдвиги на геологических картах характеризуются смещениями геологических границ. При этом ширина их ядер остается практически неизменной. На структурной карте наклонного сдвига линии разрыва перекрываются и расходятся слева и справа от оси складки (рис. 134).

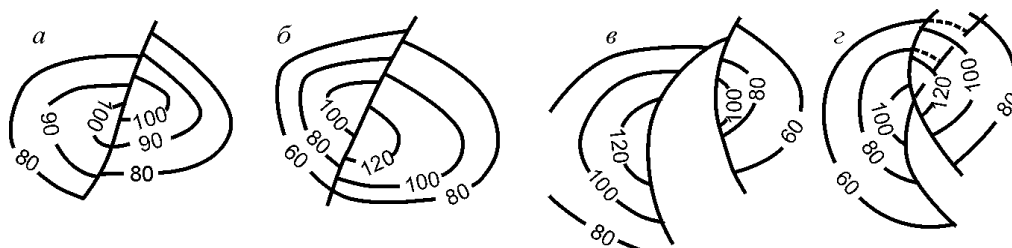


Рис. 134. Структурные карты сдвигов: а и б - вертикальных левого и правого, в — сбросо-сдвига, г — наклонного сдвига

Тектонические покровы (шарьяжи) имеют в плане различные сложные залегания автохтонной и аллохтонной частей структуры. Узнать их обычно можно по налеганию относительно древних пород на различные более молодые толщи, наличию останцов и тектонических окон.

Грабены — простые и сложные в плане можно узнать по опущенному блоку, сложенному более молодыми породами и ограниченному двумя субпараллельными разрывами или их серией.

Горсты — простые и сложные в плане можно узнать на геологической карте по поднятому блоку, сложенному более древними породами и ограниченному двумя разрывами или их серией.

Определение элементов залегания поверхности сместителя ничем не от-

личается от аналогичных определений, описанных для наклонной плоскости.

Геологическое дешифрирование разломов. Разломы – это геологические структуры, наилучшим образом дешифрирующиеся на аэро- и космических снимках. «Фотогеничность» разломов обусловлена тем, что они являются линейными участками нарушенной сплошности пород, следовательно – участками пониженной прочности.

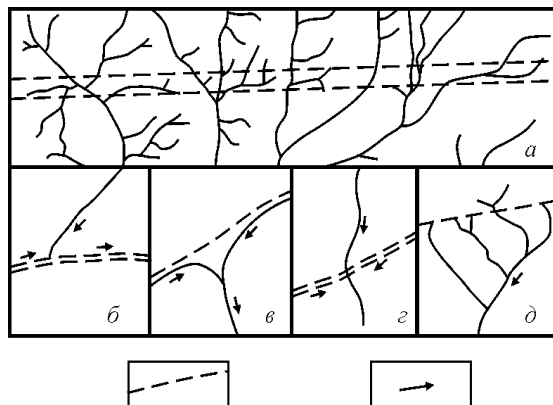


Рис. 135. Характерные для разломов рисунки речной сети, дешифрирующиеся на аэрофотоснимках: 1 – линии предполагаемых разрывных нарушений, 2 – направление течения реки

Поэтому эти территории препарируются эрозией, в результате чего разломы чаще всего дешифрируются линейными депрессиями в рельефе, зонами повышенного увлажнения, коленообразными изгибами рек, выстраиванием фрагментов речной сети вдоль прямых линий и т.д. (рис. 135). Линии разрывных нарушений нередко сопровождаются изменением растительного покрова – более густой (обычно в аридных регионах) или

менее интенсивной (в случае рудоносных, отравляющих почву разломов) растительностью, иногда просто другой – в случае избирательной приуроченности растительности к тем или иным химическим соединениям, которыми обычно бывают обогащены природные воды разломов. Над разломами, как правило, раньше сходит снег, поэтому на весенних снимках они выражаются темными полосами. Перемещения по разломам определяются по смещениям границ слоев, сбросовыми уступами. Широкие зоны различных тектонитов и измененных пород, зоны смятия хорошо выделяются по световой тональности. Один и тот же разлом на изображениях разного масштаба выглядит совершенно по-разному.

Изучение аэро- и космических снимков позволило увидеть, что роль разломов различного размера и характера в строении земной коры сильно недоучитывалась, что нет такой территории, которая бы не была разбита системой разломов различной протяженности, характера перемещения и направлений на многочисленные блоки. Для установления смещения пород по линии разломов и определения типа разрывного нарушения по аэро- и космическим снимкам пользуются теми же правилами, что и при чтении структур на геологической карте.

3.4.2.6. Изображение дизъюнктивов, сочетаний дизъюнктивов и складок на геологических чертежах

Изображение **дизъюнктивов** осложняющих ту или иную структу-

ру, сводится к построению пересечения той геологической поверхности и плоскости **дизъюнктива**. На примере антиклинали, осложненной сбросом, рассмотрим методику изображения их на геологической карте, разрезе и структурной карте. Построение удобно начать с изображения антиклинальной складки на геологическом разрезе и выбрать опорную поверхность, по которой будет построена будущая структурная карта (рис. 136а). Стратиграфические подразделения и абсолютные отметки залегания слоев условны и изображены произвольно. Затем следует построить по этому разрезу геологическую карту. Для этого точки пересечения геологических границ с рельефом на разрезе проецируются на линию разреза (АБ) будущей геологической карты. Вид складки в плане выбирается произвольно. В нашем примере выбрана прямая брахиморфная складка. Через полученные точки (обозначены на линии

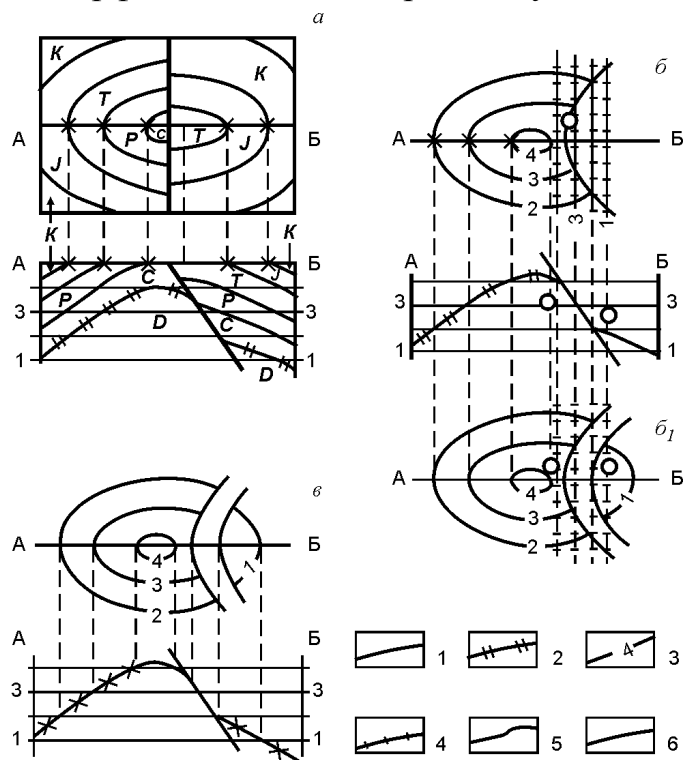


Рис. 136. Построение антиклинали, осложненной сбросом [28]: 1 - геологические границы, 2 - маркирующий горизонт – кровля девона (условно), 3 – стратоизогипсы (условно), 4 – изолинии сместителя сброса, 5 – разлом, 6 – линии проецирования

разреза крестиками) на карте проводятся геологические границы.

Изображение структурной карты сводится к построению криволинейной куполовидной топографической поверхности и наклонной плоскости. Начнем построение, например, с западной части складки. Строим структурную карту разлома, представляющую собой наклонную плоскость, которая изображается на структурной карте серией параллельных равноотстоящих друг от друга отрезков прямых (показаны на рисунке линиями с точками). Затем строим западную часть складки. Нам известны абсолютные отметки опорного горизонта на

линии пересечения его с линией разреза. Проецируем эти точки на будущую линию АБ будущей структурной карты и проводим через полученные точки стратоизогипсы, очертания которых условны, но должны соответствовать очертаниям на геологической карте (рис. 136б). Далее

находим точки пересечения одновысотных стратоизогипс разлома и западной половины складки. Еще одна точка, которую необходимо спроецировать, это точка пересечения разлома и складки на линии разреза (рис. 136б). Соединяем полученные точки плавной линией – линией пересечения разлома и западной половины складки. Получилась дуга, обращенная выпуклостью к западу. Затем на будущей структурной карте от точки *O* вправо откладываем (проецируем) величину горизонтального смещения разлома, эта же величина есть величина зияния. Получаем точку *O*, через которую проводим плавную линию, параллельную линии пересечения разлома и западной части складки. Это будет линия пересечения разлома и восточной половины складки. Отметим на ней точки пересечения ее со стратоизогипсами поверхности разлома. Теперь проецируем на структурную карту точки пересечения опорной поверхности восточной половины складки и высотных отметок (рис. 136б). Наконец, соединяем одно высотные точки, соблюдаясь с очертаниями геологических границ (рис. 136 в). Таким образом, у нас получилась графическая модель антиклинали, осложненной сбросом, причем все три чертежа – геологическая карта, разрез и структурная карта – изображают одно и то же геологическое тело. Величина зияния, крутизна и направление изгиба дуг сместителя получают как точки пересечения поверхностей. И если разрез складки изображался произвольно и условно, то структурная карта получается в результате графических построений и конфигурация стратоизогипс и их пересечений обусловлена

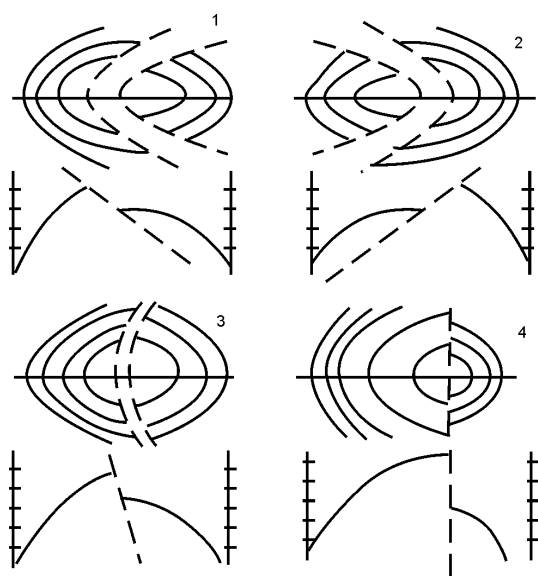


Рис. 137. Зависимость направления и изогнутости дуг сместителя от его падения (для антиклинали) [28]

предыдущими построениями. Чем положе разлом, тем более изогнуты дуги сместителя, а их направление соответствует направлению падения сместителя, если разломом пересекается антиклинальная складка. В случае вертикального разлома горизонтальная амплитуда (зияние) отсутствует, изображение разлома превращается в одну прямую линию и построение резко упрощается (рис. 137).

Построение складки, осложненной взбросом, аналогично описанному, только вместо зияния будет наблюдаться удвоение стратоизогипс в месте их перекрытия.

3.4.2.7. Значение разломов и трещин в геологии

Разломы играют очень важную роль в строении земной коры. В настоящее время, при внедрении в практику геологических работ аэро- и космических методов, роль разломов как самостоятельных геологических структур, а также количество и пространственные закономерности распределения их парагенезисов являются объектом все более пристального изучения, а их значение все большим и самостоятельным.

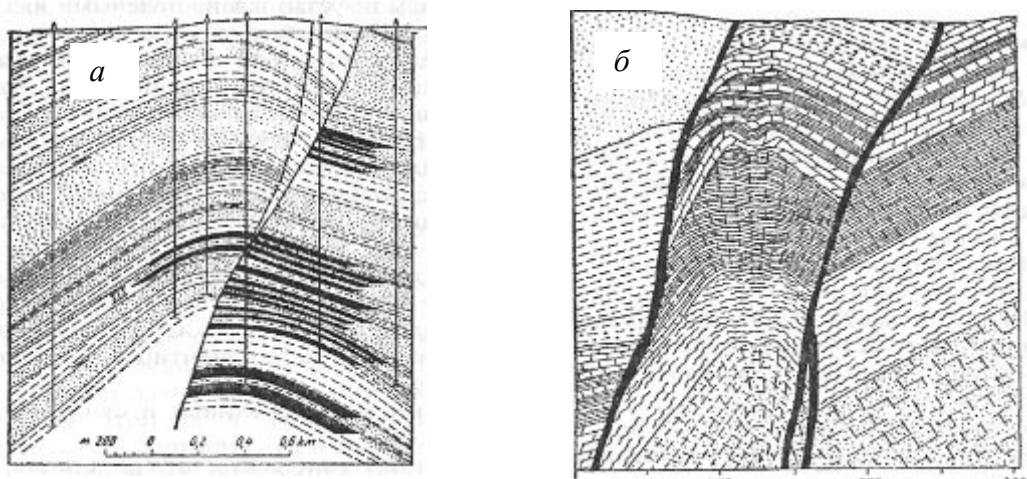


Рис.138. Пример тектонически экранированного месторождения нефти. Разрез через месторождение Эхаби, Северный Сахалин (по В.А. Ратнеру) – (А); Полиметаллические жилы Иоганн-Фридрих (Гарц, Германия), приуроченные к сбросам, прорезающим различные осадочные породы девона (по Е. Майеру)-(Б) [28]

В нефтегазовой геологии их роль заключается в том, что разломы могут, в зависимости от условий, быть экранами для образования залежей (рис. 138), а также могут разрушать ранее сформировавшиеся залежи. Кроме того, в настоящее время выделяется новый вид залежей углеводородов – жильный, приуроченный к зонам разломов. Разломы являются путями поступления в земную кору глубинных растворов (рис. 148) и тепловых потоков, необходимых для преобразования органического вещества в углеводороды. Поэтому их месторождения часто концентрируются вдоль зон крупных нарушений.

Не менее важна в геологии и трещиноватость горных пород, которая контролирует движение гидротерм, металлоносных растворов и других флюидов. С повышенной трещиноватостью горных пород связано формирование месторождений подземных вод, рудных жильных месторождений штокверкового типа. В нефтяной геологии трещиноватость горных пород определяет коллекторские свойства нефтеносных пластов: их проницаемость и нефтеотдачу. Зоны интенсивной микротрещиноватости и брекчирования в кристаллических породах могут быть весьма благоприятными для формирования в них крупно объемных месторождений углеводо-

родов. Так, например, на месторождении Белый Тигр большинство пробуренных скважин в фундаменте, являются высокодебитными (дебит более $1000 \text{ м}^3/\text{сут.}$), вскрытый интервал магматических пород достигает 2000 м. Нефтедержащими являются «свежие» граниты, а развитие нефтеносности контролируется глубиной развития коллекторов, пустотность которых представлена микротрещинами, изометрическими пустотами, структурной пустотностью (рис. 149).

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое разломы?
2. Как образуются разломы?
3. Как изображаются разломы на геологической карте?
4. Виды разломы по направлению перемещения крыльев?
5. Как определяется возраст разломов?
6. Что такое глубинные разломы?
7. Что такое раздвиги?
8. Что такое сбросы, взбросы?
9. Что такое надвиги, и шарьяжи?
10. Что такое сдвиги и какие они бывают?
11. Что такое горсты и грабены?
12. Как выглядят разные разломы на структурных картах?
13. Изобразите складку, осложненную разломом, на геологической и структурной карте.
14. Какое значение в структурной и нефтегазовой геологии имеют трещины и разломы?

3.4.2.8. Решение дизъюнктивов

При чтении геологических карт, встречаются случаи, когда геологические структуры осложнены разрывными нарушениями (сдвигами, сбросами, взбросами и т.д.). В таких случаях необходимо решить дизъюнктивы, т.е. определить их кинематический тип и амплитуды смещения по ним (вертикальную, горизонтальную, полную). Разберем наиболее простые случаи анализа дизъюнктивов, используя различные графические методы.

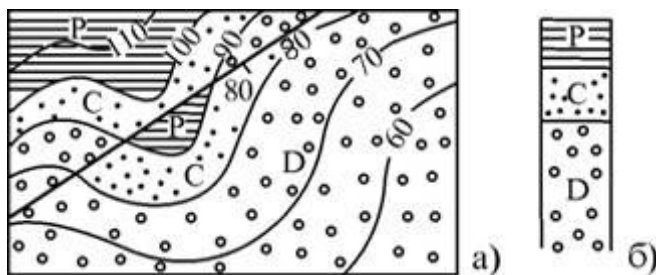


Рис. 139. Определение амплитуды сброса при горизонтальном залегании слоёв: а – план; б – стратиграфическая колонка

Задача 1. Крутопадающим дизъюнктивом, имеющим СВ простирание сместителя и крутое ЮВ падение (угол падения 80°), горизонтальная толща разорвана на два блока, которые претерпели

вертикальное смещение. Решить дизъюнктив (рис. 139).

При горизонтальном залегании пород на размытой поверхности вдоль линии сброса происходит соприкосновение различных слоев. Мощность размытых в приподнятом крыле слоев составит вертикальную амплитуду сброса (**h**). На геологической карте с горизонталями рельефа (рис. 150) амплитуда такого сброса может быть определена как разность отметок одной и той же поверхности слоя по обе стороны линии сброса. В данном примере граница между песчаниками и алевролитами в СЗ блоке (лежащее крыло) имеет абсолютную отметку 100 м, а в ЮВ блоке (висящее крыло) - 90 м. Таким образом, вертикальная амплитуда сброса составляет 10 м.

Задача 2. Крутопадающим дизъюнктивом, имеющим СВ простирание сместителя и крутое СЗ падение (угол падения 70°), моноклиальная толща разорвана на два блока, которые претерпели смещение. Решить дизъюнктив (рис. 140).

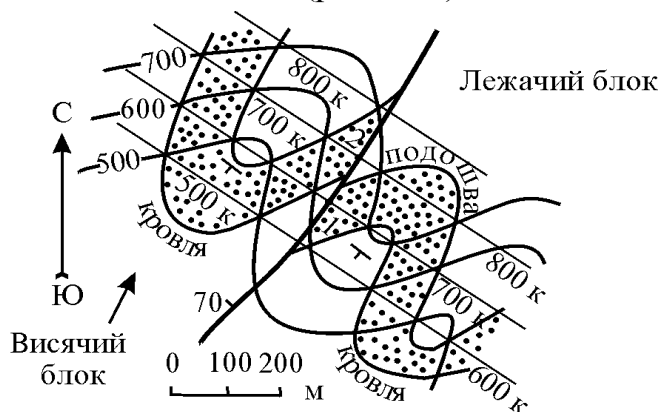


Рис. 140. Определение вертикальной амплитуды сброса при моноклиальном залегании слоя

При решении этой задачи рассмотрим два варианта:

- а) смещение по дизъюнктиву в вертикальном направлении;
- б) смещение по дизъюнктиву в горизонтальном направлении.

Если **перемещение вертикальное** происходит в наклонных слоях, то при размыве приподнятого крыла

границы слоев в нём перемещаются по направлению падения слоя; отсюда формулируется правило: **видимое перемещение слоя на горизонтальной поверхности в направлении его падения определяет приподнятое крыло** (правило **5П** – **поднятый пласт перемещается по падению**). Величина перемещения зависит от угла падения слоя. Чем круче падение, тем величина видимого смещения меньше.

В данной задаче при СЗ падении сместителя висячим крылом дизъюнктива является СЗ блок. Вертикальная амплитуда смещений по нему определяется с помощью стратоизогипс одной из поверхностей пласта (подошвы или кровли). Для определения стратоизогипс кровли пласта песчаника находим две точки пересечения линии выхода кровли с горизонталью 600 м в ЮВ блоке. Через эти точки проводим линию простирания кровли (стратоизогипсу) с отметкой 600 м и продолжаем её в СЗ блок, где она уже

План

С

45 1 70 2 3 4 45 45

А В

Ю

The diagram shows a horizontal beam AB with a triangular load of intensity q acting downwards. A unit load $P=1$ is applied at point L on the beam. The beam is supported at points 1 and 2. The load is represented by a triangle with vertices L and B. The load intensity q is indicated at the base of the triangle. The unit load $P=1$ is indicated at point L. The beam is divided into segments 1, 2, 3, and 4. The load is applied over the entire length of the beam.

ется с дизъюнктивом в точке 2. Кратчайшее расстояние между этими точками и составляет горизонтальную амплитуду смещения, равную в масштабе карты 100 м (рис. 150). Даём название кинематического типа дизъюнктива. Это поперечный правосторонний сдвиг.

Из плана хорошо видно, что ширина выхода складки в южном блоке стала меньше, а блок сдвинут к востоку. Следовательно, висячее крыло дизъюнктива сброшено и сдвинуто. Тип дизъюнктива – поперечный крутопадающий сбросо-сдвиг. Амплитуду перемещения по дизъюнктиву определяем по смещению характерных (сопряжённых) точек, для чего строим разрез по простираанию сместителя (линия АБ). По линии АБ отмечаем точки пересечения крыльев складки с дизъюнктивом (точки 1, 2, 3, 4 на плане) и переносим эти точки на линию профиля (разрез по АБ). Из этих точек под указанными на плане углами падения крыльев складки (в нашем случае – 45°) проводим следы маркирующего пласта ниже линии профиля и продолжаем их пунктиром выше профиля до их пересечения в замке складки для каждого блока (лежачего и висячего) в отдельности. Получаем характерные точки "Л" и "В". Если бы не было перемещений в плоскости разрыва, то точки "Л" и "В" замка совпадали бы по обе стороны дизъюнктива. Но по-

Если *перемещение горизонтальное* по дизъюнктиву, то границы наклонных слоев также будут смещены на поверхности. *Амплитуда горизонтального смещения определяется по величине смещения в разных блоках одноимённых стратоизогипс* какой-либо поверхности. Так, например, стратоизогипса кровли пласта с отметкой 700 м в лежащем блоке пересекается с дизъюнктивом в точке 1; эта же стратоизогипса с отметкой 700 м в висячем блоке смещена и пересека-

скольку по дизъюнктиву имело место перемещение, то эта точка как бы



Рис. 142-1. Элементы дизъюнктива в трех плоскостях: вертикальной, горизонтальной и на плоскости сместителя (Q)

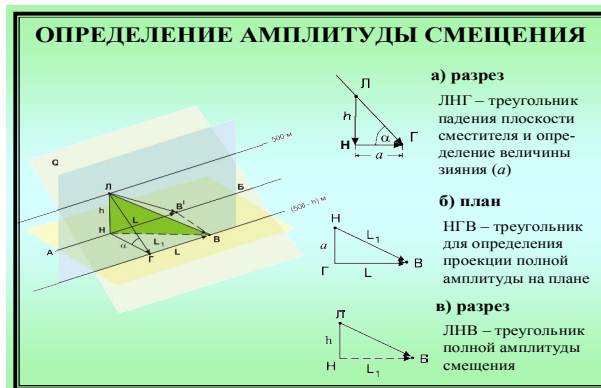


Рис. 142-2. Определение полной амплитуды смещения

"раздвоилась" (образовалось две сопряженные точки). Линия, соединяющая эти две точки, является проекцией полной амплитуды смещения на вертикальную плоскость и указывает направление перемещения в плоскости разрыва. Она легко разлагается на вертикальную амплитуду **Н** (сбросовую) и горизонтальную **L** (сдвиговую). При крутых углах падения сместителя (70° и более) проекция полной амплитуды на вертикальную плоскость незначительно отличается от истинной, поэтому принимаем ее за действительную полную амплитуду смещения. Переведя эти отрезки с учётом масштаба карты в цифровые значения, получим амплитуду смещения в метрах.

Определение полной амплитуды смещения. При решении дизъюнктивов и определении амплитуд смещения выполняются разрезы или в вертикальной плоскости или горизонтальной (при пологом сместителе).

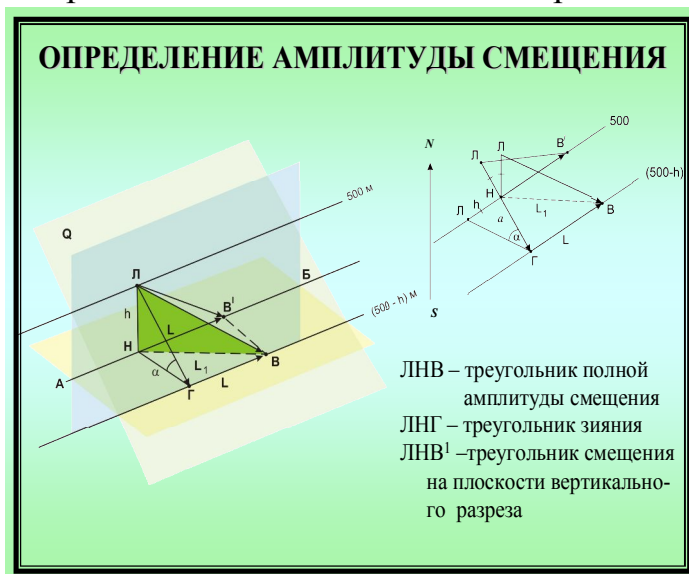


Рис. 142-3. Определение амплитуд смещения с использованием изогипс

Для определения полной амплитуды смещения, необходимо построить **треугольник полной амплитуды** смещения. Треугольник прямоугольный и для его построения нужно определить вертикальную амплитуду (**h**) и проекцию полной амплитуды (**L₁**) на горизонтальной плоскости (рис. 142-1).

Вертикальная амплитуда (**h**) определяется на

вертикальной плоскости разреза по линии сместителя, а горизонтальная (L_1) – из треугольника **НГВ** на плане (рис. 152-2). Для построения треугольника **НГВ** необходимо определить величину зияния (**a**) и основание треугольника (**L**), которая характеризует величину сдвига. Треугольник зияния **ЛНГ** прямоугольный (рис. 142-2а). Он строится по углу падения сместителя (α) и вертикальной амплитуде (**h**).

Полная амплитуда смещения (**ЛВ**) определяется из *треугольника полной амплитуды* **ЛНВ** (рис. 142-2в).

Все вышеперечисленные треугольники падения, которые необходимы для определения амплитуд, можно изобразить на плане, используя изогипсы и абсолютные отметки сопряженных точек «Л» и «В» (рис. 142-3).

Задача 4. Поперечный широтный дизъюнктив падает на С под углом 50° , он рвёт две непараллельные жилы (жила 1 – угол падения СВ 60° , жила 2 – меридиональная с падением на запад под углом 60°). Решить дизъюнктив (рис. 143).

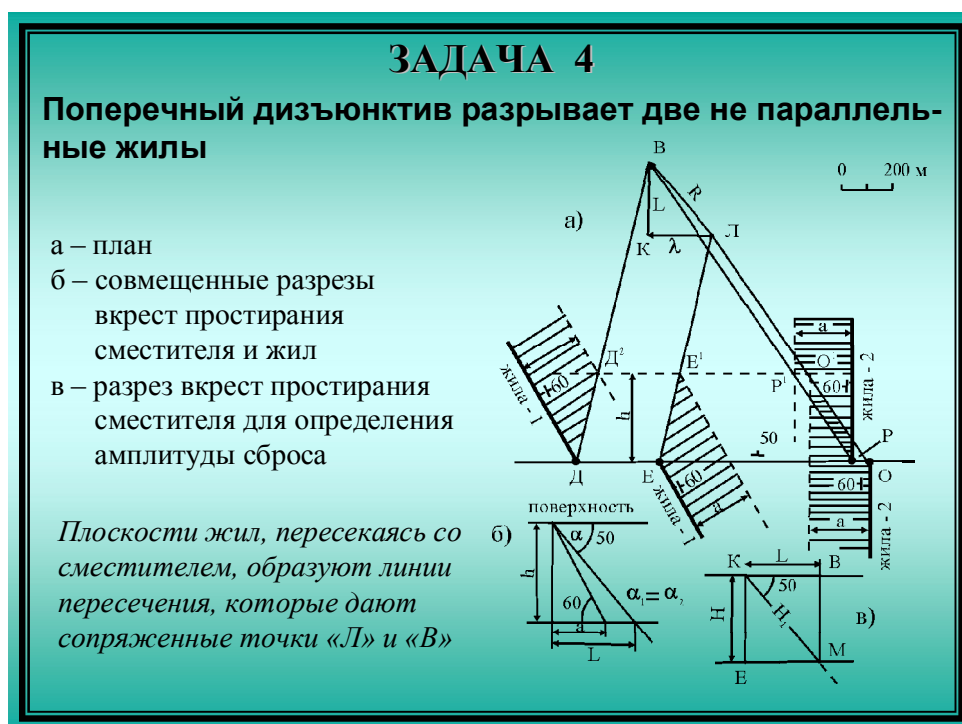


Рис.143.Определение положения линий скрещений и амплитуды смещения жил 1 и 2

На рисунке сплошными линиями показаны выходы жил. Плоскости этих жил, рассекаясь дизъюнктивом, образуют линии скрещения (или следы пересечения с ним), а, будучи продолжены, дадут характерные точки пересечений, по которым и можно будет рассчитать амплитуды перемещений висячего блока разрыва относительно лежащего.

Решим дизъюнктив. Для этого построим положение разрыва и жил на новом (нижнем) произвольном горизонте с глубиной, равной h . Очевидно, что дизъюнктив и жилы сместятся параллельно самим себе на некоторые расстояния по направлению падения. Для нахождения этих расстояний, необходимо сделать дополнительный чертёж (рис. 143б), на котором изображаются истинные углы падения жил (у обоих он равен 60°) и угол падения разрыва (50°). Отсекая от поверхности горизонт, равный h , на нижнем горизонте мы получим расстояния (а) и (б), на которые сместятся параллельно самим себе жилы (отрезок а) и дизъюнктив (отрезок б). Отрезки (а) и (б) – это величины заложения жил и дизъюнктива.

Построив, как указано на рис. 143а, положение жил и разрыва на горизонте h , мы тем самым совместим планы поверхности (сплошные линии) и горизонта (пунктирные линии). Отметим общие одноимённые точки, соответствующие местам пересечения дизъюнктива и жил, расположенные в его висячем и лежащем боках. Для жилы 1 висячего бока дизъюнктива такими точками будут Д и Д'; для жилы 2 – Р и Р', соответственно для лежачего бока нарушения это будут точки Е и Е' (жила 1) и точки О и О' (жила 2). Соединив прямыми линиями одноимённые точки (Д и Д', Р и Р', Е и Е', О и О'), получим следы пересечений смещённых частей жил и дизъюнктива или, как говорят, **линии скрещений**. Линии скрещения разрыва и жил в висячем и лежащем блоках необходимо продолжить до их пересечения. В полученных точках пересечения (точки: "Л" – в лежащем блоке; "В" – в висячем блоке) пересекутся три поверхности – дизъюнктива и жил 1 и 2. Точки "В" и "Л" характерны тем, что до смещения они совпадали. Следовательно, только они и могут надёжно показать, на какую величину переместились блоки один относительно другого, и в каком направлении. Таким направлением будет линия $ЛВ = R$, соединяющая эти точки.

Таким образом, отрезок $ЛВ = R$ представляет собой проекцию истинной амплитуды перемещения блоков на горизонтальную плоскость (т.е. выбранную нами плоскость проекции). Точка "В" ("характерная точка") является местом пересечения трёх плоскостей, т.е. дизъюнктива и жил 1 и 2, расположенных в висячем блоке нарушения; эта точка, смещена относительно такой же точки "Л" лежачего блока вниз и к западу по падению плоскости сместителя. Следовательно, это нарушение является сбрососдвигом. По правилу сложения и вычитания векторов (правило параллелограмма) вектора можно разложить на сдвиговую, т.е. горизонтальную составляющую (λ), параллельную простиранию нарушения, и сбросовую составляющую (L), перпендикулярную к простиранию разрыва. Зная масштаб плана, отрезки (λ) и (L) можно перевести в числовые величины: $\lambda = 255$ м, $L = 300$ м (рис. 143 а). Так как (λ) – это горизонтальная линия, на горизонтальную плоскость она проектируется истинной величиной. Зная ширину

сброса $L = 300$ м, являющуюся проекцией на горизонтальную плоскость истинной амплитуды перемещения H_1 , и истинное падение плоскости нарушения $= 50^\circ$, можно найти H , сделав дополнительный разрез (рис. 143, в).

На разрезе (рис. 143 в) показано истинное положение плоскости разрыва относительно линии горизонта и от места их пересечения (точка К) отложен отрезок $L = 300$ м, соответствующий ширине сброса. Опустив перпендикуляр из крайней точки (В) до пересечения с разрывом (рис. 143 в), получим на линии нарушения отрезок $KM = H_1 = 570$ м, т.е. истинную наклонную амплитуду сброса. Спроектировав точку М на вертикальную линию, получим отрезок $KE = H = 360$ м, т.е. вертикальную амплитуду сброса. Направление проекции линии скольжения (ЛБ) берем с плана (рис. 143а). Азимут этой линии равен 310° . Таким образом, определены числовые значения амплитуд смещения дизъюнктива – H , H_1 , L , а также азимут направления перемещения висячего блока. Полное название дизъюнктива – поперечный крутопадающий сбросо-сдвиг.

Задача 5. Сместитель вертикален, а пересекаемые им геологические тела имеют различные элементы залегания и острые углы встречи простираения геологических тел и разрыва (рис. 144).

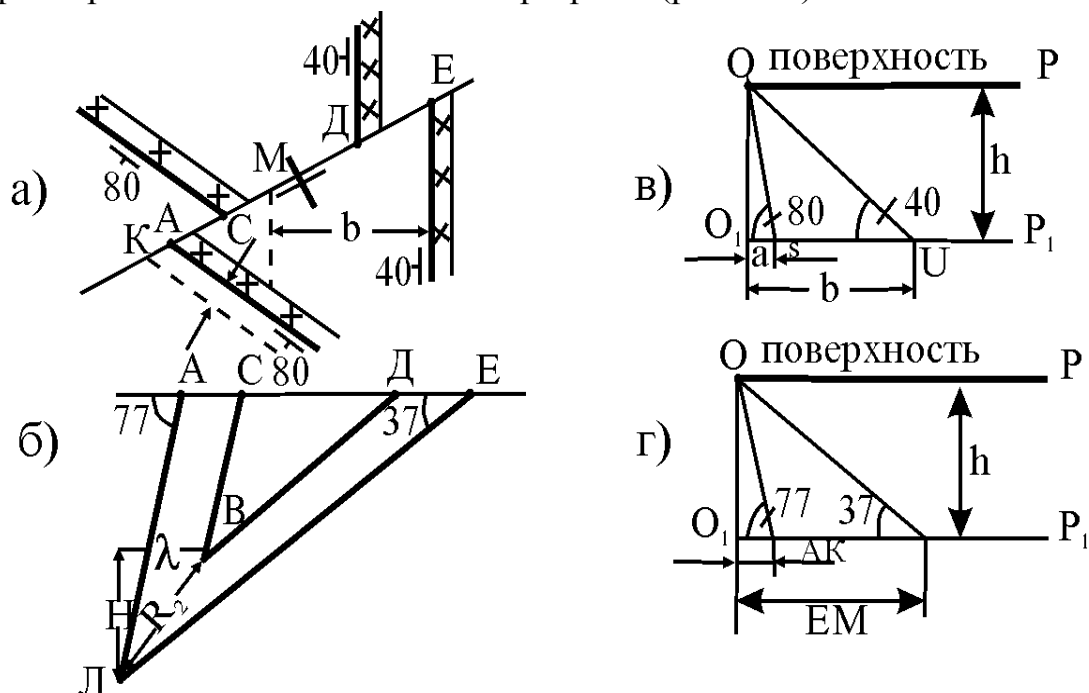


Рис. 144. Расчёт амплитуды перемещения даек при вертикально падающем разрыве [22].

Совершенно очевидно, что проектировать все эти элементы на горизонтальную плоскость нельзя, так как они сольются в одну линию. Лучше всего спроектировать всё на вертикальную плоскость самого разрыва.

На рис. 144а изображены две дайки, смещённые вертикально падающим разрывом северо-восточного простирания. Дайки падают на запад и юго-запад под различными углами и секутся под косым углом. С первого взгляда трудно определить характер перемещения. Поэтому следует сделать разрез (рис. 144 б) вдоль плоскости дизъюнктива в том же масштабе, что и на рис. 144 а. Так как разрыв сечёт дайки косо, то необходимо внести поправки на углы падения даек на нашем разрезе. Видимые углы падений даек в плоскости сечения их разрывом определим путём графических построений (рис. 144 в).

На разрезе изображаем поверхность (линия ОР) и горизонт, расположенный ниже этой поверхности на произвольную величину h (горизонт h ; линия O_1P_1). От линии горизонта в точке О откладываем истинные углы падения даек и разрыва, т.е. на одном чертеже делаем совмещённый разрез вкрест их простирания. Контакт первой дайки пересечёт горизонт h в точке S, второй дайки – в точке U, а разлом – в точке O_1 (т.к. он вертикален). Очевидно, что в направлении линии падения на горизонте h проекция висячего бока (северо-западного) первой дайки будет отстоять от её выхода на поверхности на величину $OS = a$, а второй дайки – на величину $O_1U = b$. Эти горизонтальные заложения (a) и (b) используем на рис. 144 а, проводя пунктиром положение боков даек на горизонте h и получаем совмещённый план поверхности и горизонта h . На этом плане видно, что разлом сечёт дайки на отмеченных горизонтах под косым углом в точках А и К у первой дайки и М и Е – у второй. Замерив расстояние между указанными точками вдоль линии разрыва (рис. 144 а), выполняем дополнительный разрез (рис. 144 г), на котором на горизонте отмеряем эти расстояния от вертикальной линии OO_1 , в виде отрезков АК и ЕМ. На нём сохраняем ту же высоту $h = OO_1$. Соединив точки О и К и О и М прямыми линиями, получим при точках К и М видимые углы падения даек в данном вертикальном сечении. Измерив их транспортиром, получим видимый угол падения первой дайки, равный 77° и второй – 37° . После этого строим разрез (рис. 144 б). Поскольку плоскость дизъюнктива вертикальна, то юго-восточный блок считаем условно *лежащим*, а противоположный – *висячим*. На разрезе следы пересечения разлома с дайками "висячего" блока изобразим сплошными линиями, продолжая которые, находим точку В; те же линии в "лежащем" блоке разлома изобразим пунктиром и найдём другую аналогичную точку Л; соединив точки Л и В, получим вектор $ЛВ = R_2$. Положение вектора R_2 и его направление показывают, что северо-западный блок поднимался относительно юго-восточного, сдвигаясь к северо-востоку. Вектор R_2 – это изображение истинной величины косого перемещения блоков в вертикальной плоскости разрыва. Разложив этот вектор на сдвиговую и взбросовую составляющие, полу-

чим истинные величины этих перемещений. Зная масштаб, можно выразить эти величины в метрах.

При решении задач в стратоизогипсах (задачи 4,5) и построении разрезов и планов необходимо соблюдать следующие условия:

1. Искать точки пересечения линий смещения следует отдельно для жил, расположенных в висячем (точка В) и лежащем (точка Л) блоках разрыва.

2. При определении характера смещения висячего блока разрыва относительно лежащего стрелка вектора R всегда должна быть направлена от точки Л к В.

3. Анализируя направление вектора R в плоскости дизъюнктива, устанавливаем, направлен ли он по восстанию или по падению плоскости разрыва (соответственно устанавливаем, взброс это или сброс), а при косом положении – соответствующие их комбинации со сдвигом.

4. Чем крупнее масштаб планов и карт, тем меньше возникает ошибок при графических построениях.

5. Вести построения линий скрещения жил и разрыва для какой-либо одной геологической поверхности, чтобы исключить влияние их мощностей на величину амплитуды смещения.

3.5. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические горные породы играют большую роль в строении земной коры. По подсчетам Ф. Кларка, в объеме всей литосферы они составляют 95%, но на континентах уступают осадочным породам, занимая лишь 25% площади [14].

3.5.1. Формы залегания интрузивных пород

Главными факторами, определяющими форму интрузивного тела, являются: механизм внедрения магмы и соотношение его с движениями рамы массива, физические свойства магмы (в основном, вязкость).

Проблема пространства, т.е. вопрос о том, как размещается магма в плотной земной коре и что происходит с породами, место которых она занимает, до сих пор не решена.

В зависимости от того, был ли процесс внедрения однократным или магма поступала несколько раз, различают простые и сложные интрузивные тела. Если при повторных внедрениях состав магмы меняется, интрузивное тело будет представлено комплексом различных пород. Различные породы в пределах одного тела могут возникнуть также в результате дифференциации магмы, внедрившейся в течение одного акта. Такие тела принято называть дифференцированными.

В сложных интрузиях фиксируется несколько внутренних контактов. Они четкие в тех случаях, когда последующие инъекции происходят после полного затвердевания ранее внедрившихся магм. Если поздние расплавы поступают до затвердевания первых – наблюдается смешение магм и образование гибридных пород вдоль внутренних контактов.

В дифференцированных интрузиях переходы между разными породами нередко постепенные и их состав закономерно изменяется в соответствии с положением внутри тела.

В зависимости от соотношения с вмещающими осадочными породами различают согласные (конкордантные) и несогласные (дискордантные) интрузивные тела.

Согласные интрузивные тела, которые не нарушают сколько-нибудь значительно структуры вмещающих пород, представлены сил-



Рис. 145. Силлы-плитообразные тела

лами, лополитами, лакколитами, факолитами и ареал-плутонами.

Силл представляет собой пластообразную интрузивную залежь, образующуюся при внедрении магмы вдоль поверхности наложения. Протяженность и мощность силлов изменяются в очень широких пределах: от первых метров в длину и десятков сантиметров в мощности до десятков и

сотен километров в длину и сотен метров в мощности. Силл имеет две зоны горячих контактов в кровле и подошве, что позволяет безошибочно отличать его от лавового потока, у которого наблюдается только одна зона контакта – обжиг подстилающих пород в подошве потока. Площадь, на которую распространяется один силл, может достигать более десяти тысяч квадратных километров, а его мощность – сотни метров. Силлы, как правило, встречаются группами и обычно сложены породами базитового состава (рис. 145).

Лополит – блюдцеобразное тело, которое, как силл, чаще всего сложен породами основного состава, реже щелочного и совсем редко кислого (гранитоидами). Часто лополиты представляют собой сложные дифференцированные тела. Наиболее крупный из известных лополитов в Северной Америке имеет площадь 38 тыс. км².

Лакколит – грибообразное тело, приподнимающее вмещающие

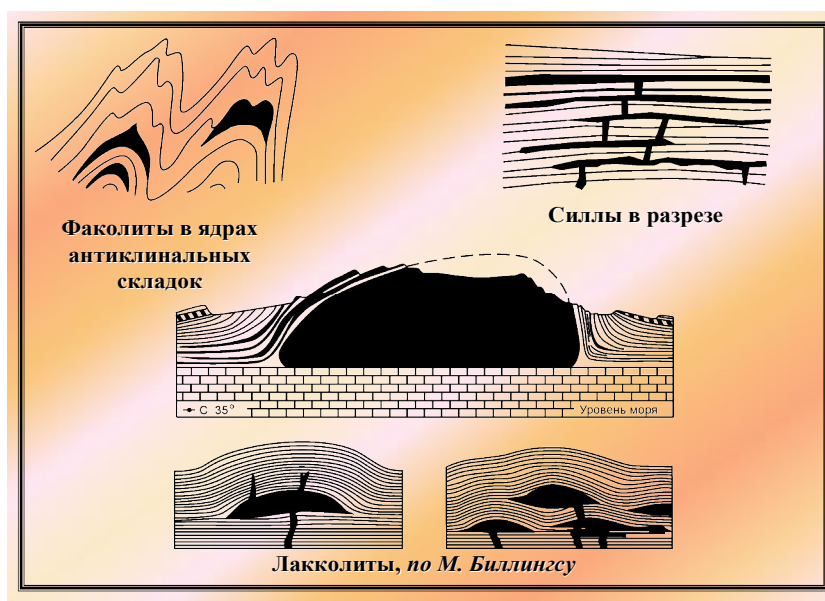


Рис. 146. Согласные интрузивные тела

толщи, которые изгибаются согласно с кровлей интрузива. Лакколиты – наиболее распространенная форма гипабиссальной интрузии. Они формируются в результате нагнетания магмы в межпластовые или межформационные пространства. Форма лакколитов в плане близка к круглой или эллиптической.

Размеры лакколитов сравнительно небольшие – от сотен метров до нескольких километров в диаметре (рис. 146). Лакколиты встречаются группами. В тех случаях, когда давление магмы превышает массу вышележащих пород, лакколит разрывает и приподнимает их. Такой лакколит с разорванной кровлей получил название *бисмалита*; он частично является несогласным.

Факолит – линзовидное тело, залегающее в ядре антиклинальной, реже синклинали, складки. Факолиты имеют небольшие размеры, встречаются редко и только в складчатых областях. Магма, образующая факолиты, внедряется в ослабленные участки между слоями в замках складок. Наиболее благоприятны для образования факолитов участки складок с крутым погружением шарнира (рис. 146).

Ареал-плутон – крупное тело гранитоидных пород, характеризующееся отсутствием четких границ с вмещающими породами. Гранитный расплав в виде бесчисленных рассеянных инъекций проникает во вмещающие породы с появлением обширных объемов мигматитов, в которых перекристаллизованное вещество боковых пород и гранитный материал настолько тесно смешаны, что невозможно провести границу между интрузивом и вмещающей породой. Среди полей мигматитов обособляются участки гранитного состава или метаморфических пород, но это лишь частные случаи. В целом же процессы кристаллизации минералов из магмы затушевываются процессами глубокого метаморфизма вмещающих пород.

Ареал-плутоны формируются при неоднократно повторяющихся этапах интрузивной деятельности. При этом основное значение имеют процессы гранитизации архейских и нижнепротерозойских осадочных и метаморфических пород. В более поздние периоды истории формирования коры подобные условия не возникали, поэтому ареал-плутоны распространены в фундаменте древних платформ.

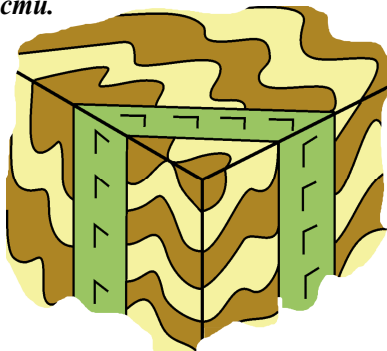
К несогласным интрузивным телам, нарушающим структуру вмещающих пород, относятся дайки, штоки, батолиты.

Дайки – плитообразные тела, имеющие большую протяженность по простиранию и падению при относительно небольшой мощности. Их мощность может изменяться от сантиметров до нескольких километров, длина – от метров до сотен километров. Представлены они самыми различными по составу породами. Подавляющее их большинство залегает круто или вертикально (рис. 147).

Как правило, дайки встречаются группами. Нередко они образуют пояса, протягивающиеся на сотни километров. Расположение даек в поясах может быть самое различное.

Дайки формируют параллельные, перекрещивающиеся, радиальные, концентрические, конические, цилиндрические системы, которые часто образуются при оседании кровли над магматическим очагом. Особую группу составляют кольцевые и конические дайки.

Дайка - плитообразное тело, которое образуется в трещине земной коры, вблизи поверхности.



Мощность дайки до нескольких метров.



Рис. 147. Дайка трахидолерита среди юрских песчаников

Кольцевая дайка представляет собой тело, имеющее кольцевой или чаще дугообразный выход на поверхность. Такое тело формируется при заполнении магмой трещин, возникающих при опускании округлого блока горных пород (рис. 148).

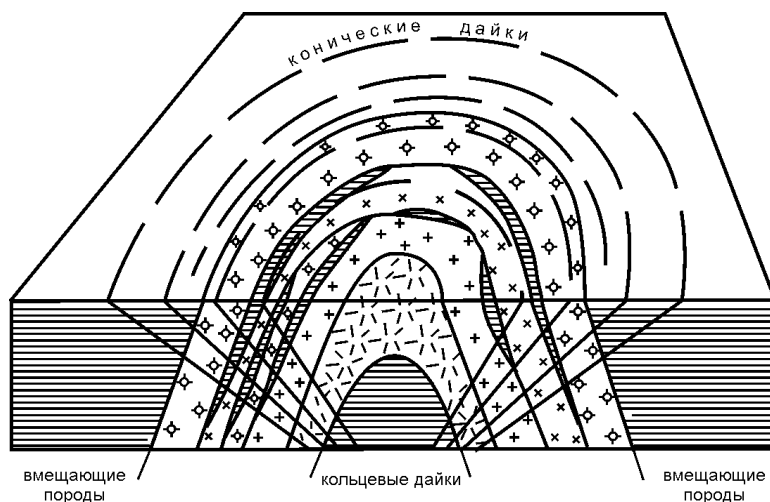


Рис. 148. Конические и кольцевые дайки Шотландии. Разные знаки - различные интрузивные породы (схема по Дж. Ричи)

Конические дайки – тела, образованные магмой, заполнившей трещины, наклоненные по направлению к общему центру. Такие трещины возникают под давлением магмы, которое вызывает перемещение блока горных пород вверх. Кольцевые и конические дайки часто окружают так называемые интрузии центрального типа.

Жилы – извилистые плитообразные тела неправильной формы с менее ровными ограничениями, чем дайки. Состав жил разнообразен, чаще всего это продукты выделения из растворов газовых эманаций (кварцевые, кальцитовые, рудные жилы).

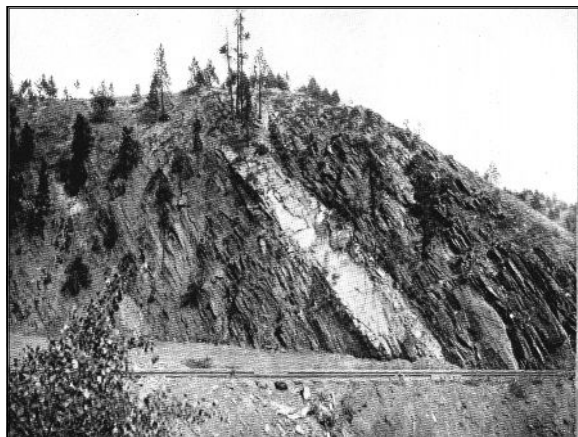


Рис. 149. Плитообразное тело - жила



Шток - трубовидное несогласное тело диаметром не более нескольких километров.

Рассекает геологические границы вмещающих пород.

Сложены штоки самыми различными породами от гранитов до габбро.

Рис. 150. Шток в разрезе и в плане

Встречаются в различных геологических условиях. Понятие жилы более широкое, чем дайка. Мощность жил обычно колеблется от сантиметров до первых десятков метров (рис. 149).

Шток – интрузивное тело неправильной формы. Контактные его поверхности падают круто, часто вертикально. В плане штоки имеют неправильные, обычно изометрические очертания (рис. 150). Размеры площадей, занятых выходами штоков на земную поверхность, изменя-

ются в широких пределах — от нескольких квадратных километров до 100 км². Штоки — широко распространенная форма залегания интрузивных горных пород разного состава.

Батолиты — гигантские массивы гранитных пород, площадью более 200 квадратных километров, внедренные в земную кору. Очертания батолитов в плане, как правило, представляют собой неправильные овалы, длинная ось которых соответствует простиранию складчатых комплексов (рис. 151). Загадкой до сих пор остается исчезновение того осадочного вещества, в которое внедрилась гранитная магма.

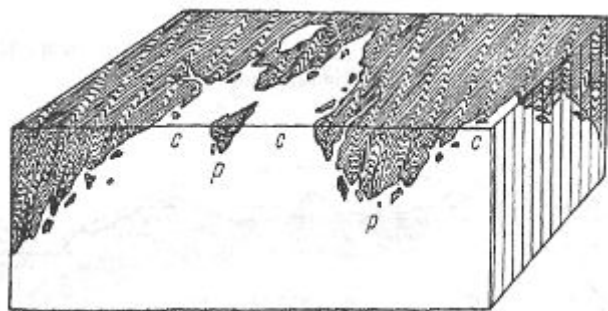


Рис. 151. Блок-диаграмма части батолита (белый цвет) и вмещающей его породы:

с - купол, р — останцы кровли; в контактовой части батолита видны включения осадочной породы (по Ф. Лахи)

Некоторые считают, что батолиты проплавляют это вещество и ассимилируют его, другие полагают, что батолиты образуются в результате метасоматического замещения осадочных пород. Окончательно этот вопрос до сих пор не решен. Встречаются батолиты в складчатых областях. Апикальная (верхняя)

часть батолитов имеет куполовидную, аркообразную, плоскую или сложную форму. Батолиты самые крупные интрузивные тела, почти повсеместно сложенные гранитами и гранодиоритами, имеющими площадь выхода на поверхность более 100 км². Размеры батолитов могут быть очень большими и достигать сотен километров в длину и десятков километров в ширину. Известны овальные и округлые батолиты с размерами во многие десятки километров.

Батолиты наблюдаются только в складчатых областях. В породах платформенного чехла они неизвестны. По отношению к направлению складок батолиты могут быть как согласными, так и секущими. Наиболее крупные батолиты сосредоточены в областях байкальской и палеозойской складчатости. Среди кайнозойских складчатых толщ батолиты редки и имеют небольшие размеры. Контакты батолитов с вмещающими породами всегда горячие и секущие.

Верхняя поверхность батолитов обычно характеризуется плавными пологими очертаниями, нарушаемыми многочисленными куполовидными выступами различной формы. Боковые поверхности батолитов имеют сложное строение. Нередко они наклонены в стороны от центральных частей массива; встречаются также вертикальные боковые поверхности и поверхности, наклоненные к центру батолитов. Менее ясно строение нижнего ограничения бато-

литов.

Геофизические данные свидетельствуют, что вертикальные размеры батолитов чаще составляют 6–10 км. Ниже располагается неровная граница с вмещающими породами, нередко имеющая вид суживающегося книзу корневидного канала. Таким образом, батолиты либо свекловидны (рис. 152 *а*) с узким подводящим каналом, отходящим вниз от центральной части дна массива (батолиты центрального типа), либо языкоподобные (рис. 152 *б*), причем в этом случае подводящий канал расположен сбоку (батолиты трещинного или щелевого типа). Породы, вмещающие батолит, на контакте с интрузивными образованиями носят явные следы проплавления, и их слоистость как бы обрывается интрузивными контактами. Однако в плане нередко удается уловить отчетливые следы механического воздействия магмы на окружающие толщи. Это выражается в изгибе осей складок в плане параллельно границам боковых поверхностей батолитов, в проявлении разрывов и иных деформаций, свидетельствующих о раздвижении пород в стороны и вверх.

До настоящего времени не решена проблема пространства, занимаемого батолитами. Среди геологов наиболее признаны три точки зрения. Согласно одной из них, при формировании батолитов пространство

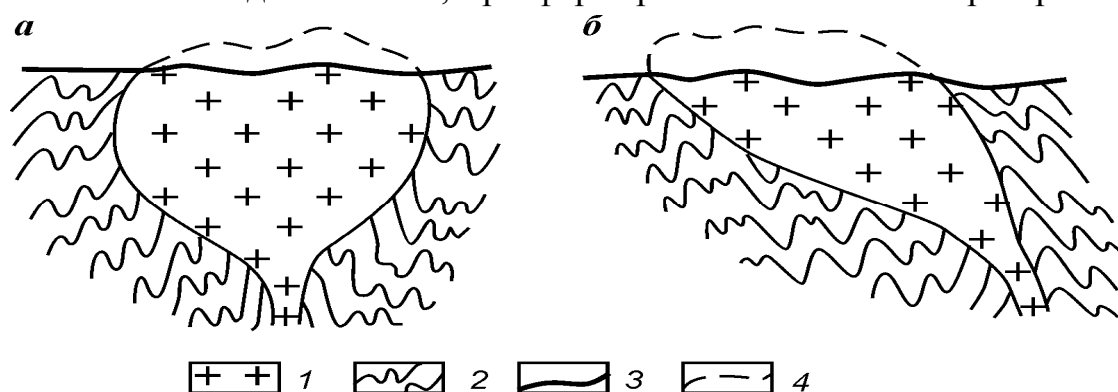


Рис. 152. Идеализированные поперечные разрезы интрузивных массивов центрального (а) и щелевого (б) типов[14]: 1 – интрузивный массив; 2 – вмещающие породы; 3 – поверхность рельефа; 4 – размытая кровля интрузивного тела

образуется за счет обрушения кровли. Обломки кровли, падая в поднимающуюся магму, тонут в ней и постепенно растворяются. По второй гипотезе, породы, сквозь которые поднимается магма, постепенно расплавляются и ассимилируются магмой, наконец, согласно третьей точке зрения, магма, внедряясь в земную кору, приподнимает ее на обширных площадях, не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма. По-видимому, среди этих тел имеются образования разного типа и проблема батолитов дискуссионная. В батолите выделяют следующие самостоятельные части:

Апофизы – крупные тела клинообразной формы, отходящие в стороны от основного интрузива. Апофизы могут быть согласными и секущими по отношению к вмещающим породам.

Батолитовые штоки – это части крупных секущих интрузивных тел, в виде столбов отходящие от батолита вверх. Площадь их достигает 10 км². Верхняя куполовидная часть штоков называется боссом.

Частично согласные магматические тела. Этмолиты (греч. – воронка) – воронкообразные, несогласные, секущие суживающиеся вниз интрузивные тела с вогнутой апикальной частью, которая может быть согласна с вмещающими породами. В плане этмолиты обычно изомегричны, реже – вытянуты. Похожи на лополиты.

Гарполиты (греч. – серп) – крупные секущие или частично согласные, уплощенной формы интрузивы, в вертикальном разрезе напоминающие серпообразное тело (рис. 153). Апикальная часть гарполита выпуклая, имеющая отдельные выступы и впадины. Она нередко напоминает поверхность батолита. Нижняя поверхность гарполита вогнутая, горизонтальная или полого наклоненная в сторону питающего канала.

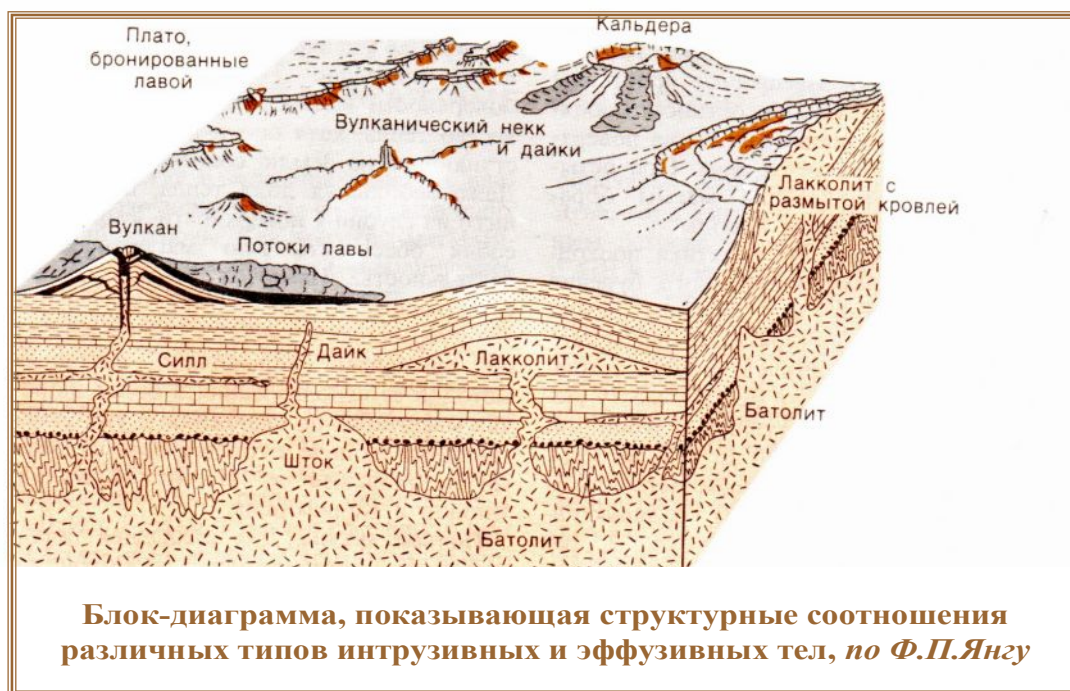


Рис. 154. Соотношение интрузивных и эффузивных тел

Сфенолит (греч. – клин) – клинообразное, вытянутое в плане и расширяющееся кверху тело, соизмеримое с батолитом.

К субвулканическим (связующим) интрузивным телам относятся приповерхностные магматические формы, имеющие явную связь с поверхностными вулканическими аппаратами (рис. 154).

3.5.1.1. Внутреннее строение интрузивных массивов

К главным задачам изучения внутреннего строения интрузивных тел относятся: установление состава слагающих их пород, выявление различных интрузивных фаз и фаций, изучение первичной тектоники (прототектоники) интрузива.

В строении крупных интрузивных тел принимают участие породы различного состава и структуры, между которыми могут наблюдаться как интрузивные контакты, так и постепенные переходы.

В пределах таких массивов принято выделять интрузивные фазы и фации магматических пород. К одной интрузивной фазе относятся породы одинакового или близкого состава, внедрившиеся одновременно, слагающие определенный объем внутри плутона и имеющие с породами других фаз отчетливо выраженные секущие контакты.

Термин «фация магматических пород» обычно применяют в широком смысле. Иногда к одной фации относят породы, сформированные при одинаковых термодинамических и тектонических условиях.

При изучении конкретных интрузивных тел этот термин приобретает более узкий смысл. Здесь выделяют фации сателлитов, эндоконтакта, ядра.

В изучении прототектоники выделяют прототектонику жидкой и твердой фаз.

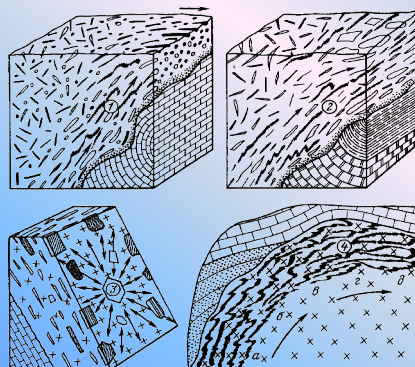
Прототектоника жидкой фазы выражается в ориентировке минералов, вызывающей появление в интрузивах первичных полосчатых и линейных текстур.

Полосчатые текстуры течения характеризуются чередованием пород различного состава или полос, обогащенных каким-либо одним или несколькими минералами, например слюдой, кварцем, роговой обманкой и т.д. Полосчатое строение может проявляться во всем интрузивном теле, но чаще наблюдается в краевых частях.

Первичная полосчатость наблюдается в породах разнообразного состава, но наиболее часто и резко она выражена в базитовых и щелочных породах. Интрузивные тела с отчетливой полосчатостью, сходной со слоистостью осадочных пород, получили название расслоенных плутонов.

Если в интрузивном теле выявлены первичные текстуры течения, то его контакты определяются по положению полосчатости с учетом того, что она обычно параллельна поверхности контакта (рис. 155).

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ



Расположение линейных и плоскостных прототектонических элементов по отношению к контактовой поверхности магматического массива: 1 – линейные элементы; 2 – плоскостные элементы; 3 – возможное сочетание линейных (стрелки) и плоскостных элементов; 4 – шлировые текстуры: а-д – стадии преобразования линейных шлиров в кольцевые

Рис. 155. Элементы прототектоники жидкой фазы

Линейные текстуры течения характеризуются параллельным расположением игольчатых или удлинено-призматических и таблитчатых минералов (слюд, пироксенов и др.), шлиров и ксенолитов. Такие текстуры возникают в том случае, ко-

гда происходит передвижение полужатвердевшей магмы, содержащей взвешенные кристаллы или их скопление (шлиры), а также ксенолиты. Все твердые тела, находящиеся в магме, при ее движении ориентируются длинными осями в направлении течения, фиксируя линию течения.



Расположение первичных трещин в интрузивных породах, по В.Н. Павлинову: а-в – в своде тела; г – в блоке в сочетании с диагональными трещинами. Таблитчатые минералы, ксенолиты (К) и шлиры ориентированы в одной плоскости и характеризуют поверхность течения; линейно вытянутые минералы ориентированы в одном направлении и образуют линии течения. В соответствии с ориентировкой поверхностей течения располагаются первичные трещины: продольные (S), поперечные (Q), пластовые (L), диагональные (D)

Рис. 156. Элементы прототектоники твердой фазы [40]

Прототектоника твердой фазы выражается в том, что в каждом интрузивном массиве сразу после его остывания появляются закономерно ориентированные системы трещин. Во время остывания пород происходит уменьшение объема, что приводит к возникновению растягивающих напряжений, разряжающихся образованием трещин. Последние интенсивно развиваются во внешней оболочке затвердевшего интрузивного массива. Трещины в зависимости от ориентировки по отношению к структурам течения подразделяются на поперечные, продольные, пластовые и диагональные трещины (рис. 156).

Поперечные трещины (Q) формируются перпендикулярно линиям течения. Обычно они прямые, с грубыми шероховатыми поверхностями, приоткрыты. Поперечные трещины хорошо развиты в краевых частях и исчезают к центру интрузива. Их характерная особенность заключается в перпендикулярном положении относительно массива. По времени образования эти трещины наиболее ранние и к ним часто приурочены кварцевые, пегматитовые и другие жилы или различные постмагматические минералы.

Продольные трещины (S) имеют крутое падение и расположены по простиранию линейных структур течения. В большинстве они прямолинейные, закрытые, но, как и поперечные трещины, часто минерализованы, что указывает на их образование раньше полного остывания магматического расплава. Вдоль этих трещин обычно развиваются более поздние нарушения, в которых образуются пегматитовые и кварцевые жилы.

Пластовые трещины (L) возникают в верхних и боковых частях интрузий. Простирание этих трещин обычно совпадает с направлением первичной полосчатости и они перпендикулярны поперечным и продольным трещинам. Пластовые трещины ориентированы параллельно контакту интрузивного массива. Они приобретают пологое (до горизонтального) падение в верхней части массива и более крутое падение в его боках. Эти трещины в комбинации с другими способствуют образованию матрацевидной отдельности в гранитах.

Диагональные трещины (D) более поздние, не связанные с формированием интрузивного тела. Они, как правило, относятся к трещинам скалывания. Диагональные трещины возникают под влиянием позднейших тектонических напряжений и могут быть представлены несколькими системами. Эти трещины часто заполнены различными жильными образованиями.

Кроме описанных первичных структур, после формирования интрузий в них нередко образуются вторичные структуры.

3.5.1.2. Изображение интрузивных тел на геологических картах и разрезах

На геологических картах и разрезах границы интрузий показываются черной линией, а петрографический состав – штриховыми знаками и цветом (за породами определенного химического состава закреплен определенный цвет; табл. 2). Интрузивные тела также индексируются. Индекс должен отражать состав пород и их возраст (рис. 157).

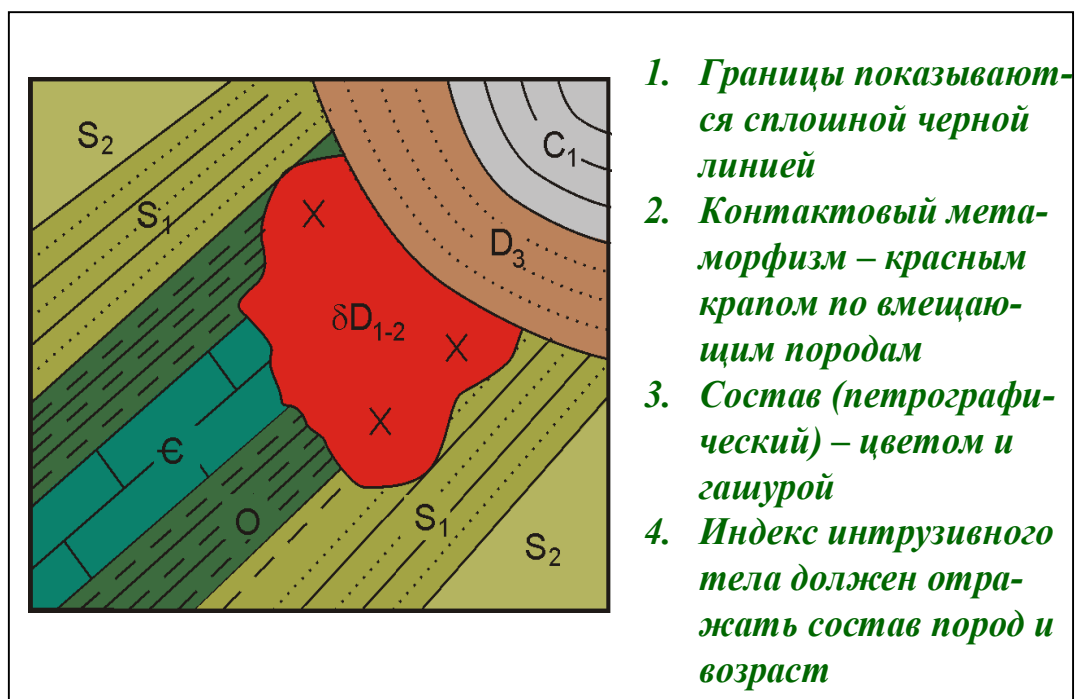


Рис. 157. Изображение интрузий на плане

Возраст интрузивных пород определяется по возрасту вмещающих пород.

Так, например, возраст интрузии диоритов (рис. 158, план) моложе кембрия, ордовика и верхнего силура т.к. диориты их прорывают, но диориты древнее отложений верхнего девона, которые перекрывают интрузивное тело.

Таким образом, возраст интрузии диоритов должен быть D_{1-2} (ранний - средний девон).



Рис. 158. Определение относительного возраста интрузивных пород

3.5.2. Формы залегания эффузивных пород

Тела эффузивных пород в английской литературе принято называть также экструзивами. В отечественной литературе понятия *эффузивный* и *экструзивный* имеют разное значение. Эффузивными называют тела, которые образовались в результате растекания жидкой лавы по земной поверхности, а экструзивными – тела, возникающие путем застывания лавы в кратере вулкана или других каналах, выводящих лаву на поверхность.

Форма залегания эффузивных пород определяется механизмом внедрения магмы, ее вязкостью и рельефом местности, на которую она изливается.

Вязкость лавы определяет радиус ее распространения от центра извержения. Так, жидкие лавы свободно растекаются по поверхности на большие площади, образуя тела сравнительно небольшой мощности, тогда как вязкие затвердевают вблизи мест извержения. Большая вязкость обуславливает также возникновение пробок в канале вулкана, что приводит к взрывам и появлению большого количества рыхлых продуктов извержения: пепла, лапиллий, бомб и глыб, которые слагают некоторые эффузивные тела. Вязкость лав зависит от состава. Наиболее вязкие кислые лавы с большим содержанием кремнезема, наиболее жидкие базитовые, содержащие в меньшем количестве кремнезем и в значительном – магний, железо, кальций.

Рельеф земной поверхности определяет не только внешнюю форму эффузивных тел, но и внутреннее их строение.

Породы, сформировавшиеся при излиянии жидких лав на поверхность, называются *собственно вулканическими*, или *эффузивными*. Породы, образующиеся в результате вулканических взрывов, или эксплозий, относятся к *пирокластическим*. Рыхлые продукты газовой-взрывной деятельности вулканов (вулканические глыбы, бомбы, лапилли, песок, пепел) называются *тефрами*, а сцементированные пирокластические породы – туфами, вулканическими брекчиями.

В особую группу вулканогенных пород входят *игнимбриты*, сходные как с эффузивными, так и с пирокластическими породами. Характерная черта игнимбритов – присутствие фьямме – включений вулканического стекла линзообразной, пламенивидной формы, погруженных в менее плотную массу. Игнимбриты рассматриваются либо как продукты извержений «палящих туч» (суспензий – частиц расплава в раскаленных газах), либо как результат ликвации газонасыщенных кислых, реже средних лав.

3.5.2.1. Фации вулканогенных пород

При изучении и геологическом картировании вулканогенных горных пород особое значение приобретает не только разделение их по составу и возрасту, но и выделение среди одновозрастных вулканогенных образований тел, формировавшихся в различных условиях, и фаций вулканогенных пород. Главным фактором, оказывающим влияние на отнесение конкретного тела к определенной фации, является степень удаленности тела от вулканического жерла, а также глубина, на которой находится тело в момент затвердевания.

Выделяют три типа фаций: *собственно эффузивную*, *жерловую* и *субвулканическую* (рис. 159). Собственно **эффузивная фация** (лавы, тефра, туфы, игнимбриты) формируется при извержении вулканического материала на поверхность и составляет основную часть вулканической постройки (вулканический конус, купола и обелиски). Среди них можно выделить породы трех субфаций: текучих лав, эксплозивной (пирокластической) и экструзивной.

Породы **жерловой фации** (лавы, эксплозивные брекчии, игнимбриты) формируются при перемещении магмы и газов к поверхности при условии непосредственной с нею связи. Они выполняют трубообразные или трещинные подводящие каналы, жерловины и кратеры.

Породы **субвулканической фации** слагают тела, образующиеся при движении магмы к поверхности в глубинных корневых зонах вулканов, подземных камерах и их боковых ответвлениях. Субвулканические тела залегают на небольших глубинах без связи с дневной поверхностью.

В областях молодого вулканизма на поверхности развиты преимущественно породы собственно эффузивной фации, а проявления жерловой фации встречаются в виде небольших по размерам тел. Выделение пород субвулканической фации возможно лишь в древних вскрытых эрозией вулканогенных толщах.

Взаимоотношения фаций и субфаций могут быть различными (рис. 170). Формы залегания пород различных фаций преимущественно устанавливаются методами геологического картирования, за исключением скрытых, не обнаженных на поверхности субвулканических тел. В последнем случае решающая роль принадлежит геофизическим методам.

В собственно эффузивной фации наиболее распространены покровы, потоки для субфаций текучих лав и эксплозивной и экструзивные купола (для экструзивной субфации).

Покровы представляют собой плоские тела, сложенные, как правило, базальтами и долеритами, имеющие широкое площадное распространение и относительно малую мощность, а также неправильно-изометричную форму в плане. Обычно они связаны с трещинными излияниями. Площадь одного покрова может достигать нескольких сотен

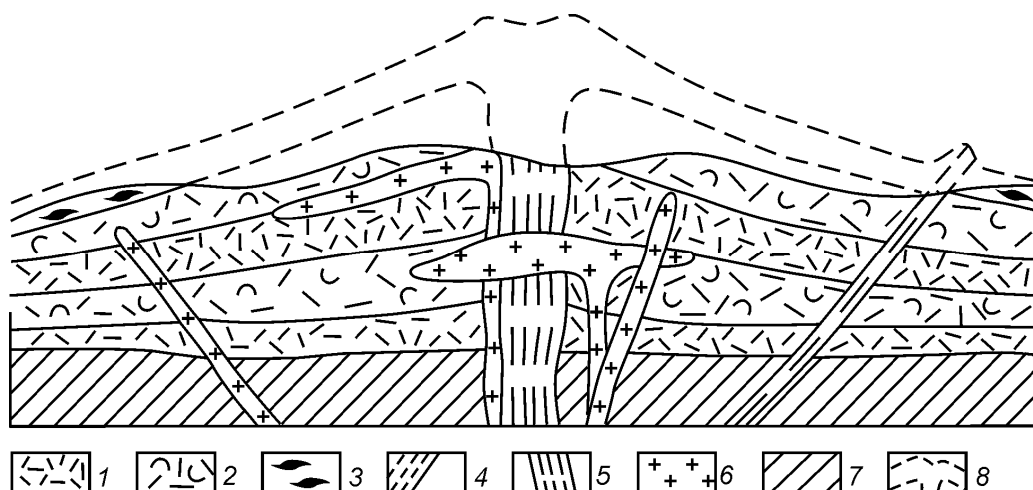


Рис. 159. Идеализированная схема соотношений фаций и субфаций вулканогенных образований, по М.К. Бахтееву [14,20]: 1–4 – собственно эффузивная фация (1 – субфация текучих лав, 2 – эксплозивная субфация пирокластических пород, 3 – игнимбритовая субфация, 4 – экструзивная субфация: куполов и обелисков, купольной брекчии); 5 – жерловая фация (некки и дайки); 6 – субвулканическая фация (силлы, лакколиты, дайки); 7 – породы фундамента; 8 – предполагаемые эродированные части вулканической постройки

тысяч квадратных километров, мощность изменяться от первых метров до сотни метров. Покровы пород кислого состава встречаются значительно реже. Они имеют меньшие площадные размеры и могут быть сложены игнимбритами.

Потоки – более распространенные тела по сравнению с покровами. Они могут быть сложены как лавами, так и пирокластами и игнимбритами. Для потоков характерны удлиненная, часто языковидная в плане и линзообразная в поперечном сечении форма, относительно малая мощность, неровная подошва, крутые боковые ограничения (рис.160). Морфология и размеры этих тел определяются рельефом подстилающей поверхности, степенью вязкости магмы, зависящей от состава и газонасыщенности, силой и направленностью вулканического

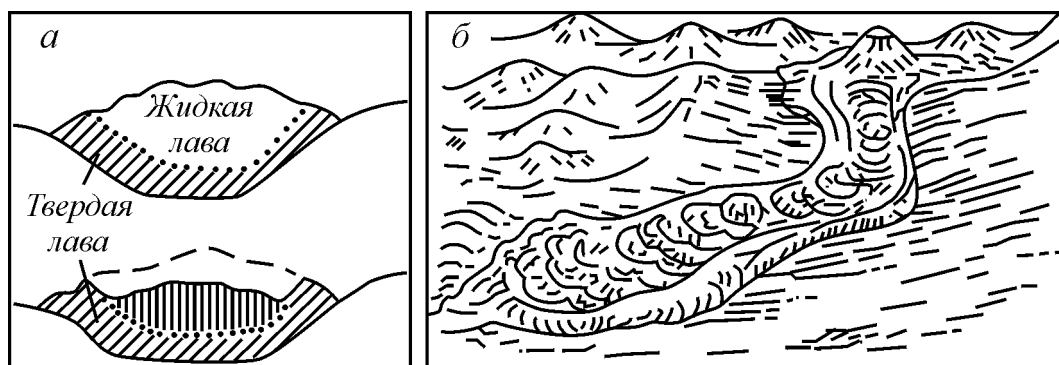


Рис. 160. Схематическая морфоскульптура поверхности лавового потока в поперечном сечении (а) и плане (б), по Е.Е. Милановскому [14]

взрыва (при образовании пирокластических потоков). Самые крупные размеры типичны для базальтовых потоков – их длина достигает нескольких десятков километров при ширине первые километры и мощности от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Потоки кислых лав и игнимбритов имеют мощности в десятки и первые сотни метров при длине в несколько километров (рис. 160 б). Потоки связаны с извержениями центрального типа. В отдельных случаях они совместно с покровами образуют огромные лавовые плато.

Для пирокластических пород наиболее характерной формой залегания являются слои (пласты), морфологически сходные с формами залегания осадочных пород. Различия обычно заключаются в меньших площадных размерах пирокластических образований и более значительных колебаниях мощностей.

Экструзивные купола представляют собой в плане изометричные, караване – и штокообразные в разрезе тела, достигающие в поперечнике несколько сотен метров. Они сложены эффузивными породами среднего и кислого составов. Образуются вследствие выдавливания из основного и паразитического кратеров вулкана вязкого магматического материала (рис. 161). С разрушением краевых затвердевших частей куполов связано появление вокруг них шлейфа обломочных пород – купольных брекчий, сходных с туфами и вулканическими брекчиями. Купольные

брекчии отличаются от вулканических брекчий эксплозивной субфации составом обломочного материала, идентичным эффузивным породам экструзивного купола, резким уменьшением мощности купольной брекчии по мере удаления от экструзивного тела, сопровождающимся полным исчезновением крупных обломков и глыб. Экструзивные купола пространственно тесно связаны с породами жерловой фации, от которых отличаются отсутствием горизонтальной зональности.

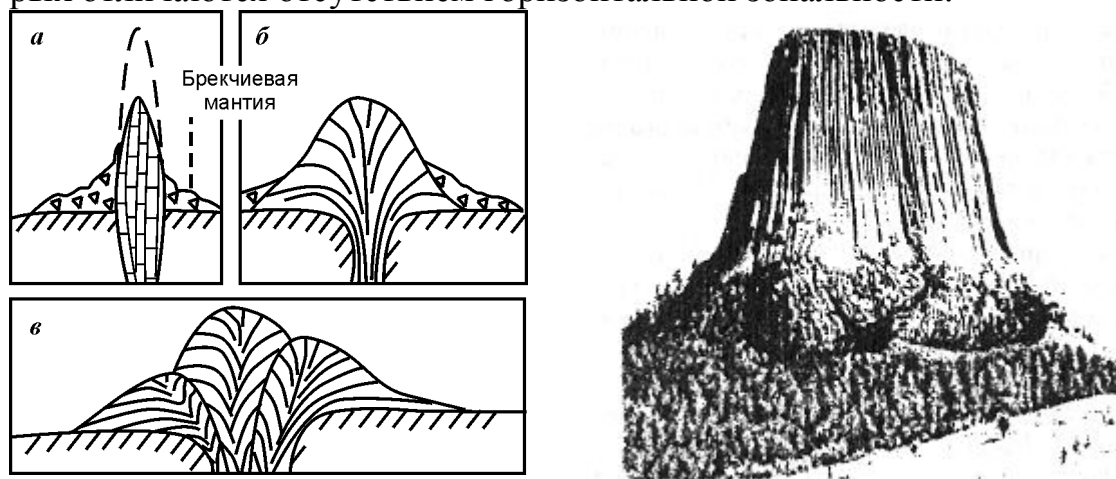


Рис. 161. Типы экструзивных массивов: а — игла, или обелиск; б — купол; в — сложный купол. Вулканический конус в Северном Вайоминге «Башня Дьявола» [28].

При извержениях очень вязкой кислой лавы образуются, как уже говорилось, экструзивные тела — вулканические купола (горнито) — массы лавы, поднявшиеся из жерла вулкана в виде купола и уже неспособные к дальнейшему течению. Высота таких куполов достигает 1 км при поперечнике основания 2–2,5 км с крутыми склонами и плоским основанием. В качестве примера укажем Вулканический конус в Северном Вайоминге «Башня Дьявола». Гигантская столбчатая отдельность образовалась при охлаждении массива. Толщина отдельных колонн в среднем 2 м и достигает толщины 5 м (рис. 161).

К экструзивным телам относятся также иглы — а, вулканические пробки (купола, столбы — б простые и сложные — в) (рис. 161).

Для жерловых фаций наиболее обычны некки и вулканические трубки, имеющие секущие контакты с вмещающими породами.

Некки представляют собой трубообразные и расширяющиеся кверху тела, сформированные в каналах, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность. Таким образом, некки являются частью эруптивного аппарата вулкана. Некки — вулканические жерловины, заполненные сплошной лавовой или пирокластической породой. В нижней части некки иногда переходят в дайки.

Их форма в плане круглая, овальная или неправильная. Диаметр изменяется от десятков метров до 1,5 км. Боковые стенки неков крутые, вертикальные, нередко расширяющиеся кверху. Состав пород, заполняющих неки, изменчив. Чаще всего – это мелкозернистые или полустекловатые изверженные породы. В некоторых случаях неки сложены грубым неотсортированным пирокластическим материалом (агломератами), пеплом или вулканической брекчией.

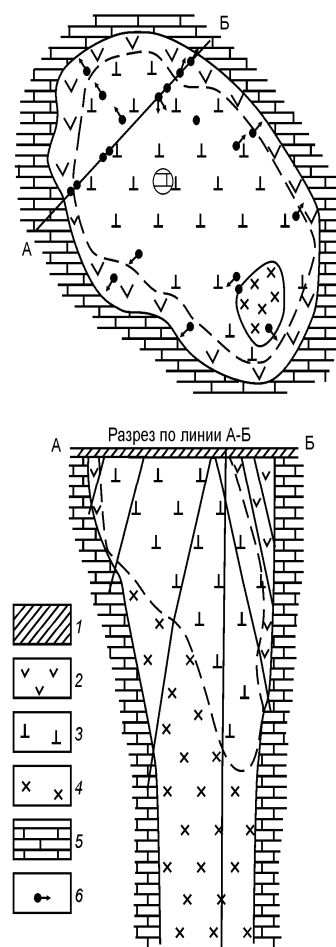
Диатремы (трубки взрыва) – представляют собой гигантские цилиндрические, иногда расширяющиеся кверху воронкообразные каналы. Характерны для ультраосновных пород. Трубки взрыва, как правило, сложены пирокластическими, обломочно-магматическими породами, содержащие часто минералы, образованные при высоком давлении: гранаты, стишовит, коэссит и др. Диаметры диатрем бывают самыми различными – от сотен метров до километра. Большое количество трубок взрыва встречается среди трапповых плато в Якутии, в Африке, Индии и других странах. Большое число вулканических трубок, иногда заключающих алмазы, обнаружено на Сибирской платформе среди пологозалегающих карбонатных и песчано-глинистых отложений палеозоя. Они представляют собой замкнутые горловины изометричной или овальной формы размером до 2 км в поперечнике, суживающиеся книзу. Первоначально каналы трубок были заполнены пирокластическим материалом ультраосновного состава, в который позже внедрились базальты. Породы, выполняющие трубки, местами превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок залегают спокойно (рис. 162); у контактов с трубками они, как правило, раздроблены, метаморфизованы и повернуты вверх, а иногда и вниз. Вдоль контактов трубок с вмещающими породами нередко располагаются мелкие жилы долеритов.

Наиболее распространенные формы залегания пород субвулканической фации – дайки, силлы, лакколиты, штоки. Их конфигурация и соотношения с вмещающими породами в целом такие же, как у соответствующих интрузивных тел. Отличия проявляются в значительно меньших площадных размерах и составе пород. Длина отдельных даек, диаметр изометричных и неправильных по форме в плане тел обычно не превышают нескольких сотен метров – первых километров. Тела сложены афанитовыми разностями пород и лишь наиболее крупные из них в центральных частях могут быть раскристаллизованы. При этом наблюдаются постепенные переходы от эффузивных стекловатых и неполнокристаллических пород к мелкозернистым полнокристаллическим порфиroidным породам. В центральной части глубоко эродированных вулканических аппаратов нередко располагаются гранитоидные либо щелочные массивы, образующиеся в нижних частях жерл вулканических аппаратов или

вблизи поверхностных периферийных очагах.



Рис. 162. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки, по А. Бобричеву [14]. 1 – четвертичные отложения; 2 – измененные кимберлиты (желтые); 3 – измененные кимберлиты (зеленые); 4 – малоизмененные кимберлиты; 5 – карбонатные породы; 6 – скважины



3.5.2.2. Особенности строения и залегания эффузивных и туфогенных горных пород

Тела эффузивных пород – покровы и потоки, как правило, имеют неоднородное строение. Внутренние их части обычно плотные и более раскристаллизованные, поверхностные – пористые, пузыристые, шлаковидные и менее раскристаллизованы. Пористое строение особенно часто отмечается на верхней поверхности, так как именно через нее выходят в атмосферу газы, растворенные в лаве. Нижняя поверхность также приобретает пористое строение вследствие того, что некоторая часть газов выделяется из лавы в том месте, где она соприкасается с холодными подстилающими породами, которые бывают обожженными.

На верхнюю поверхность затвердевающей лавы нередко падают рыхлые продукты извержения. Падающий материал пробивает твердую корку, образовавшуюся на лаве, и вместе с ее обломками погружается в жидкие части потока. В результате затвердевания таких участков формируются породы обломочного строения, называемые лавовыми брек-

чиями.

Лавовые брекчии образуются и другим способом. При застывании лавы на поверхности возникает шлаковая корка, которая легко трескается и дробится на угловатые обломки, движущиеся по поверхности незастывшей лавы. Они попадают в основание потока.

При остывании затвердевшей лавы, как и в интрузивных породах, возникают первичные трещины отдельности, располагающиеся перпендикулярно главной поверхности охлаждения. Они разбивают покров на вертикальные столбы 5–6-угольной формы. Такая столбчатая отдельность характерна для базальтовых покровов.

В куполах и других телах эффузивных пород, имеющих в плане изометрическую форму, от вертикальных трещин отходят горизонтальные трещины, в результате чего создается параллелепипедная отдельность. Горизонтальные трещины в потоках способствуют образованию плитчатой и пластовой отдельностей, а концентрические трещины – появлению шаровой отдельности. Шаровая отдельность в лавах может возникнуть при подводных излияниях.

Эффузивные горные породы образуются при излиянии на поверхность и застывании лав – жидких продуктов вулканической деятельности. Существуют два основных типа вулканических излияний – трещинный и центральный.

С трещинным типом излияния связаны обычно лавовые покровы, распространенные иногда на огромных площадях и имеющие выдержанную – достигающую иногда сотен метров – мощность. Покровы нередко ассоциируют с комплексами силлов (траппы Средне-Сибирского плоскогорья). Образованы они породами преимущественно основного и среднего состава. Крупные покровы, распространенные на больших площадях, называются плато-покровами (чаще всего это плато-базальты).

С центральным типом излияний обычно связывают образование сравнительно узких лавовых потоков, имеющих форму языков, рукавов, которые по мере удаления от очагов излияния уменьшаются по толщине и выклиниваются. Длина языков может колебаться от сотен метров до десятка км. При центральном типе наземного вулканизма лавы накапливаются вблизи вулканических аппаратов. При этом лавы основного состава образуют протяженные потоки, с выдержанной мощностью и ровными волнистыми поверхностями. Лавы кислого и среднего состава образуют потоки с глыбовыми нагромождениями кусков остывшей корки покрова. Они имеют небольшую протяженность и изменчивую толщину. Это приводит к образованию вокруг кратера вулкана высоких вулканических конусов с крутыми склонами. Газовые пузыри, возни-

кающие под коркой потоков, могут образовывать камеры и туннели, достигающие значительных размеров, а на поверхности – купола и валы. При подводных излияниях лавы в них образуется характерная шаровая отдельность.

При вулканических извержениях лава может не только излиться или сформировать обелиски, но и взлететь в воздух, а затем осесть в виде **туфов** – пирокластических (огненных обломочных) слоев. Ближе к центру выброса (кратеру) откладывается крупнообломочный материал – вулканические *бомбы*, *лапilli*. Чем дальше от источника выброса, тем более мелкие откладываются обломки – песок и пепел. Сочетания слоев разнообразного пирокластического материала, образованные в разные фазы вулканической деятельности, формируют слои вулканических ту-

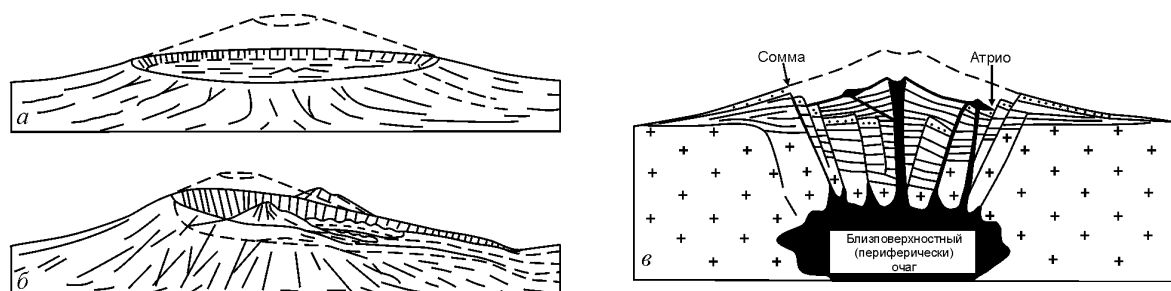


Рис. 163. Морфология и внутреннее строение кальдер: а - закрытая (концентрическая) кальдера Нгоронгоро, Танзания, площадь 300 км²; б – открытая (эксцентрическая) кальдера Меру, Танзания, площадь 40 км²; в - схематический разрез кальдеры с молодым вулканом внутри [28].

фов. Водные пирокластические отложения называются **туффитами**.

Эффузивные горные породы изображаются на геологических картах и разрезах так же, как и осадочные породы, в соответствии с их возрастом, составом и отражаются на стратиграфической колонке. Состав вулканогенных пород наносится на карту черным крапом.

Вулканические конусы и их строение. Как уже говорилось, мощности эффузивных образований к центру излияния возрастают, образуя вулканические конусы. По всеобщему мнению, это самые красивые горы на Земле: Фудзияма, Эльбрус, Арарат, Килиманджаро – все это вулканические конусы. Обычно они образованы перемежающимися лавовыми потоками и пирокластическими слоями. Конусы вулканов имеют высоту от нескольких десятков метров до нескольких километров и диаметр до 10 км. Самой характерной структурной формой вулканов является кальдера – большой, чашеобразный провал на месте обрушившегося конуса вулкана (рис. 163).

Кальдеры отличаются от кратеров большими размерами, в оседание вовлекается не только центральная часть вулканического конуса, но и его склоны и окружающие терри-

тории. Осевшие части окружены сбросами, кольцевыми и дугообразными дайками. На плоском дне кальдеры образуются новые, более молодые конусы. Остатки древнего разрушенного вулкана, образующие кольцевой вал вокруг молодого вулканического конуса, называется соммой, а ложбина между соммой и внутренним конусом — атрио (рис. 174). Основными причинами образования кальдеры являются или опускание вулканического конуса по сбросам над вулканическим резервуаром, из которого произошел отток магмы, или обрушение свода в результате взрыва при интенсивном выделении газов.

На рис. 165 приведена схема соотношений между интрузивными и эффузивными геологическими телами.

Тектонические дислокации магматических пород. Выше описаны первичные формы залегания магматических пород. Под влиянием тектонических деформаций может видоизменяться форма и внутренняя структура этих пород, причем для разных структур по-разному.

Поскольку преимущественная форма залегания эффузивных пород — это пластовые тела, то и дислокации в таких породах сходны с дислокациями, наблюдаемыми в слоистых толщах. Так же, в общем, деформируются и пластовые интрузии.

Тело под влиянием деформации не сминается в складки, а укорачивается в направлении главных сжимающих усилий и удлиняется в направлении минимальных сжимающих усилий. Если деформируемая порода в данных условиях пластична, она деформируется без разрушения. Такие условия возникают при региональном, или термальном метаморфизме. Если же интрузивный массив ведет себя как хрупкое тело, он будет разбит разрывами различного размера.

Так как интрузивные тела и вмещающие его слоистые толщи деформируются по-разному, на их границе происходят срывы различного размера.

В зонах контакта интрузива с вмещающими породами во многих случаях наблюдаются следы воздействия внедряющегося массива во вмещающие породы — складки и разрывы.

Вопросы для самоконтроля:

1. Как определяется возраст интрузии?
2. Какие элементы текстуры интрузивного массива относятся к прототектоническим и какую информацию несет их ориентировка?
3. Какие выделяются первичные трещины в интрузивах?
4. Что такое несогласные интрузии и какие тела к ним относятся?
6. Что такое лавовые покровы, потоки и как они образуются?

3.6. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

К метаморфическим толщам относят исходные осадочные или магматические породы, измененные и преобразованные под влиянием процессов метаморфизма в породы иного состава. Общей особенностью метаморфиче-

ских комплексов является большая мощность их стратиграфических подразделений и напряженная многофазная складчатость.

Метаморфические породы обычно характеризуются *полосчатостью*, которая может быть выражена так же четко, как слоистость осадочных пород. Другое свойство текстур метаморфических пород – это их *сланцеватость, гнейсовидность и будинаж*.

В метаморфических толщах, которые подвержены интенсивным складчатым деформациям, наиболее часто образуются острые, сильно сжатые изоклинальные складки (рис. 164), осложненные более мелкими

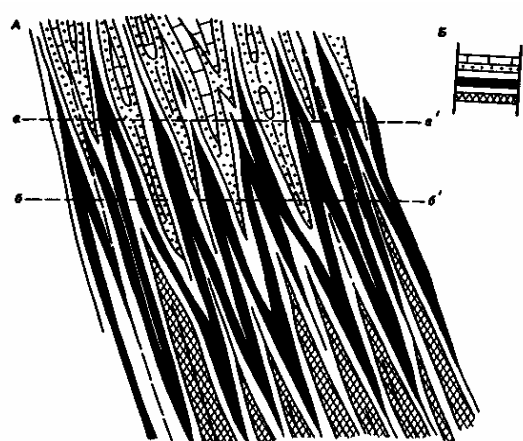


Рис. 164. Схема изоклинальной складчатости (А) и нормальный разрез слоев, участвующих в складчатости (Б). а – а' и б – б' – границы обнажения

и мельчайшими складочками, являющиеся по своей природе складками течения. Для их формирования необходимы высокие температуры (сотни градусов) и большие односторонние давления.

При наложении складчатости иной ориентировки, ранее сформировавшиеся складки вновь вовлекаются в процесс с появлением структур, отличных от ранних складок (рис. 165). Шарниры ранних и поздних складок могут, как совпадать, так и не совпадать.

Если наложенные складки сильно сжаты, то в них появляется новая сланцеватость, в общем параллельная осевым поверхностям поздних складок, которая способна полностью или частично затушевать сланцеватость, образовавшуюся при раннем складкообразовании.

В связи со сложной складчатостью и трудностью установления возраста в метаморфических толщах нередко можно выделить лишь антиформные и синформные складки, основу определения которых составляет форма залегания пород. При образовании складок пласты, не обладающие достаточной пластичностью, нередко разрываются на отдельные части. При этом из них нередко формируются цилиндрические или четкообразные тела, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев. Эти структуры носят название *будинаж-структур*. В разрезе такие блоки (будины) приурочены к определенному горизонту и имеют форму изолированных, располагающихся одно за другим линзовидных и бочонкообразных тел. Их длинные оси часто параллельны шарнирам складок. Размеры блоков разнообразны – от сотен метров до сантиметров в поперечнике. Их длина во много раз превышает поперечные размеры.

Особенно широко будинаж-структуры развиты в глубоко метаморфических сериях. Их появлению способствуют высокие давление и

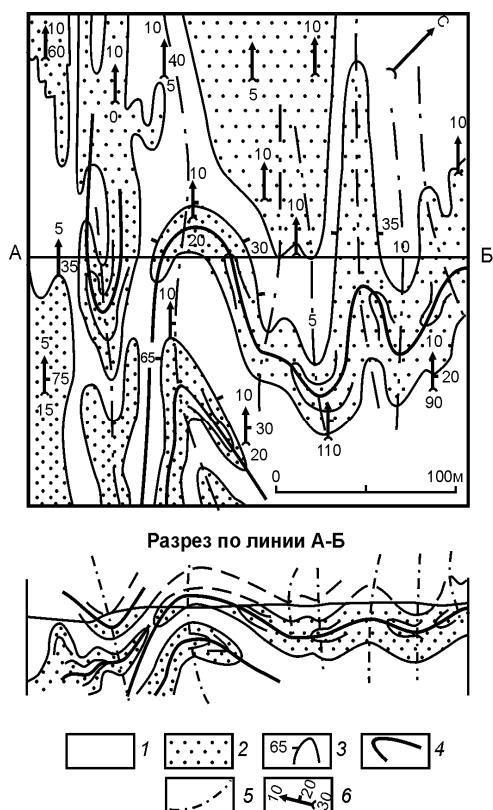


Рис. 165. Наложение прямых складок на лежащие изоклинальные в плане и разрезе (Северное Беломорье), по Б.И. Кузнецову: 1 – гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – границы разных пород и углы их падения (штрихи в сторону падения); 4, 5 – осевые поверхности складок (4 – ранних, 5 – наложенных); 6 – направление и углы погружения шарниров складок (цифра у острия стрелки), осевых поверхностей (цифра и бергштриха); цифра у стрелки – углы между крыльями

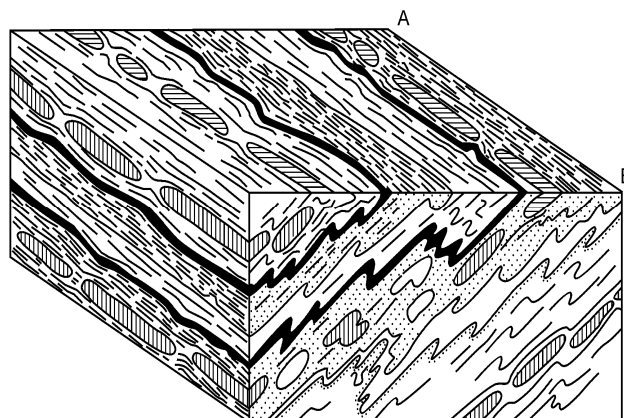


Рис. 166. Схематическое изображение будинированных ладожских сланцев, по Н.Г. Судовикову. Ребро блока АБ параллельно осям складок

температура (рис. 166).

В метаморфических толщах докембрийского возраста широко распространены мигматиты с включенными в них жилами пегматитов, аплитов

В зависимости от строения различают мигматиты, имеющие вид интрузивных брекчий, ветвистые, послойные и птигматиты. К последним относятся сложные, извилистой формы жилки гранит-аплитов, пегматитов, реже кварца, наблюдаемые среди метаморфических пород в экзоконтактах кислых интрузивных тел и полях мигматизации.

Среди древнейших метаморфических пород Алдана, Карелии и других районов в гнейсовых и сланцевых кристаллических толщах нередко встречаются куполовидные поднятия, сложенные гранитами и гнейсами, имеющими изометрические, овальные и неправильные очертания, называемые гранито-гнейсовыми куполами. Иногда граниты и гнейсы формируют тела с брахисинклинальным или чашевидным строением. В поперечнике такие

структуры достигают нескольких десятков и сотен километров (рис. 167).

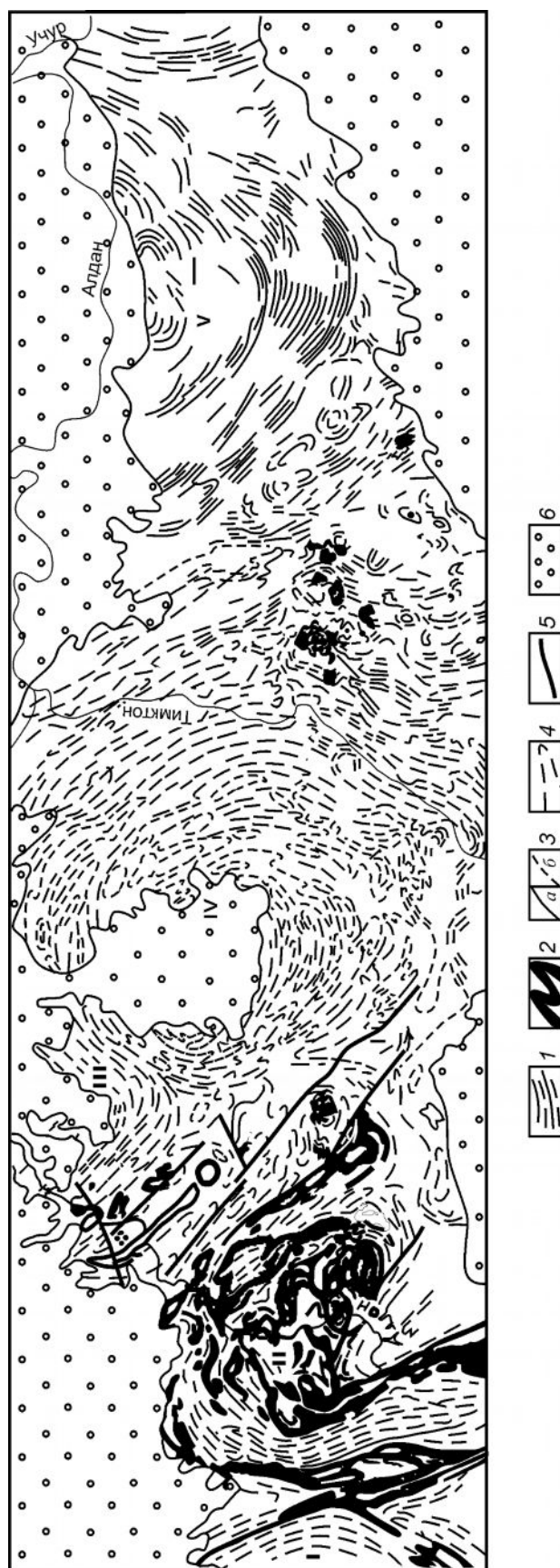


Рис. 167. Гранитоидные купола (I – V) в северной части Алданского щита, по Л.И. Салопу [20]: 1 – простирание слоев, выявленное по аэрофотоснимкам; 2 – различные горизонты кварцитов; 3 – границы стратиграфических подразделений (а – установленные, б – предполагаемые); 4 – простирание осей второстепенных складок; 5 – докембрийские, кембрийские и юрские отложения платформенного чехла

Куполовидные и иные структуры гранито-гнейсовых комплексов наиболее типичны для архейских складчатых образований, но они наблюдаются и среди протерозойских и более молодых толщ. Они формируются в условиях течения сильно нагретого (до высокопластичного состояния) вещества под воздействием длительно действовавших сил. Накопление тепла в кристаллическом фундаменте, в конечном счете, приводит к частичному его плавлению и последующему развитию диапиризма с перемещением легких расплавленных магматических масс. Над гранито-гнейсовыми куполами в осадочном чехле нередко образуются куполовидные складки и валы, которые служат ловушками для нефти и газа.

3.6.1. Значение магматических и метаморфических пород для нефтяной геологии

В настоящее время залежи нефти и газа в магматических и метаморфических породах фундамента и корях выветривания открыты практически на всех континентах и в акватории Мирового океана. Однако целенаправленные поиски залежей углеводородов в фундаменте, особенно в магматических породах, ведутся в ограниченных объемах. Это обусловлено тем, что многие геологи связывают образование залежей углеводородов только с корой выветривания кристаллических пород, а фундамент осадочного бассейна рассматривают как нижний структурный этаж, сложенный кристаллическими, магматическими и метаморфическими породами, степень преобразования которых настолько велика, что исключает вероятность сохранения в них первичных коллекторских и нефтегазогенерирующих свойств [19].

Однако на долю гранитоидных пород приходится 32,5% залежей



Рис. 168. Геологический разрез месторождения Ауджила-Амаль [19]

нефти, открытой в породах фундамента. Это позволяет рассматривать гранитоидные породы как новый объект, требующий нетрадиционных подходов к поискам, разведке и разработке залежей нефти и газа.

Так, например, в Ливии порядка сто месторождений нефти связано с фундаментом, причем самое крупное из них — Ауджила-Амаль (Augila-Amal) приурочено к гранитам, гранофирам

и риолитам докембрийского возраста (рис. 168).

Суммарные извлекаемые запасы нефти в гранитоидных породах составляют 512 млн. тонн, а дебит некоторых скважин составляет от 191 м³/сут. до 1213 м³/сут. Получение нефти при опробовании гранитов в СКВ. Д8, залегающих ниже кровли фундамента почти на 200 м, ставит под сомнение заключение об образовании коллекторов в гранитоидах за счет только коры выветривания.

Небольшие месторождения нефти и газа открыты в магматических породах фундамента Днепроро - Донецкой впадины.

Промышленная нефть в породах магматического фундамента Суэтского грабена получена из высокотрещиноватых гранитов и коры выветривания месторождений Хургада, Гемза, Гейсум. В месторождении Гейсум (Египет) трещинные граниты вскрыты скважинами на глубину до 380 м и получен приток нефти с дебитом от 125 до 445 м³/сут. [19]. На месторождении Зейт-Бей в фундаменте, кроме гранитов, встречены метаморфические и вулканические породы. Высокопродуктивными являются трещиноватые граниты.

Крупное месторождение нефти и газа Бомбей Хай открыто в Индии. Залежи нефти в фундаменте связаны с коллекторами в базальтах и гранито-гнейсах. В скважинах, пробуренных по фундаменту на глубину 200 м, получены притоки нефти дебитом более 160 м³/сут. На месторождении нефти Бохолла-Чангпанг, открытое в семидесятые годы в индийском штате Ассам, данные бурения показали практически повсеместное развитие трещиноватости в гранитах. Дебиты в отдельных скважинах достигают 500 м³/сут. Для коллекторов гранитоидного фундамента характерна площадная неоднородность в распределении трещин и наличии нескольких их генераций.

На шельфе Южного Вьетнама в магматических гранитоидных породах открыто ряд нефтяных месторождений, среди которых выделяется уникальное месторождение Белый Тигр, Дракон и др. В настоящее время на месторождении Белый Тигр на фундамент пробурено более 100 скважин, которые дают более 90 % общей добычи нефти на месторождении. Большинство скважин, пробуренных на фундамент, являются высокодебитными (более 1000 м³/сут.). Вскрытый интервал магматических пород фундамента достигает 2000 м, а нижняя граница залежи не установлена, т. к. скважина, пробуренная до глубины 5014 м, водонефтяной контакт (ВНК) не установила. Данные бурения, керны, материалы ГИС указывают на наличие коллекторов до глубины порядка 5000 м.

Анализ и обобщение данных по многочисленным месторождениям, открытым в породах фундамента, позволяют сделать ряд выводов [19]:

- Наличие коллекторов является характерной особенностью магматических и метаморфических пород фундамента, а их региональная нефтеносность делает их потенциальным объектом поисков и разведки.
- Во всех трещиноватых гранитоидных коллекторах наблюдается вторичная пустотность вдоль систем трещин и повсеместное образование пустотности выщелачивания и замещения.
- Продуктивность скважин прямо пропорционально связана с плотностью трещин при наличии нескольких их генераций. Развитие трещиноватости внутри гранитоидных массивов, наличие коллекторов на больших глубинах, а также получение притоков нефти с глубиной является доказательством того, что залежи нефти в гранитоидах связаны не только с корами выветривания.
- В развитии трещиноватости в разрезах гранитоидного фундамента наблюдается определенная цикличность как в ориентации, так и в густоте трещин. Разрез подразделяется на зоны плотных и зоны трещиноватых пород, внутри последних выделяются подзоны с повышенной и максимальной плотностью трещин. Простирание трещин по разрезу на разных глубинах может быть различным.

ГЛАВА 4. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К главным региональным тектоническим структурам, образованным при сочетании многих описанных ранее форм залегания горных пород, относятся структурные элементы земной коры, возникшие как на самых ранних этапах ее формирования, так и продолжающие развиваться в современных условиях. Для них характерны большая протяженность до сотен и тысяч километров, длительность и сложность развития, значительная глубина залегания. Эти структуры отражают процессы не только развития земной коры, но и преобразования глубинных оболочек планеты, прежде всего, астеносферы и верхней мантии в целом.

Большая часть поверхности нашей планеты (5/8) покрыта океаническими бассейнами и лишь 3/8 представляет собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных материковых массивов. На основании результатов бурения, глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических данных можно с полной уверенностью говорить о резких, принципиальных отличиях в строении земной коры океанического дна и континентов.

Материковый тип земной коры характеризуется почти повсеместным развитием всех трех слоев (рис. 169). Мощность осадочного и гранит-метаморфического слоев на материках достигает 20–25 км. При этом



Рис. 169. Строение земной коры материков и океанических впадин [14]: 1 – вода; 2 – 4 – слой (2 – осадочный, 3 – гранит-метаморфический, 4 – базальтовый); 5–7 – мантия (5 – верхняя, 6 – с повышенной плотностью, 7 – с пониженной плотностью); 8 – астеносфера; 9 – разломы; 10 – вулканический конус; К – раздел Конрада; М – раздел Мохоровичича; σ – плотность пород, г/см³; V_p – скорости продольных сейсмических волн, км/с

наибольшая мощность гранит-метаморфического слоя отмечается под высокогорными областями, в то время как в фундаменте древних платформ она снижается до 15–20 км и лишь местами достигает максимальных значений. Мощность «базальтового» слоя составляет 10–15 до 20 км в пределах платформ и до 25–35 км в пределах горных сооружений.

Океаническая земная кора характерна для ложа Мирового океана. Она резко отличается от континентальной коры, как по составу, так и по мощности. Мощность океанической коры колеблется от 5 до 12 км, и в среднем составляет 5–7 км. Состоит она из трех слоев. Верхний слой представлен рыхлыми морскими осадками мощностью от первых сотен метров до 1 км. Скорость распространения сейсмических волн в нем не менее 3 км/с; второй слой, располагающийся ниже, по данным бурения сложен базальтовыми лавами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность второго слоя от 1 до 3 км, а скорость распространения сейсмических волн 4–4,5 км/с; третий слой мощностью 3,5–5 км сложен базитовыми и ультрабазитовыми породами (габбро и пироксениты), ко-

которые местами метаморфизованы до амфиболитов. Скорость сейсмических волн в этом слое составляет 6,3–7 км/с.

Помимо океанического и материкового типов земной коры существует еще переходный тип, свойственный областям, расположенным между океаническим ложем и континентом. В переходном типе коры гранит-метаморфический слой утончается или совсем отсутствует, тогда под осадочным слоем непосредственно залегает «базальтовый». Кора переходного типа развита под окраинными морями и островными дугами Тихого океана, на участках восточного побережья Атлантического океана и в других районах.

4.1. ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как было отмечено ранее, в строении земной коры и литосферы отчетливо выделяются два ее типа: *океанический* и *континентальный*. Первый тип характеризует земную кору океанов, а второй – континентов. Поэтому выделение таких крупных тектонических структур, как континенты и океаны, не только геоморфологическое. Континенты и океаны – это структуры I-го порядка, которые четко различаются по строению тектоносферы.

Различное строение земной коры и ее мощности в пределах океанов и континентов позволяют различать структуры II-го порядка, главными из которых являются срединно-океанические хребты, геосинклинальные подвижные пояса, платформы (океанические и континентальные) и континентальные рифты (табл. 9).

Анализ развития земной коры показывает, что различные ее участки переживали описанную выше последовательность эволюционного развития в разное время. Продолжительность тектонического цикла обычно достаточно велика и достигает 150–200 млн. лет, поэтому специфика развития участка земной коры отражается в особенностях его строения, а признаки проявления разных тектонических режимов четко отражаются в современной коре. В настоящее время выделяются зоны интенсивного *спрединга* и образования молодой океанической коры (например, Атлантический срединно-океанический хребет); зоны интенсивной *субдукции* – геосинклинали, где происходит накопление осадков, интенсивно проявляется магматизм (например, Восточно-Азиатская зона, протягивающаяся от Курильских островов до Новой Зеландии); зоны горообразования (Гималаи, Кавказ), развивающиеся в орогенном режиме. Такие активные зоны с большим размахом и контрастностью тектонических движений, проявлением магматических процессов, глубоким метаморфизмом, развитием складчатых, разрывных движений, горообразованием называются *геосинклинальными подвижными* поясами. Таким образом, к геосинклинальным поясам относятся участки коры, находящиеся на геосинклинальном или орогенном этапах развития.

Наряду с активными участками на нашей планете выделяются стабильные области, развивающиеся в платформенном режиме. Примерами таких областей могут служить большая часть европейской территории и территория Западной и Восточной Сибири.

4.1.1. Основные структурные элементы континентов

К числу основных структурных элементов континентов относятся *континентальные платформы и подвижные пояса* (эпиplatformенные орогены, складчатые пояса и рифты), а также *глубинные разломы*.

Континентальные платформы

Платформы (континентальные) – это зоны со спокойным рельефом, малыми амплитудами колебательных движений, практически горизонтальным залеганием маломощных осадочных пород, отсутствием проявлений метаморфизма. Этапы эволюционного развития земной коры отражаются в разрезе платформ. Здесь выделяются два комплекса пород, различающихся по происхождению, характеру дислокаций (рис. 172) и представляющих собой структурные этажи. Нижний этаж сформирован еще на геосинклинально–орогенном этапе, поэтому он сложен метаморфическими и магматическими породами, смятыми в складки, разбитыми многочисленными разломами. Поверхность пород этого этажа носит следы глубокой денудации и выравнивания рельефа. Мощность пород фундамента очень велика и часто измеряется десятками километров. По положению и роли в разрезе платформы нижний структурный этаж называется *складчатым основанием*, или *фундаментом* (рис. 172).



Рис. 172. Структурные этажи платформ. Породы платформенного чехла: а – пески и конгломераты, б – глины, в – известняки; породы фундамента: г – интрузии магматических пород, д – интенсивно дислоцированные метаморфические породы. 1 – платформенный (осадочный) чехол; 2 – складчатое основание (фундамент); 3 – поверхность размыва

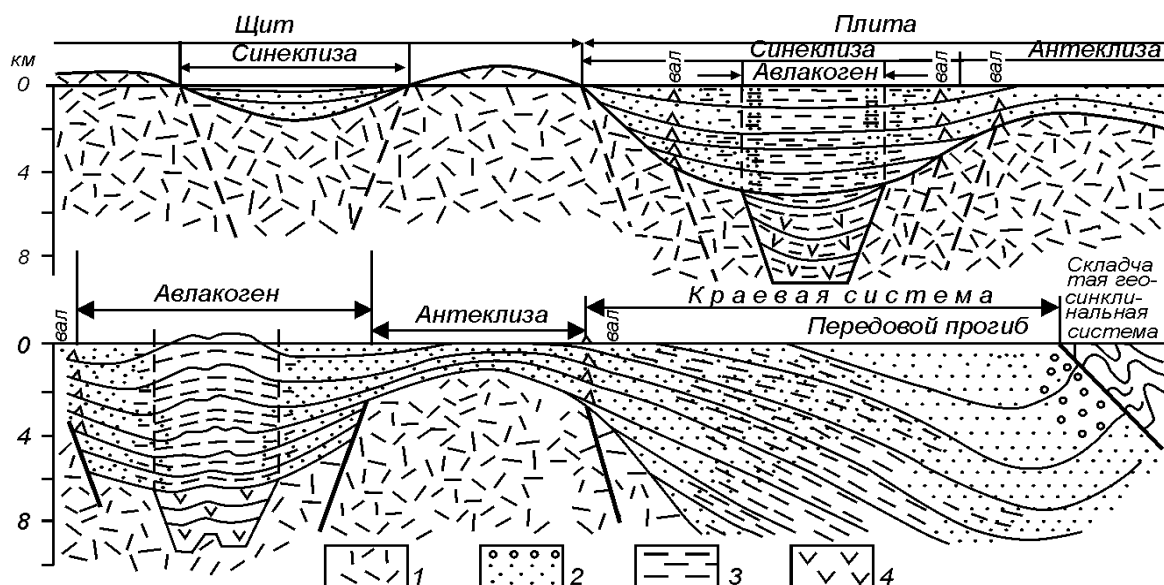


Рис. 173. Основные элементы внутреннего строения платформы [38]: 1 – фундамент; 2 – 4 – чехол (2 – обломочные отложения; 3 – соли; 4 – основные вулканиды)

Возраст фундамента соответствует времени завершения активных процессов складкообразования и горообразования на геосинклинальной орогенной стадии, поэтому определение возраста фундамента сводится к определению возраста наиболее молодых пород, входящих в его состав.

Верхний структурный этаж платформ сложен полого залегающими слоями осадочных пород небольшой мощности. Характерными дислокациями являются слабые пликативные изгибы слоев, углы наклона которых часто измеряются долями градуса. Эти породы формируются на платформенной стадии развития и слагают платформенный или осадочный чехол.

В осадочном чехле образуются спокойные платформенные структуры в виде антеклиз и синеклиз (впадин, прогибов). Они обычно приурочены к блокам фундамента, занимающим разное гипсометрическое положение, и генетически связаны с ними. В целом участки платформы двухэтажного строения называют *плитами*. Блоки фундамента, обнаженные на поверхности, образуют участки одноэтажного строения платформ и называются *щитами* (рис. 173).

Представляют интерес зоны сочленения геосинклинальных и платформенных областей.

Интенсивные восходящие движения и горообразование в пределах геосинклинального пояса часто приводят к заложению вдоль края стабильной платформы зоны глубинных разломов, называемой *краевым швом*.

В других геологических условиях вдоль края платформы образуется *передовой (краевой) прогиб*. Образование его связано с дроблением края платформы и появлением здесь активных разломов. Краевой прогиб в основном выполняют продукты разрушения образующихся горных сооружений (рис. 174).



Рис. 174. Краевой прогиб

Подвижные пояса

Среди подвижных поясов континентов различают *складчатые пояса, эпиплатформенные орогены и рифты*.

Складчатые (орогенные) пояса – это планетарные линейные структуры большой протяженности и шириной более 1000 км, которые прежде назывались геосинклинальными, геосинклинально-складчатыми или складчатыми геосинклинальными поясами. Занимая окраинно-континентальное или межконтинентальное положение, они обрамляют или разделяют континентальные платформы (Тихоокеанский, Урало - Охотский, Средиземноморский, Атлантический, Арктический пояса) (рис. 231).

Это сложные по строению и развитию структуры земной коры очень длительного развития с неоднократной сменой тектонического режима. Для этих структур характерно:

1. Накопление осадков большой мощности (10–25 км).
2. Большая скорость и амплитуда колебательных движений.
3. Наличие крупных разломов, которые разделяют пояс на отдельные блоки.
4. Интенсивная складчатость и метаморфизм.
5. Широкое проявление интрузивного и эффузивного магматизма.

Складчатые пояса представляют собой покровно-складчатые сооружения с сильно расчлененным горным рельефом и отличающиеся высокой сейсмичностью.

Развитие поясов приводит к преобразованию тонкой океанической коры в мощную (70-75 км) континентальную кору и наращиванию кон-

тинентов, вследствие чего их называют первичными *орогенами*.

Современными, развивающими аналогами этих структур являются окраинно-континентальные подвижные пояса, охватывающие зоны перехода между океанами и континентами [69].

Развитие геосинклинального пояса начинается на коре океанического типа, представленной офиолитами, в которые входят снизу вверх: перидотиты, габбро, базальты, кремнистые породы и пелагические известняки. Офиолиты являются аналогами современной океанической

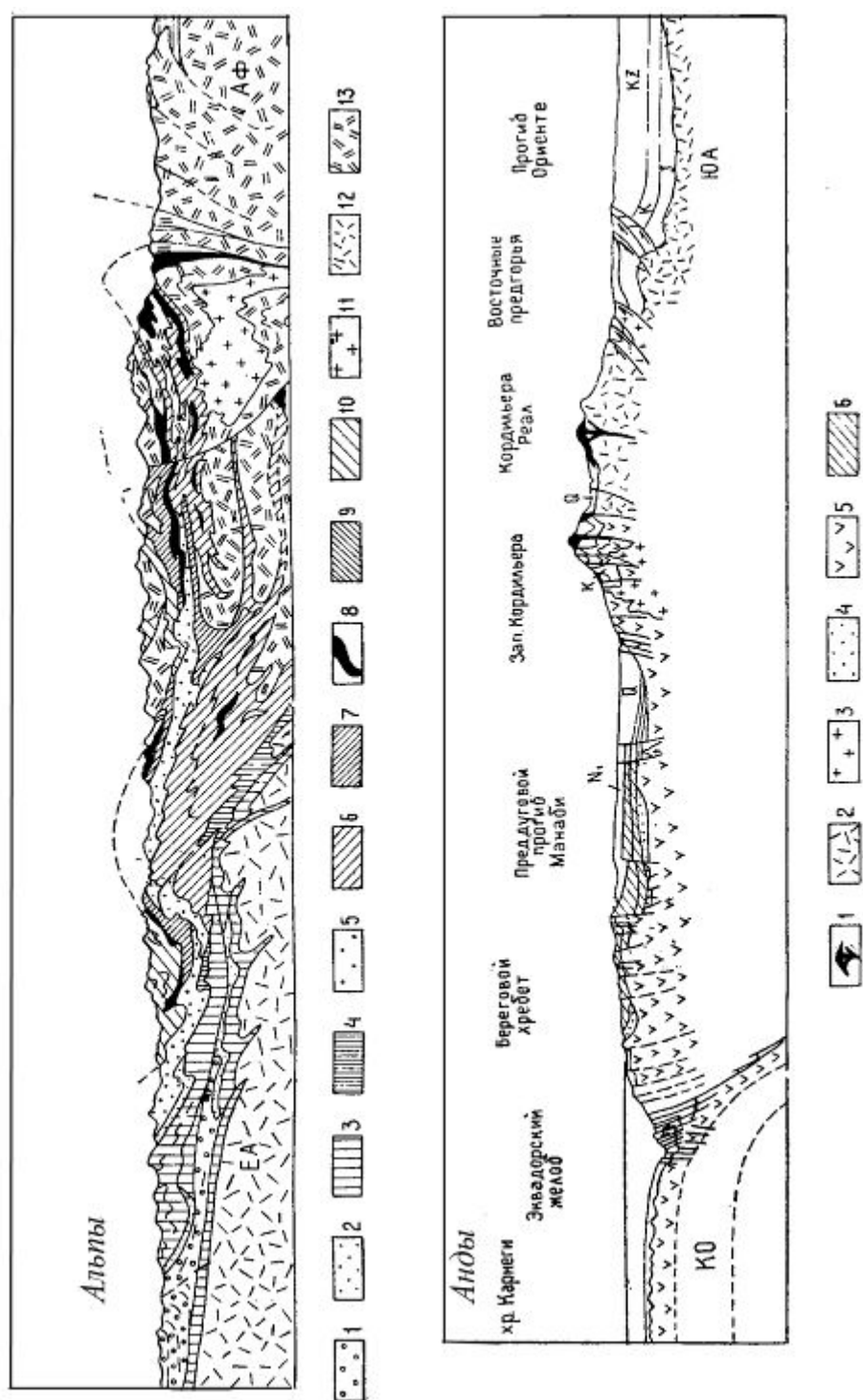


Рис. 175. Геологические профили через межконтинентальный (Альпы) и окраинно-континентальный (Анды) орогены (Альпы – по Р.Трюмпи, Анды (Эквадор), по П. Лонсдейлу, сильно упрощенно). Альпы: 1 – моласса (N+Q); 2 – палеоген (флиш и др.); 3 – пермь и мезозой; 4 – «ультрагнейсовый» мезозой; 5 – флиш (K₂+P) Пеннинской зоны; 6 – триас – нижний мел Пеннинской зоны; 7 – покровы Шамс и Фалькнис – Зульцфлю; 8 – офиолиты; 9 – нижнеосточноальпийский мезозой; 10 – верхнеосточно-альпийский мезозой; 11 – третичные гранитоиды; 12 – доальпийское основание Евразийской плиты (EA); 13 – то же Африканской плиты (AF) Анды: 1 – молодые андезитовые вулканы; 2 – континентальное основание; 3 – плутоны гранитоидов; 4 – меловые пелагические осадки; 5 – океаническая кора (базальты и др.). К – палеоген

коры. На орогенном этапе развития земной коры геосинклинальный пояс превращается в складчатое сооружение «ороген» как, например, Альпы или Анды (рис. 175). Завершение тектонического цикла и переход от геосинклинального режима к платформенному режиму в разных участках осуществлялись в разное время. Стабилизация участков коры и переход от геосинклинального режима к платформенному режиму называется консолидацией. Так как смена режимов в разных участках коры происходила в разное время, различают области древней и молодой консолидации; время консолидации уточняют по наиболее молодым породам, отлагавшимся на до платформенных стадиях.

Складчатые пояса подразделяются на *складчатые области*, в пределах которых выделяются *складчатые системы*, разделяющиеся жесткими блоками – *срединными массивами*.

Эпиплатформенные орогены (внутриконтинентальные орогенные пояса) образуются на участках литосферы длительное время представлявших платформу. Процессы, в результате которых возникли эти структуры, называются *активизацией* платформ. Эпиплатформенные орогенные пояса – это сводово-глыбовые участки с горным рельефом с корой континентального типа мощностью до 60 км. Они могут непосредственно примыкать к складчатым поясам (Алтай, Тянь-Шань, Памир, Забайкалье, Большой Кавказ, и др.) или располагаться в пределах пассивных окраин континентов, или вдали от складчатых поясов (Уральский и Тиманский кряжи). Образование их связано с орогенезом в смежных складчатых поясах и протекает в условиях сжатия [69].

Континентальные рифты

В настоящее время к *рифтам* (рифтогенным структурам) относят региональные узкие линейные пояса деструкции, формирующиеся в результате растяжения и раздвига земной коры. Не менее широко развиты они и в пределах океанов, но условия образования рифтов в океаническом дне существенно иные. Основные признаки рифтогенных структур сводятся к следующему.

Континентальные рифты имеют большую протяженность (сотни и тысячи километров) и резко выраженную линейность. Их ширина может составлять и первые километры, и многие десятки и даже сотни километров. По мере развития ширина рифта увеличивается, что до некоторой степени может отражать время их заложения.

Рифтогенные структуры возникают в условиях растяжения земной коры. При этом происходит ее утонение и раздвиг, поперечный к направлению рифта, нередко сопровождающийся полным разрывом гранит-метаморфического, а иногда и базальтового слоев.

Наиболее крупные из рифтов приурочены к осевым частям длительно

развивающихся сводовых поднятий платформ, благодаря чему в современном рельефе кайнозойские рифты выражены четко очерченными понижениями (рифтовыми долинами), ограниченными окружающими хребтами. Разрывы, обрамляющие рифты, принадлежат к нормальным сбросам или сбросо-сдвигам, но у длительно развивающихся рифтов появляются и взбросы; раздвиги в рифтовых поясах приводят к появлению подчиненных по размерам параллельных или ветвящихся грабенов и горстов. У замыкания рифтов формируются грабены, сходящиеся к началу рифта под острым углом. Развитие рифтов сопровождается повышенным тепловым потоком и интенсивным базальтоидным вулканизмом.



Рис. 176. Разрез и план Байкальской рифтовой зоны, по В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсову, с изменениями [38]: 1 – неоген-четвертичное выполнение рифта; 2 – неоген-четвертичные платобазальты; 3 – потухшие четвертичные вулканы; 4 – край Сибирской платформы; 5 – контуры сейсмического пояса с интенсивностью землетрясений до $M=6,5$; 6 – сбросы; 7 – граниты (протерозой); 8 – метаморфический нижний палеозой; 9 – архей (мраморы, сланцы, гнейсы)

Для рифтогенных структур типичны четко выраженные отрицательные аномалии силы тяжести, за исключением участков полного разрыва земной коры и появления на небольших глубинах выжатого вверх мантийного вещества. Поверхность M под рифтами приподнята до 10–15 км, а

верхняя мантия разуплотнена (скорости сейсмических волн понижаются под рифтами с 8,2–8,5 до 7–7,8 км/с). Таким образом, в поперечном сечении большинство крупных рифтов напоминает двояковогнутую линзу.

По Е.Е. Милановскому, наиболее древние, отчетливо выраженные рифтогенные структуры известны в протерозое (авлакогены в фундаменте Восточно-Европейской платформы). Палеозойские рифты распространены значительно шире. К ним относится Днепровско-Донецкая впадина. В мезозое рифтогенез в континентальной зоне продолжает расширяться. В это время закладываются и развиваются самые крупные из современных рифтогенных структур: Красноморский, Байкальский, Рейнский рифты и др.

Байкальский рифтовый пояс расположен в осевой части сводового поднятия земной коры, вытянутого с северо-востока на юго-запад (рис. 176). Рифт ограничен крупными глубинными сбросами и имеет длину более 1000 км, ширину до 60 км. Наибольшая глубина в озере составляет 1650 м. Хребты, обрамляющие рифт, сложены поднятыми на значительную высоту архейскими и нижнепротерозойскими кристаллическими породами. Толщина неуплотненных осадков в рифте достигает 3 км. Возраст наиболее древних из них соответствует 25–30 млн. лет, что позволяет отнести возникновение рифта к концу олигоцена со средней скоростью погружения 0,6 см/год и горизонтальным раздвигом 0,2–0,3 см/год. На востоке от оз. Байкал находятся многочисленные шлаковые и туфовые конусы, потоки и покровы лав, возраст которых не превышает нескольких десятков тысяч лет. Под Байкальским рифтом расположена обширная положительная гравитационная аномалия, а мощность гранит-метаморфического слоя утонена на 8–12 км.

Заложение Байкальского рифта связывают с возникновением очага аномальной мантии пониженной плотности, приподнявшей земную кору и вызвавшей растяжение и утонение земной коры в осевой части свода. В результате растяжения возникли разломы (сбросы) земной коры, обрамляющие рифт.

Среди палеозойских рифтов наиболее полно изучен Днепровско-Донецкий палеорифт (рис. 177). Он заполнен мощной толщей осадочных отложений девонского и каменноугольного возраста. Породы девона, турне и визе наблюдаются в центральной части рифта, тогда как на его бортах осадочный разрез начинается с верхнего визе. С намюрского века палеорифт не отличается своей активностью от окружающих его структур.

В центральной части палеорифта расположен линейно ориентированный грабен, ограниченный крупными сбросами с амплитудами смещения до 5 км и более. Грабен служит основанием для образовавшегося

в позднем визе широкого пологого прогиба типа синеклизы. Среди верхнедевонских пород присутствуют огромные по объему залежи солей, достигающие мощности до 2 км, заключающие покровы, линзы и секущие тела базальтов.

Дислокации в осадочных толщах Днепровско-Донецкого палеорифта относительно просты, в них развиты не напряженные складки, местами

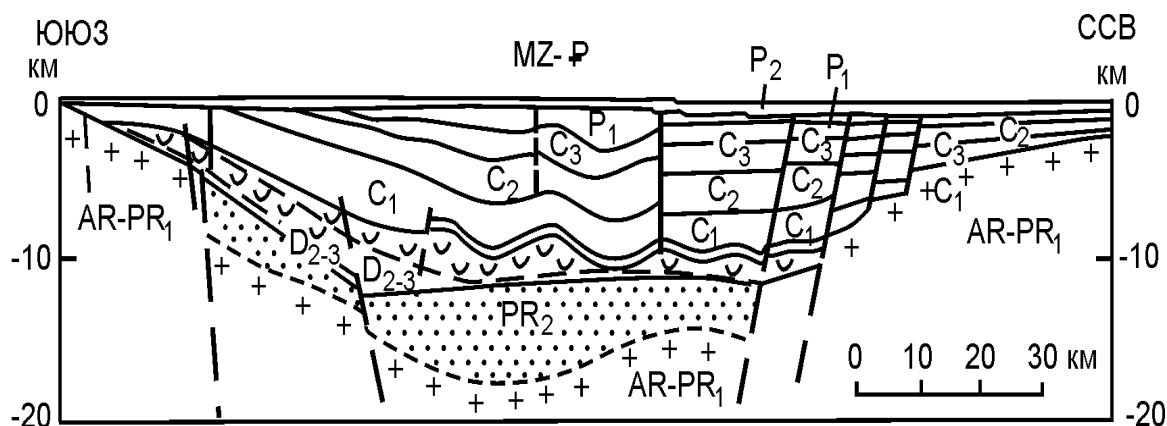


Рис. 177. Разрез через Днепровско-Донецкий палеорифт, по В.Б. Сологубу, А.В. Чекунову [14]

осложненные надвигами. Глубинное строение Днепровско-Донецкого палеорифта имеет характерные черты мезокайнозойских рифтов. Гранит-метаморфический слой утонен от 20 на бортах и до 12 км в центральном грабене, а базальтовый слой – от 30 до 18 км. Поверхность *М* на бортах расположена на глубине 45 км, а в центре – 30–35 км.

Примером позднепротерозойского палеорифта может служить Пачелмский прогиб Восточно-Европейской платформы. В заключение отметим, что до настоящего времени не установлено, какой процесс в рифтообразовании первичный – растяжение и последующее перемещение вверх мантийного материала или, наоборот, появление разогретой разуплотненной мантии, ее перемещение вверх и растяжение земной коры.

4.1.2. Основные структурные элементы океанов

К числу основных структурных элементов океанов относятся срединно-океанические хребты (СОХ), океанические плиты и трансформные разломы.

Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты – это подвижные пояса, представляющие собой протяженное линейное поднятие, возвышающееся на 3–4 км

над средним уровнем дна океана.

Их поперечные размеры достигают 0,5–2 тыс. км. Они соответствуют своему названию лишь в Атлантическом (рис. 178) и Индийском океанах. В Тихом и Северном Ледовитом океанах хребты сдвинуты к краю океана.



Рис. 178. Атлантический срединно-океанический хребет

В поперечном сечении срединных хребтов выделяются три зоны: фланговые, гребневые и осевые. Фланговые зоны – наиболее широкие (многие сотни километров). Гребневые зоны имеют ширину 50–100 км; они разбиты продольными разломами на узкие (от 1 до 10 км) блоки-пластины, приподнятые в виде гряд или опущенные относительно друг друга. Осевые зоны в своем типичном виде выражены рифтами – узкими (25–30 км) щелями сложного внутреннего строения. В центральной части рифтов расположены центры молодых базальтовых излияний, а ближе к бортам встречаются горячие источники, несущие сульфиды. На фланговых и гребневых зонах хребтов отмечается последовательное удревание отложений, слагающих

океаническое дно, а самые древние из них (юрские) находятся по периферии океанов на приконтинентальных окраинах.



Рис. 179. Зоны спрединга

Морфология рифтовых зон срединно-океанических хребтов свидетельствует, что они являются зонами спрединга, т.е. зонами активного раздвига литосферных плит (рис. 179), воздымания и растекания астеносферного вещества и

формирование молодой океанической коры. Для них характерна повышенная сейсмичность и высокое значение теплового потока. По мере раздвигания плит поднимающаяся по системе вертикальных каналов магма застывает в виде серии даек, а изливаясь на поверхность океанического дна, образует потоки и покровы подушечных лав.

Океанические платформы (плиты)

Крупные асейсмичные структуры, расположенные между подножиями срединно-океанических хребтов и основанием континентального склона. Они характеризуются спокойной тектонической обстановкой, нормальным тепловым потоком и слабым проявлением вулканизма. Кора океанических плит отвечает нормальному для океанов типу. В качестве основных структурных элементов плит выступают котловины и внутриплитные поднятия (возвышенности и хребты).

Трансформные разломы

Расчленяют срединно-океанические хребты на отдельные блоки, смещенные в плане на сотни и более километров. В рельефе дна трансформные разломы выражены уступами высотой более 1 км, и вытянутыми вдоль них узкими ущельями глубиной до 1,5 км. Вдоль разломов проявляется вулканическая и гидротермальная деятельность, а так же землетрясения. Наиболее крупные разломы пересекают не только СОХ и океанические плиты, но могут прослеживаться и на континентах.

4.1.3. Структуры переходных зон «континент – океан»

Переходные зоны между континентами и океанами, или *континентальные окраины*, занимают около 20% площади Мирового океана.

Особенностью переходных зон является развитие в их пределах земной коры переходного типа – *субокеанической* и *субконтинентальной*.

Субокеаническая кора, в отличие от океанической коры, характеризуется большей мощностью (до 15-20 км) за счет мощного осадочного слоя.

Субконтинентальная кора в сравнении с континентальной обладает меньшей мощностью (не более 25 км) и пониженными скоростями продольных сейсмических волн.

Среди переходных зон выделяют *пассивные* и *активные* окраины континентов.

Пассивные континентальные окраины

Типичны для большей части Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и арктической части Тихого океанов. Отличительной особенностью пассивных окраин является их низкая сейсмическая и вулканическая активность. В строение пассивных окраин включают три глав-

ных геоморфологических элемента морского дна: *шельф, континентальный склон и континентальное подножие*. Земная кора в области шельфа пассивных окраин аналогична коре материка, но эта кора утонена до 25–30 км, разбита разрывными нарушениями и пронизана дайками пород основного состава. Континентальный склон и континентальное подножие подстилается корой переходного (субокеанического) типа [69].

Активные континентальные окраины

Эти окраины характерны для обрамления Тихого океана и для отдельных участков Атлантического и Индийского океанов. От пассивных окраин их отличает наличие активных *зон субдукции*, по которым происходит погружение одной плиты под другую. *Зоны субдукции* расположены с внешней (океанической) стороны островных дуг, включают в себя пространство до глубоководных желобов шириной 100–150 км и вытянуты параллельно островным дугам. Они представляют собой зоны сейсмической активности – сейсмофокальные зоны, уходящие в мантию на глубину до 650–720 км (не менее 150–200 км). Зоны наклонены в сторону континентов в верхней части (до глубин 150–200 км) под углом 35–40°, в нижней части более круто – до 55° (в среднем – 45°). Эти зоны открыты японским сейсмологом К. Вадати в 1938 г., а позже изучены советским петрографом А.Н. Заварицким и американцем Г. Беньофом и получили название зон ВЗБ (рис. 180, 181). В верхней части ВЗБ коровые землетрясения имеют широкий разброс, но ниже концентрируются в пластине толщиной 30–40 км. Данные, полученные при изучении землетрясений, свидетельствуют об обстановке сжатия в пределах зон ВЗБ и встречных движений по наклонной поверхности островодужной части коры вверх (надвиг) и океанической части вниз (поддвиг или субдукция). Очаги землетрясений сосредоточены вдоль зоны неравномерно; на одних участках они образуют сгущения, на других могут полностью отсутствовать.

Вулканы островных дуг расположены, как правило, над теми участками сейсмофокальных зон, где глубина достигает 100–150 км, т.е. областями плавления астеносферы. Здесь могут находиться первичные магматические очаги, дающие начало вулканам.

Сейсмофокальные зоны ограничивают активные окраины от океана (рис. 180). К сейсмофокальным зонам на поверхности дна океана приурочиваются *глубоководные желоба*.

Активные континентальные окраины подразделяются на два типа: *индийский (восточно-тихоокеанский) и зондский (западно-тихоокеанский)* [69].

Восточно-тихоокеанский тип располагается в пределах тихоокеанской окраины Южной Америки и имеет простое строение. Континент граничит непосредственно с глубоководным желобом, внутренний борт

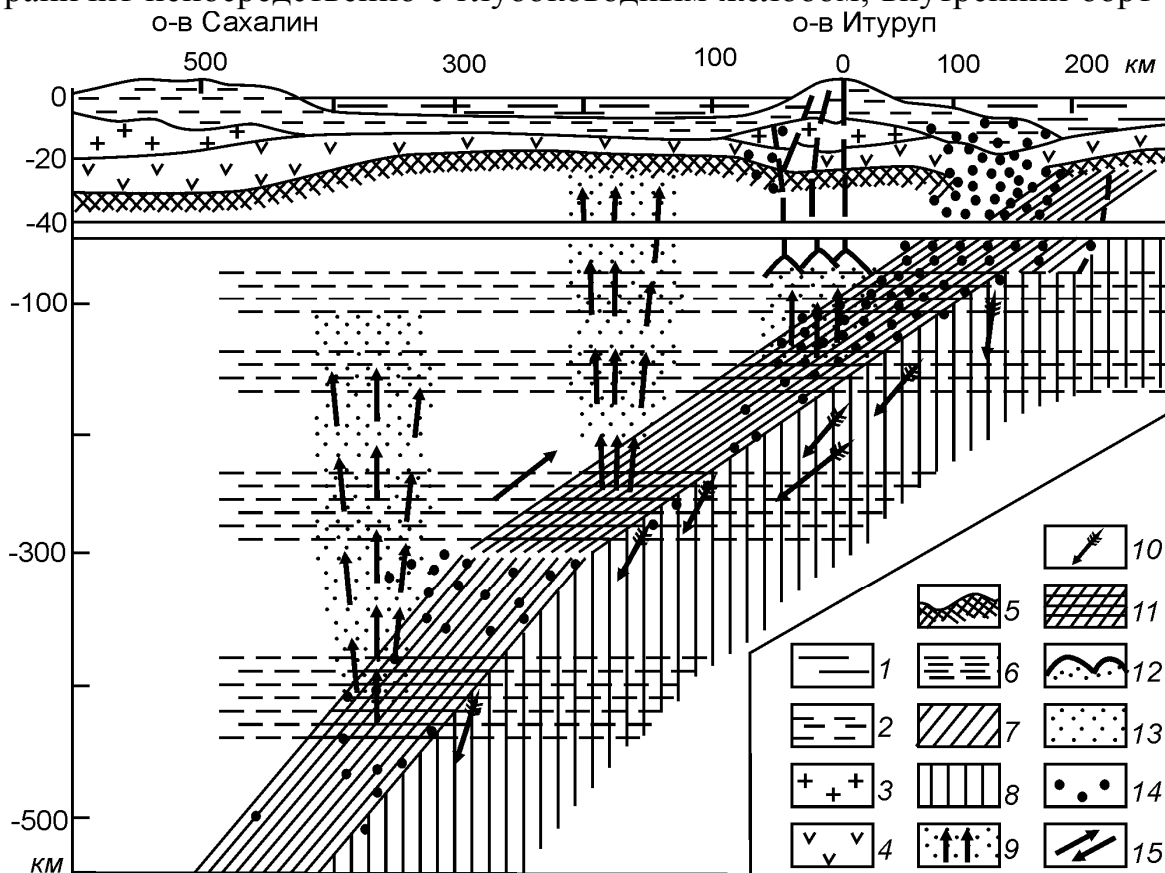


Рис. 180. Строение сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона по профилю острова Итуруп [14], по Г.С. Гнибиденко и др.: 1 – вода; 2–4 – слои (2 – осадочный и вулканогенный, 3 – гранит-метаорфический, 4 – базальтовый); 5 – раздел Мохоровичича; 6 – астеносферные слои с пониженной скоростью; 7 – фокальная зона землетрясений; 8 – наклонный слой верхней мантии; 9 – поток тепла и летучих компонентов; 10 – направление опускания тяжелой охлажденной верхней мантии; 11 – вероятные области магмообразования; 12 – предполагаемая область скопления магматических продуктов; 13 – область с повышенными скоростями сейсмических волн; 14 – гипоцентры землетрясений; 15 – ориентировка смещений

которого является одновременно континентальным склоном и узким шельфом. По краю континента над сейсмофокальной зоной идет образование горных сооружений, формируются магматические очаги, вдоль глубинных разломов возникают цепочки вулканов, а на глубине формируются крупные интрузивные тела-батолиты. Интрузивные и эффузивные образования в совокупности образуют *краевой вулканоплутонический пояс* (рис.181а).

Западно-тихоокеанский тип континентальных окраин имеет более сложное строение и включает следующие структурные элементы (от

океана к континенту): *глубоководный желоб - островная дуга - окраинное море (рис. 181б).*

Глубоководные желоба. Со стороны океана островные дуги окаймляются глубоководными желобами. Это – узкие ложбины на дне океана глубиной от 7–8 до 10–11 км (наибольшей глубиной обладает Марианский желоб – 11 034 м), длиной во многие сотни, нередко тысячи километров, шириной в несколько десятков километров. Желоба обладают V-образным, но асимметричным профилем – их внешний океанический склон всегда пологий, внутренний – крутой. Узкая полоса в осевой части желоба может иметь плоское дно с небольшим количеством осадков. Со стороны океана параллельно желобу обычно протягивается краевой вал высотой в несколько сотен метров. Глубинный тепловой поток, фоновый в пределах краевых валов, заметно понижается в желобах и снова повышается в островных дугах. Глубоководные желоба вместе с зонами ВЗБ и островными дугами представляют собой единую систему, связанную процессами их формирования и развития. Предполагается, что образование глубоководных желобов происходит вследствие пододвигания (поглощения) океанической коры литосферных плит вдоль зон субдукции под кору окраин континентов.

Островные дуги представляют собой линейно вытянутые параллельно глубоководным желобам архипелаги вулканических островов и подводных гор, расположенных над сейсмофокальными зонами. По строению и мощности земной коры островные дуги делятся на два типа. Первый - *энсиалический* (Курило-Камчатская, Японская, частично Филиппинская дуги и др.), который сформировался на мощной (25-30 км) континентальной коре. Второй тип – *энсиматический* (Тонгоа-Кермадекская, Марианская, Южно-Сандвичева дуги и др.) сформирован на маломощной коре океанического типа [69].

Вулканы энсиалических дуг извергают извесково-щелочные лавы и пирокласты преимущественно андезитового и в меньшей мере более кислого дацитового и риолитового составов. Преобладают вулканы центрального типа.

Вулканы энсиматических дуг – крупные щитовые вулканы центрального типа. Широко проявлены также трещинные лавовые извержения. В ходе эволюции магматизма на более поздних стадиях развития базальтоиды сменяются андезитами. Одновременно с вулканогенными породами на глубине формируются интрузии диоритового и гранодиоритового составов [69].

Типы конвергентного взаимодействия

Субдукция – взаимодействие, при котором на конвергентной границе сходятся континентальная и океаническая литосферные плиты или океаническая с океанической. При их встречном движении более тяжёлая литосферная плита (всегда океанская) уходит под другую, а затем погружается в мантию.

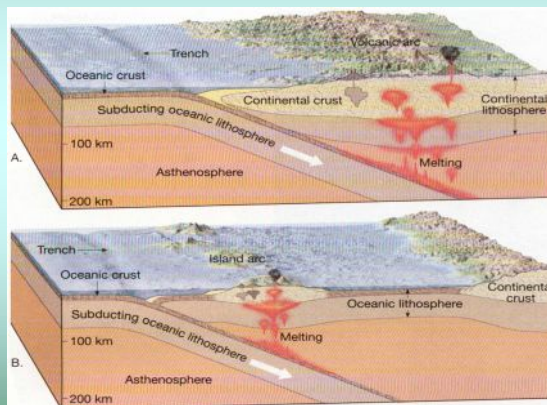


Рис. 181. Субдукция литосферных плит

Окраинные моря располагаются у восточных границ континентов и отгорожены от океанов островными дугами. Большая их часть тяготеет к западной части Тихого океана, лишь моря Карибское и Скотия находятся в пределах западного побережья Атлантики. Окраинные моря имеют котловинное строение и глубину до 4–5 км. В их центральных глубоководных частях континентальная кора отсутствует, а мощности осадочного слоя повышены и могут достигать 10–12 км. Предполагается, что образование окраинных морей связано с раздвигами земной коры, сопровождавшимися полным разрывом континентальной коры в результате горизонтальных смещений литосферных плит или составляющих их блоков.

Складчатые горные хребты возникают на границах деструктивного, конвергентного сочленения литосферных плит. Примером может служить высокогорный пояс, охватывающий хребты Южного Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, возникший при столкновении Индийско-Австралийской и Евроазиатской плит (рис. 182). В результате континентальной субдукции (пододвигания) окраины Индийско-Австралийской плиты под Евроазиатскую плиту произошло увеличение мощности континентальной коры до 70–75 км. На всех геологических и тектонических картах этих областей видны структуры перемещения отдельных блоков в северном направлении в виде дугообразных поясов складок, обращенных выпуклостью к северу и разделяющих блоки с различными амплитудами смещения крупных меридиональных сдвигов.

Типы конвергентного взаимодействия

Коллизия – взаимодействие, при котором континентальная литосфера сходится с континентальной: их дальнейшее встречное движение затруднено, оно компенсируется деформацией литосферы, её утолщением и «скупиванием» в складчатых горных сооружениях

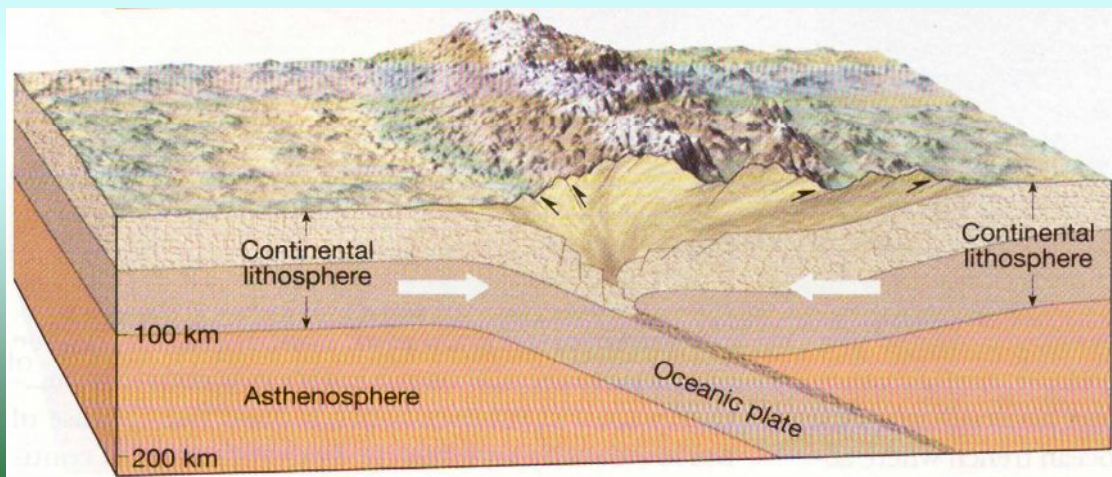


Рис. 182. Коллизия литосферных плит

Долгое время в геологии господствовала геосинклинальная концепция развития земной коры, основанная на представлениях, что горно-складчатые сооружения возникают в результате эволюции линейных зон интенсивного погружения и осадконакопления, получивших название *геосинклиналей*. В рамках учения о геосинклиналях была разработана довольно стройная концепция стадийного их развития по пути превращения морского бассейна (прогиба) в свою противоположность – горно-складчатое сооружение (ороген). Концепция геосинклинального развития базировалась на положениях **фиксизма**, которые признавали только вертикальные движения блоков земной коры и отрицали возможные их горизонтальные перемещения. В начале XX века Ф. Тейлором и А. Вегенером была предложена *гипотеза дрейфа материков*, положившая начало новому направлению в геотектонике – **мобилизму**, допускающему масштабные горизонтальные перемещения литосферных плит. Начало развития учения о **тектонике плит** связано с гипотезой спрединга (расширения) океанического дна (Дж. Т. Уилсон).

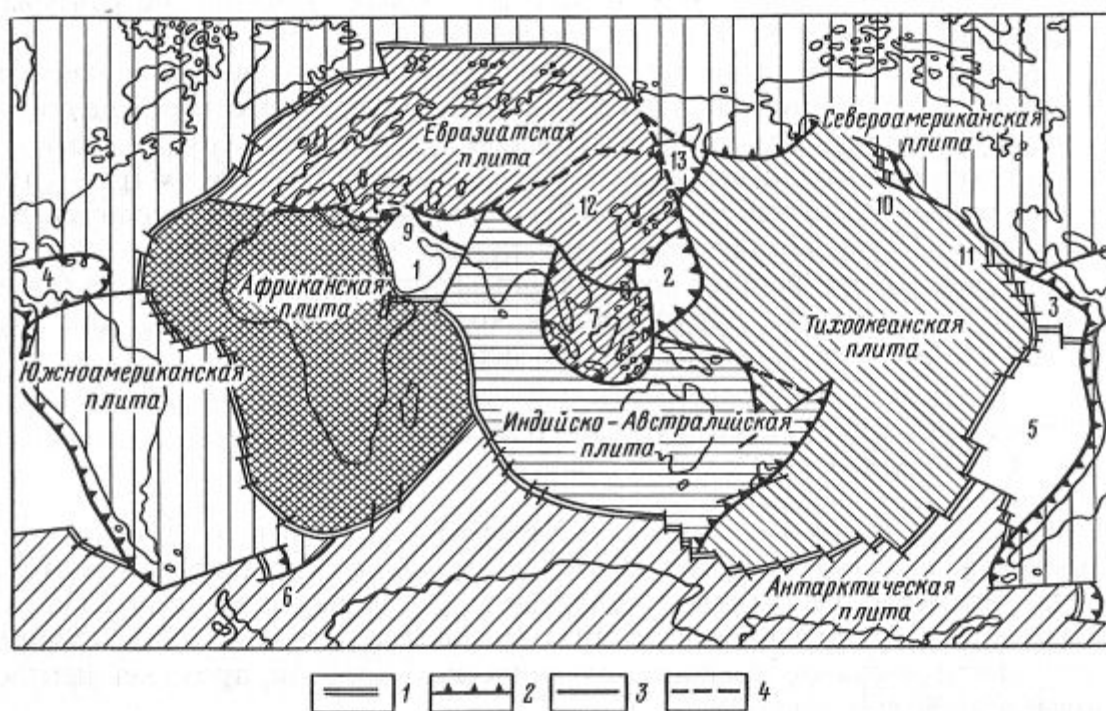


Рис. 183. Литосферные плиты Земли. 1–3 – границы плит: 1 – конструктивные, оси спрединга (наращивание коры), 2 – деструктивные, оси субдукции (поглощение коры), 3 – консервативные, сдвиговые (трансформные разломы); 4 – условные границы; малые плиты и микроплиты: 1 – Аравийская, 2 – Филиппинская, 3 – кокосовая, 4 – Карибская, 5 – Наска, 6 – Южно-Сандвичевская, 7 – Индокитайская, 8 – Эгейская, 9 – Анатолийская, 10 – Хаундефука, 11 – Ривера, 12 – Китайская, 13 – Охотская

Гипотеза основана на данных, полученных при изучении с помощью эхолота рельефа океанического дна, выявившего существование единой глобальной системы срединно-океанических хребтов протяженностью более 60 000 тыс. км (1956).

Теоретические основы тектоники плит заложены американцами Д.П. Мак-Кензи, Р.Л. Паркером (1967), В.Л. Морганом (1968) и французом Кс.Ле Пишоном (1968) [14]. По их представлениям жесткий поверхностный слой Земли (литосфера) испытывает сильные деформации только вдоль относительно узких линейных подвижных поясов, состоящих из складчатых хребтов, океанических желобов, островных дуг, разломов, поясов спрединга (образование новой земной коры) и субдукции (поглощение земной коры), делящих литосферу на семь крупных и несколько мелких жестких асейсмичных плит (рис. 183), не подвергающихся значительным внутриплитным формациям. Каждая из плит участвует в общем движении литосферы, но в силу особенностей глубинного строения имеет и автономную составляющую смещения. Границы плит надежно установлены геофизическими методами и включают блоки как континентальной, так и океанической коры. К границам плит

приурочена подавляющая часть эпицентров землетрясений и большая часть новейших вулканов.

Выделяются три типа границ плит.

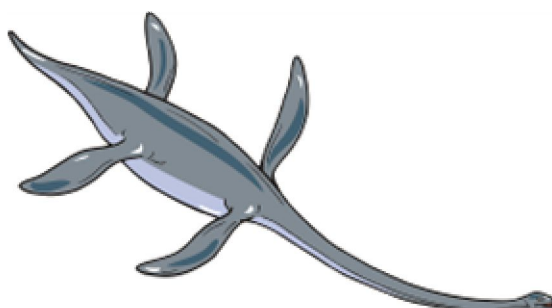
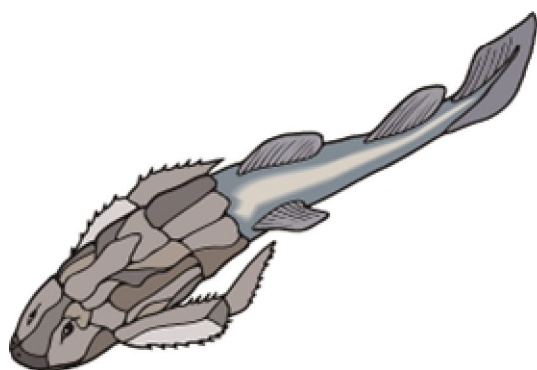
1. Конструктивные, или дивергентные, сочленения плит, где по мере их раздвигания формируется новая кора (гребни срединно-океанических хребтов).

2. Деструктивные, или конвергентные, сочленения, где кора сокращается за счет сжатия (молодые складчатые горные пояса) при сближении плит или поглощается, когда одна плита пододвигается под другую (глубоководные желоба).

3. Консервативные, или сдвиговые, сочленения, когда плиты движутся относительно друг друга в горизонтальном направлении вдоль разломов (сдвигов), структуры коры при этом не меняются. Основные региональные структуры, сформировавшиеся в результате смещения литоферных плит, выделяющиеся как на океаническом дне, так и в континентальной коре, следующие: *зоны спрединга, трансформные разломы, зоны субдукции, островные дуги, глубоководные желоба, окраинные моря, складчатые горные хребты, рифтогенные структуры.*



Часть 2
Историческая геология



ГЛАВА 5. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Историческая геология является фундаментальной дисциплиной, необходимой при подготовке специалистов геологического профиля. Она является обобщающей наукой, собирающей воедино весь фактический материал, предоставляемый ей другими геологическими науками о прошлом и настоящем, и выявляющей общие закономерности среди этой массы фактов. Без исторической геологии невозможны поиск и разведка многих полезных ископаемых, так как их образование приурочено к определенному времени в истории развития земной коры и к строго определенным условиям осадконакопления. Основной целью исторической геологии является изучение закономерностей развития всей Земли в целом и земной коры в частности. Главными документами и объектами изучения исторической геологии являются горные породы и заключенные в них органические останки животных и растений. В результате их исследования становится возможным представить и восстановить геологические процессы и обстановки осадконакопления прошлых геологических эпох. Историческая геология решает следующие задачи:

1. *Восстановление фациальных обстановок прошлого.*

Привлечение всех геологических знаний, в первую очередь углубленного изучения горных пород и содержащихся в них органических остатков, позволяет воссоздать обстановку осадконакопления прошлых геологических эпох – распределение суши и моря, климат, рельеф, биоценозы. По этим материалам строятся палеогеографические карты и схемы, которые служат прогностической основой при поиске полезных ископаемых.

2. *Восстановление тектонических движений прошлого.*

Доказательством проявления тектонических процессов прошлых геологических эпох являются перерывы в осадконакоплении, несогласия, дизъюнктивы. Пликативные (складчатые) деформации горных пород – также следствие проявления тектоники прошлого. Изучением древних тектонических движений занимается наука **геотектоника**.

3. *Установление закономерностей развития и строения земной коры.*

Из курса общей геологии известно, что земная кора не является неизменным, однажды созданным монолитом. Она находится в вечном движении, развитии и обновлении, при этом изменяется её состав, строение, рельеф. Решением третьей задачи исторической геологии занимаются **геотектоника, геофизика, региональная геология**.

4. *Установление возраста и длительности геологических процессов* является одной из основных задач исторической геологии. Решением этой задачи занимается, прежде всего, наука **стратиграфия**, которая изучает последовательность напластования горных пород, и, следовательно, ре-

шает вопрос, какие толщи древнее, какие моложе. Также становится возможной корреляция (сравнение) толщ горных пород, удаленных друг от друга на значительные расстояния. В этой связи невозможно обойтись без геохронологии.

Геохронология – отрасль знания, определяющая продолжительность и последовательность геологических процессов и событий. Продолжительность геологических процессов (количество времени характеризуется понятием «*абсолютный возраст*»), обычно исчисляемый в миллионах лет. Абсолютный возраст определяется на основе изучения радиоактивного распада – процесса превращения одних элементов в другие. Особенность радиоактивного распада в том, что он протекает с постоянной скоростью. Обычно скорость радиоактивного распада определяется периодом полураспада – временем, в течение которого любое количество данного радиоактивного элемента распадается наполовину с образованием стабильного изотопа. Последовательность геологических процессов – *относительный возраст* – оценивается понятиями «моложе», «древнее» или «одновременно». Относительный возраст устанавливается различными методами: геофизическими, стратиграфическими, палеонтологическими и другими. *Геофизические* методы уже неоднократно

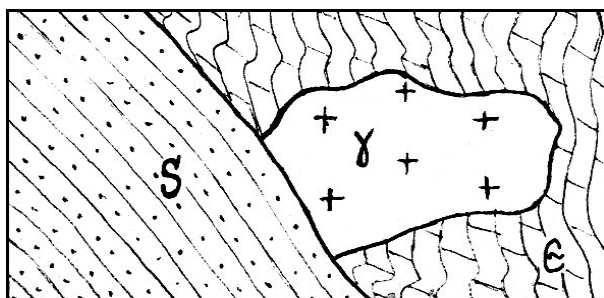


Рис. 182. На этом примере возраст интрузии определяется по соотношению с осадочными породами (ориентировочно ордовикский)

рассматривались в предыдущих лекциях. Изучаются различные свойства горных пород (сейсмичность, магнетизм, удельная плотность, радиоактивность и т.д.), определяются их параметры, выстраиваются графики, по которым определяется стратиграфическое положение слоев.

Стратиграфический метод основан на законе «последовательности напластования» Нильса Стенона, установленном в 1669 году. Этот фундаментальный закон гласит: «При ненарушенном залегании осадочных толщ нижележащие слои древнее, а вышележащие – моложе». Закон Стенона справедлив и для вулканогенных толщ и для непрокинутых складок. Пример определения возраста различных по составу пород стратиграфическим методом показан на рис. 182.

Палеонтологические методы – это определение возраста горных пород с помощью содержащихся в них органических остатков. Эти методы являются основными при определении относительного возраста. В основу их применения положен закон Далло о необратимости эволюции. Каждую эпоху суще-

ствования органического мира на Земле ее населяли характерные только для этой эпохи животные и растения. В определенный момент времени они вымирали и больше уже никогда не возрождались вновь. Закон Дала подтвердился данными современной науки генетики – потеря генофонда невосполнима. Для определения относительного возраста сравнивают органические остатки, содержащиеся в разных толщах пород. Если комплексы фоссилий идентичны, то породы, в которых они найдены, одновозрастны. Методы определения относительного возраста во многих случаях являются более эффективными и дают более точные и ценные для науки результаты, чем методы абсолютного возраста. Они широко используются на практике, и на их основе разработана стратиграфическая (геохронологическая) шкала.

5.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ

Как уже было сказано выше, всю историю существования земной коры, её населяли живые организмы, приспособленные к тем условиям, которые тогда господствовали на планете. При изменении условий внешней среды фауны и флоры вымирали, чтобы дать место новым сообществам, специализированным в новых условиях. В связи с этим была создана шкала геологического времени, где каждое подразделение соответствует периоду существования какой-то группы животных и растений, так называемая, геохронологическая шкала. Границы её соответствуют массовым вымираниям организмов – экологическим катастрофам. Например, в конце мезозойской эры вымирают гигантские ящеры – динозавры и голосеменные растения, на смену которым приходят цветковые растения, а также млекопитающиеся и птицы.

С развитием методов определения относительного возраста было замечено, что остатки определенных групп организмов приурочены к определенным стратиграфическим интервалам горных пород. Следовательно, каждому подразделению геохронологической шкалы соответствует подразделение стратиграфической шкалы. Первый вариант Международной (общей) стратиграфической шкалы (МСШ) был рассмотрен и утвержден в 1881 году в итальянском городе Болонья на второй сессии Международного геологического конгресса. В последующие годы Международная стратиграфическая шкала неоднократно пересматривалась и совершенствовалась. В частности, существенные изменения в нее были внесены 32 Международным геологическим конгрессом, состоявшимся во Флоренции (Италия) в августе 2004 года. В России высшим законодательным органом для геологических организаций является Межведомственный стратиграфический комитет (МСК). Международная стратигра-

фическая шкала 2006 года, рекомендуемая им к использованию в нашей стране, представлена в виде таблицы (приложение 1). Основными подразделениями МСШ являются:

<i>Стратиграфические подразделения</i>	<i>Геохронологические подразделения</i>
1. Акротема	Акрон
2. Эонотема	Эон
3. Эратема /группа/	Эра
4. Система	Период
5. Отдел	Эпоха
6. Ярус	Век
7. Зона	Фаза
8. Звено	Пора

Акротема – наиболее крупное подразделение, появившееся в последнем издании Российского Стратиграфического кодекса в 1992 году. Архей и протерозой, имеющие чересчур большую продолжительность по сравнению с другими подразделениями, требовали создания более крупного ранга.

Эонотема – отложения, образовавшиеся в течение эона, геохронологической единицы, длительностью многие сотни миллионов лет. Выделяют по две эонотемы в составе архейской и протерозойской акротем; ранг эонотемы имеет также фанерозой.

Эратемы (группы) – крупные стратиграфические подразделения, имеющие значительную мощность, большие площади распространения, сложный состав. Образуются в течение одной эры. Границы между эрами проводятся по резким изменениям в составе органического мира, которые выделяются в качестве экологических кризисов или катастроф. Выделяют палеозойскую (PZ), мезозойскую (MZ) и кайнозойскую (KZ) эры, входящие в состав фанерозоя.

Система – часть эратемы, образовавшаяся в течение одного периода. Система характеризуется типичными для неё семействами или родами фауны и флоры. Границы между системами палеонтологические и тектонические. Обозначается заглавной буквой латинского алфавита (P).

Отдел – часть системы, образовавшаяся в течение одной эпохи. Характеризуются отделы определенными родами и видами фауны и флоры.

Отдел бывает нижний, средний, верхний; эпохи соответственно – ранняя, средняя, поздняя. Обозначается цифрой (C₁).

Ярус – часть отдела, образовавшаяся в течение века. Он характеризуется определенным комплексом родов и видов ископаемых организмов. Ярус имеет стратотип с определенной палеонтологической характеристикой. Названия ярусов происходят от географических названий мест, где расположен стратотип данного яруса. Индекс яруса обозначается начальной буквой латинского алфавита или двумя буквами (D₁ gv).

Зона – часть яруса, накопившаяся в течение одной фазы. Границы её устанавливаются по характерному комплексу видов. Стратотип зоны рекомендуют выбирать в стратотипе яруса. Название зоны и её фаза дается по характерному виду комплекса (зона *Altaiphyllum belgebaschicum*).

Звено выделяется лишь в четвертичной системе. Период, за время которого формируются отложения звена, соответствует изменению климата – двум полуциклам: потепление, похолодание. Звено должно иметь стратотип. Четвертичная система складывается из четырех звеньев, которые обозначаются римскими цифрами (Q^{II}).

Кроме Международной или общей, существует ещё **местная стратиграфическая шкала** [44]. Основным подразделением её является *свита*, которая устанавливается на сравнительно небольших территориях. Это определенное геологическое тело, которое устанавливают геологи, работая в полевых условиях на местах. Она объединяет одинаковые или близкие по литолого-фациальным особенностям одновозрастные отложения и отражает определенный этап развития данной территории. Свита имеет стратотип, то есть эталонный разрез отложений данной свиты. Свое название она получает по географическому названию места, где находится стратотип. Пример: полудовская свита, тайгонская свита. *Серия* – более крупная единица по сравнению со свитой. Она объединяет несколько свит, залегающих одна на другой, с какими-либо общими признаками (например: морская серия, вулканическая серия). *Комплекс* объединяет несколько серий и имеет собственное название. Это мощная и сложная по составу и структуре совокупность геологических тел. Комплекс отвечает крупному этапу геологического развития обширной территории. Обычно не имеет стратотипа и используется для докембрийских образований. Пример: карельский комплекс.

Любое подразделение местного значения может быть отнесено к определенному подразделению общей стратиграфической шкалы. Так как свита выделяется в первую очередь по литолого-петрографическим признакам и характеризуется внутренней однородностью, а подразделения общей стратиграфической шкалы выделяются по палеонтологическим признакам независимо от состава пород.

Основным методом определения относительного возраста в стратиграфии является наука **палеонтология**, изучающая органический мир прошлых геологических эпох и закономерности его исторического развития.

ГЛАВА 6. ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Слово «палеонтология» означает в переводе учение о древних организмах. Объектом изучения палеонтологии являются любые, сохранившиеся в толщах горных пород остатки животных и растений, а также следы их жизнедеятельности. После гибели организмы сохраняются полностью очень редко. В вечной мерзлоте и в асфальтовых озерах находили трупы животных и птиц, а в янтаре – членистоногих, преимущественно насекомых. Чаще всего сохраняются твердые скелетные элементы – створки раковин, кости, зубы, позвонки, которые минерализуются в процессе диагенеза. Иногда сохраняются отпечатки мягкого тела или скелета организма. Кроме остатков самих организмов палеонтология изучает ещё и следы жизни, к которым относятся все проявления их жизнедеятельности. Это могут быть следы на поверхности осадка, ходы червей, отверстия моллюсков-сверлильщиков. Растения сохраняются в виде углефицированных или минерализованных остатков стебля, листьев, плодов. В ископаемом состоянии встречаются также отпечатки растений на субстрате.

Чтобы установить относительный возраст горных пород по ископаемым остаткам, они должны быть определены, то есть должно быть установлено их положение в системе животного или растительного мира или классификация. Классификация животных и растений впервые была произведена шведским ученым Карлом Линнеем в XVIII веке. Он впервые систематизировал зоологический и ботанический материал в виде подчиненных друг другу таксонов [41]. В настоящее время существуют следующие ранги таксономических единиц:

Царство

Тип (в ботанике Отдел)

Класс

Отряд (в ботанике Порядок)

Семейство

Род

Вид

Кроме того, нередко допускаются промежуточные ранги: подцарство, подтип и т.д. Главной задачей при классификации организмов должно быть построение системы органического мира на основе выяснения *родственных* взаимоотношений между различными таксонами. Внешнее

сходство здесь не всегда играет важную роль, так как организмы постоянно изменяются во времени и пространстве соответственно условиям среды обитания.

6.1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭТАПНОСТИ РАЗВИТИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Как было сказано выше, геохронологическая шкала представляет собой систему соподчиненных временных подразделений от эона, продолжительностью в сотни млн. лет до века, продолжительностью в несколько млн. лет. По своему содержанию шкала является биологической, то есть отражает изменение органического мира во времени. Шкала разрабатывалась в первой половине XIX века, когда господствовала «гипотеза катастроф». Согласно этой гипотезе на рубежах подразделений геохронологической шкалы происходили катастрофы, уничтожавшие органический мир, который затем вновь возникал. После опубликования работы Ч. Дарвина «Происхождение видов» получили распространение идеи эволюционизма – постепенного и непрерывного изменения видового состава органического мира. Основным фактором эволюции признавался естественный отбор. Согласно концепции естественного отбора, из многочисленного потомства выживали и в свою очередь давали потомство лишь наиболее приспособленные к окружающей среде особи. Среда обитания постоянно изменяется, и соответственно, меняются критерии отбора. Особенности строения организма, полезные в данных условиях, могут оказаться вредными или даже губительными при изменении окружающей среды.

После утверждения эволюционистских представлений, точки зрения палеонтологов на геохронологическую шкалу оказались различными. Одни считали периодизацию чисто условной, другие – рассматривали её как отражение этапности развития органического мира. Обширный палеонтологический материал, собранный в последние десятилетия, свидетельствует о том, что в истории органического мира происходило чередование сравнительно длительных эпох расцвета и расселения сообществ животных и растений с относительно короткими эпохами массового вымирания. Уже в начале 70-х годов Н. Эдридж и С. Гулд привели доказательства непостоянства скорости эволюционного процесса, отметив, что длинные периоды «эволюционного застоя» сменяются геохронологически мгновенными эпизодами видообразования [17]. Внезапность и кратковременность вымирания могут быть расценены как результаты развития крупнейших биологических революций, охватывающих всю нашу планету. В зависимости от масштаба времени можно выделить разное число таких революций. Но главнейшими событиями в эволюции биосферы были следующие [12]: возникновение жизни на Земле, появление фототрофных организмов, возникновение и распро-

странение многоклеточных животных в начале вендского периода (650–620 млн лет назад), внезапное и быстрое возникновение скелетной фауны в начале кембрийского периода (около 540 млн лет назад), распространение наземной растительности в начале девонского периода (около 400 млн лет назад), гигантское обновление фауны позвоночных на мел-палеогеновом рубеже (около 65 млн лет назад), и, наконец, появление рода *Номо* (около 3 млн лет назад). Рассмотрим некоторые из перечисленных выше узловых моментов эволюции органического мира [36].

Архейско-раннепротерозойский этап охватывал отрезок времени более 2,5 млрд лет. Он характеризовался господством прокариот – бактерий и цианобионт, по традиции называемых сине-зелеными водорослями. Наиболее древние отложения с остатками цианобионт имеют возраст около 3,5 млрд лет. Цианобионты, существующие и в настоящее время, представляют собой фотосинтезирующие одноклеточные организмы, выделяющие кислород как продукт жизнедеятельности. По-видимому, они оказали существенное влияние на процесс превращения бескислородной атмосферы в кислородную, начавшийся около 1,8 млрд лет назад.

Ранневендский этап (650–620 млн лет назад) рассматривается как эпоха существования древнейшей фауны многоклеточных. В составе ранневендского фаунистического комплекса представлены преимущественно медузообразные формы, различные черви и нитеобразно вытянутые организмы, возможно принадлежащие к отдельному царству. Характерной особенностью этой фауны является господство радиально-симметричных дисковидных форм. Вендских животных можно рассматривать как замкнутые экосистемы, освобожденные от необходимости эволюционировать за счет развития сложных органов передвижения, захвата пищи, пищеварения, дыхания. Этим животным не угрожала конкуренция из-за ресурсов питания. Препятствием для их процветания могли быть хищники, однако, по мнению большинства исследователей, хищные формы в составе вендской фауны не играли заметной роли или вообще отсутствовали. К концу венда разнообразие органического мира по сравнению с началом этого периода не возросло, а существенно снизилось.

Фаунистический комплекс, характеризовавший **ранне-средне-кембрийский этап**, отличался от вендского наличием у организмов скелета, выполнявшего в основном защитные функции, поскольку в это время уже значительное распространение имели хищники. Появление скелетной фауны, явившееся одним из важнейших узловых моментов в развитии органического мира, оказало существенное влияние на процессы минералообразования и весь ход геологических процессов Земли. В

начале кембрия происходит накопление крупнейших месторождений фосфоритов, начинается ускоренное формирование мощных толщ известняков и, соответственно, резко активизируется процесс очищения атмосферы Земли от углекислого газа. Кембрийская перестройка органического мира протекала сравнительно быстро. В начале раннекембрийской эпохи (на протяжении 10–12 млн лет) органический мир был сравнительно однообразен, хотя резко отличался по составу от вендской фауны. Затем, в течение 5–6 млн лет разнообразие фауны скачкообразно возрастает. Именно в это время проявляется расцвет фауны беспозвоночных археоциат, губок, брахиопод, трилобитов, ракушковых рачков. В конце раннекембрийской эпохи увеличение разнообразия продолжается, но скорость этого процесса резко уменьшается. В целом, по многим показателям морская фауна кембрия больше отличалась от ранневендской, чем от современной, хотя разница во времени в первом случае составляет около 50 млн лет, а во втором – около 500 млн лет.

Важнейшим событием **девонского этапа** явилось возникновение наземной растительности, происшедшее более 400 млн. лет назад (на рубеже силура–девона). Гигантские перестройки земной коры, происходившие в течение палеозоя, оказывали существенное воздействие на эволюцию органического мира. В результате регрессии морей на освободившихся территориях появлялись первые представители наземных растений – риниофиты. В раннедевонское время риниофиты, продвигаясь вглубь континента, распространяются на всей территории суши; таким образом, *в раннедевонское время впервые сформировалась наземная растительность*. В конце девонского периода появляется достаточно развитая наземная флора, в том числе, древовидные формы. В результате появления наземной растительности изменился состав атмосферы: повысилось содержание кислорода и понизилось содержание углекислого газа. В результате захоронения растительных остатков, огромное количество элемента углерода, ранее поглощенное растениями из атмосферы, перешло в литосферу, образовав пласты каменного угля. Благодаря появлению растительного покрова изменяются геологические процессы на поверхности Земли. Замедляется поверхностный сток, и формируются заболоченные пространства. Образуется разветвленная речная сеть. В итоге многократно ускоряются процессы химического и биологического выветривания, что привело к образованию почв. Появление и развитие наземной растительности сделало возможным сравнительно быстрое распространение *наземной фауны*. Во второй половине девонского периода некоторые представители рыб, проникшие во внутриконтинентальные водоемы, приспосабливаются к более или менее длительному существованию в субаэральных условиях. За счет их эволюции к

концу девонского периода появляются представители нового класса позвоночных. Примерно в это же время, появляются и получают широкое распространение представители класса насекомых. В последующие геологические периоды насекомые играли важную роль в разложении органических остатков и образовании почвенного слоя.

Значительным было обновление органического мира на **пермo-триасовом рубеже**. Из морских беспозвоночных в это время вымерли последние представители табулят, ругоз, трилобитов, значительная часть фораминифер, головоногих моллюсков, мшанок, иглокожих. Из морских позвоночных вымерли древнейшие представители рыб. Из наземных – гигантские земноводные и значительная часть древних рептилий – котилозавров. Исчезли гигантские насекомые. Наземная флора также претерпела изменения: древовидные споровые растения сменяются голосеменными растениями.

Большими масштабами и большей внезапностью характеризовалось обновление органического мира, происшедшее на **мел-палеогеновом (мезо-кайнозойском)** рубеже. Мезозойская эра характеризовалась исключительно широким распространением представителей класса рептилий. В первой половине триасового периода они осваивают самые разнообразные экологические ниши, причем особенно возрастает видовое разнообразие наземных рептилий – динозавров. Некоторые группы рептилий проникают в водную среду, приобретая конвергентное сходство с рыбами. В конце триасового периода часть рептилий приспосабливается к полетам. В ходе эволюции увеличиваются размеры особей и к середине юрского периода появляются гигантские формы. Огромные размеры динозавров обеспечивали им относительное постоянство температуры тела в течение суток, что было важно для рептилий, не имевших механизма терморегуляции. В меловом периоде разнообразие динозавров достигло максимума. В свете данных о широком распространении меловых рептилий представляется загадочным исчезновение большинства из них на мел-палеогеновом рубеже. Установлено, что вымирали в основном высокоспециализированные группы, в то время как слабо специализированные пострадали сравнительно мало. В частности, черепахи, мало изменившиеся в течение мезозоя, прошли мел-палеогеновый рубеж без существенных потерь. Из морских беспозвоночных в конце мелового периода вымерли высокоспециализированные группы головоногих моллюсков. Органический мир кайнозойской эры – уже был качественно иным, поскольку господствующее положение среди позвоночных заняли млекопитающие и птицы, а среди растений – цветковые растения. Представляется весьма вероятной взаимосвязь вымирания флоры и фауны, так из растений в наибольшей мере пострадали группы, опыляемые насекомыми, а в наименьшей – опыляемые ветром.

Важнейшим рубежом в развитии органического мира явилось **появление человека**, оказавшего огромное влияние на процессы эволюции. Род Номо появился около трех миллионов лет назад, однако заметное воздействие на геологические процессы стали оказывать лишь представители современного человека, появившиеся порядка сорока тысяч лет назад. Впоследние 150–200 лет это воздействие стало решающим.

Изложенный материал показывает, что дробный характер геохронологической шкалы отражает, хотя и опосредованно, этапность развития органического мира.

Остается остро дискуссионным вопрос о причинах, рассмотренных выше кардинальных перестроек органического мира. Не вызывает сомнений взаимосвязь этих перестроек с изменениями окружающей среды. В этой связи в первые десятилетия двадцатого века была сформулирована концепция биосферы – системы, объединяющей органический мир и среду его обитания. В развитии концепции биосферы огромный вклад внес один из крупнейших ученых двадцатого столетия В.И. Вернадский [9].

6.2. ЭВОЛЮЦИОННАЯ ЛЕСТНИЦА ЖИЗНИ

Самые древние следы жизни были найдены в породах возрастом 3,8 млрд лет. Это были предвестники жизни – протобионты, которых нельзя считать ни животными, ни растениями, но они уже питались, двигались и размножались. От них, примерно 3,5 млрд лет назад, произошли фотосинтезирующие безъядерные организмы – *прокариоты*, которые включали в себя бактерии, цианобионты, спороморфные образования. Прокариоты дали начало *эукариотам* – ядерным организмам, которые подразделяются на грибы, растения и животные. Строение клетки прокариот было крайне примитивным. Все содержавшееся в них химические веще-



Рис. 183. Слева прокариотная клетка, справа – эукариотная [4]

ства, включая ДНК с генетическим кодом, были перемешаны и разбросаны по всей клетке. В более поздних – эвкариотных клетках появились маленькие внутренние отделения с собственной оболочкой. ДНК была сосредоточена в хромосомах, находящихся внутри клеточного ядра, окруженного ядерной оболочкой. Ядро эвкариот управляло, таким образом, всей жизнедеятельностью клетки (рис. 183).

Представители прокариот – *цианобионты* были первыми в истории Земли образователями органогенных пород. Это – одноклеточные фотосинтезирующие организмы, иногда образующие нитчатые колонии. Они адсорбировали карбонат кальция из морской воды и связывали его своими нитями. После их отмирания на дне оставались слоистые карбонатные корочки. За миллионы лет, таким образом, создавались гигантские органогенные постройки – *строматолиты* (рис. 184). Кроме того, цианобионты были первыми организмами в истории Земли, начавшими продуцировать свободный кислород, что способствовало его накоплению в атмосфере, и изменило весь ход развития органического мира. Современные цианобионты занимают разнообразные экологические ниши. Они могут существовать в пресных и морских водах, на суше; в кислородной и анаэробной обстановке. В современном мире цианобионты образуют, как и их далекие предки, карбонатные постройки строматолитов.

Первые эвкариоты появились 2 млрд. лет назад в протерозое. Сначала это были одноклеточные организмы, затем появились многоклеточные. Для палеонтологического метода определения возраста горных пород важны два царства эвкариот: растения и животные.

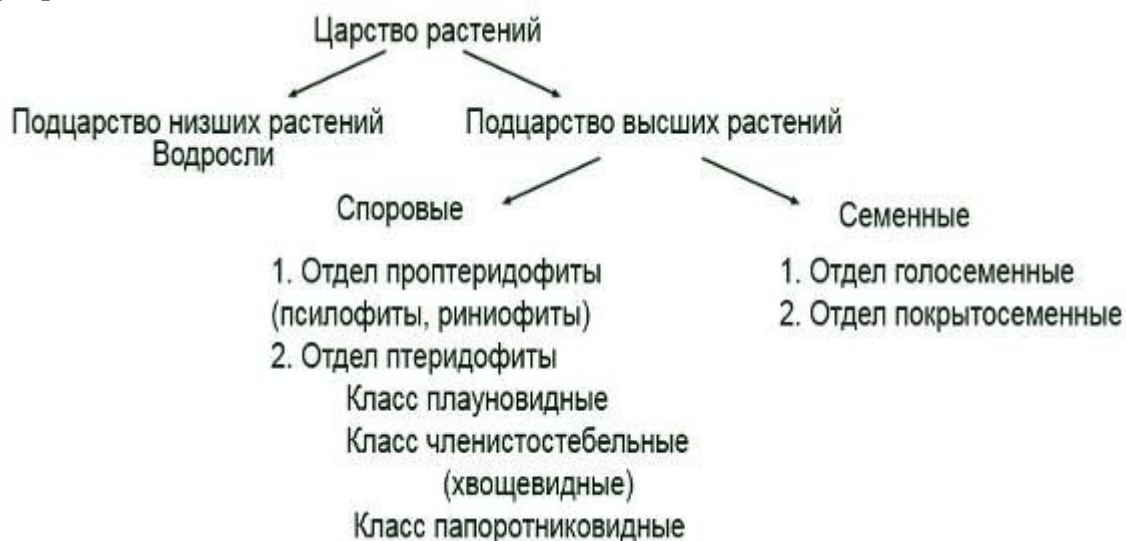


Рис. 184. Изображение строматолита в разрезе [4]

6.2.1. Царство растений

Главным отличием растений от животных является их способность к фотосинтезу – образованию органического вещества из неорганического с помощью энергии света. Царство растения подразделяется на два подцарства: низшие (водоросли) и высшие растения. *Водоросли* обитают в пресных и соленых водах и могут быть одноклеточными или

многоклеточными. Тело их не дифференцировано на стебель, листья и корни. Некоторые их представители могут образовывать минеральный скелет в виде оболочек, который сохраняется в ископаемом состоянии. Например, диатомовые водоросли образуют кремнистые оболочки вокруг своих клеток, а после их отмирания на дне накапливаются породы диатомиты. Водоросли кокколитофорида образуют карбонатные оболочки, которые впоследствии входят в состав писчего мела. Здесь представлена классификационная схема древних растений по С.В. Мейену [27]:



6.2.1.1. Подцарство высших растений

Главным отличием высших растений является дифференциация их тела на органы (корень, стебель, листья) и специализированные ткани (покровную, проводящую и т.д.). Они появились на планете 400 млн. лет назад. Высшие растения разделяются по способу размножения на споровые и семенные.

Споровые растения характеризуются наличием органов размножения в виде спор, собранных в спорангии, и отсутствием настоящей корневой системы. Спора — специализированная клетка, дающая начало новому половому поколению. К споровым относят следующие отделы: проптеридофиты и птеридофиты. Последние сыграли значительную роль в развитии земной коры и её оболочек. Во-первых, с появлением лесов споровых растений на планете началось мощное угленакопление. Все значительные месторождения каменного угля имеют возраст не древнее карбона. Во-вторых, в процессе фотосинтеза растения поглощали углекислоту и выделяли кислород, обогащая им атмосферу. В-третьих, они служили пищей для животных, способствовали тем самым их выходу на сушу и заселению континентов, а также дальнейшей эволюции органического мира.

Семенное размножение имеют голосеменные и покрытосеменные растения. Семя — это оплодотворенная спора, заключенная в твердую

водонепроницаемую оболочку, помогающую сохранить влагу. Появление растений, размножающихся семенами – важный этап в эволюции наземных растений. Это важное преимущество в борьбе за существование во время наступления засушливого периода. Кроме того, семенные растения имеют уже настоящую корневую систему, позволяющую доставать влагу с больших глубин. Покрытосеменные имеют еще одно приспособление, которое защищает семя во время похолоданий – плод. Последний потребляется в пищу животными, что увеличивает ареал распространения семян.

Отдел проптеридофиты (риниофиты, псилофиты)



Рис. 185. Первые наземные растения риниофиты (корневище, стебель со спорангиями) [4]

Эти древнейшие наземные растения произошли от водорослей. Они вели полуводный образ жизни и не имели корней и настоящих листьев. Их стебель с небольшими шипиками дихотомически разветвлялся и заканчивался овальными спорангиями, где находились споры. Споры риниофит находились в коробочках – спорангиях. Они могли прорасти, давая новое растение только в водной среде. Риниофиты являются родоначальниками всех наземных растений. Время их существования с позднего силура до среднего девона (S_2 – D_2) (рис. 185). Остатки риниофит используются при

стратиграфическом расчленении толщ конца силура – начала девона.

Отдел птеридофиты

Класс плауновидные

К ним относят современные травянистые и вымершие, в основном древовидные, растения, достигавшие в палеозое 30–40 метров в высоту. Вместо корней у этих растений – корневища, выполняющие преимущественно прикрепительную функцию. Поверхность стебля покрыта листьями, которые растут всё время существования растения и опадают только раз. У древних плауновидных стебель уже имел настоящую кору и сосудисто-проводящую систему. Споры были собраны в спороносные шишки на конце стебля. Плауновидные произошли от проптеридофит, но их размножение уже не было водным. Это были настоящие наземные растения, появившиеся в конце девона и вымершие, в своей основной массе, в ранней перми (рис. 186).

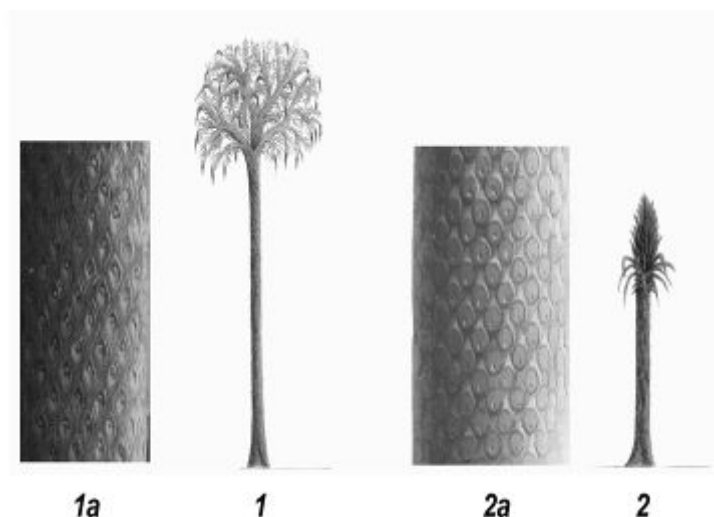


Рис. 186.
Плауновидные.

*1 – лепидодендрон,
1 а – кора
лепидодендрона
с остатками
листовых пла-
стин;
2 – сигиллярия,
2а – кора
сигиллярии*

Класс хвощевидные (членистостебельные)

Эти древовидные и кустарниковые растения появились на рубеже девона и карбона. Расцвет членистостебельных продолжался на протяжении каменноугольного и пермского периодов. В конце перми основная часть их вымирает, а до наших дней дожил только один хвощ полевой – небольшое травянистое растение. Ребристый полый стебель хвощевидных разделен на отдельные членики, на сочленениях которых находятся мутовчатые листья (рис. 187). Свечеобразные спорангии со спорами находятся чаще всего на вершине стебля.



**Рис. 188. Отпечаток листа папоротника на алевролите [4]
(С – Р)**

Рис. 187. Изображение древнего хвощевидного с мутовками листьев на сочленениях стебля (С – Р) [4]

Класс папоротникововидные

Произошли от псилофитов и характеризуются общностью происхождения листьев из систем ветвящихся побегов. Время существования папоротниковидных с конца девона – по настоящее время. Листья сложно расчлененные, на их строении основана классификация отдела (рис. 188). Длина листьев варьировала от нескольких сантиметров до 10 м (у древних форм). Спорангии со спорами располагаются у папоротников в виде пучков на нижней стороне листьев. Споры разносятся ветром. Короткий стебель обладает корой и проводящей системой. Древовидные папоротники, которые господствовали в лесах карбона и ранней перми, вымерли, кроме отдельных реликтов, в триасе. В карбоне часть этих растений перешла к размножению семенами, дав начало впоследствии всем голосеменным.

Споровые древовидные растения (плауновидные, членистостебельные, папоротникововидные) стали главными углеобразователями карбона и перми.



I

*Рис. 189. I – голосеменное растение;
II – органы размножения – шишки с
семенами [68]*



II

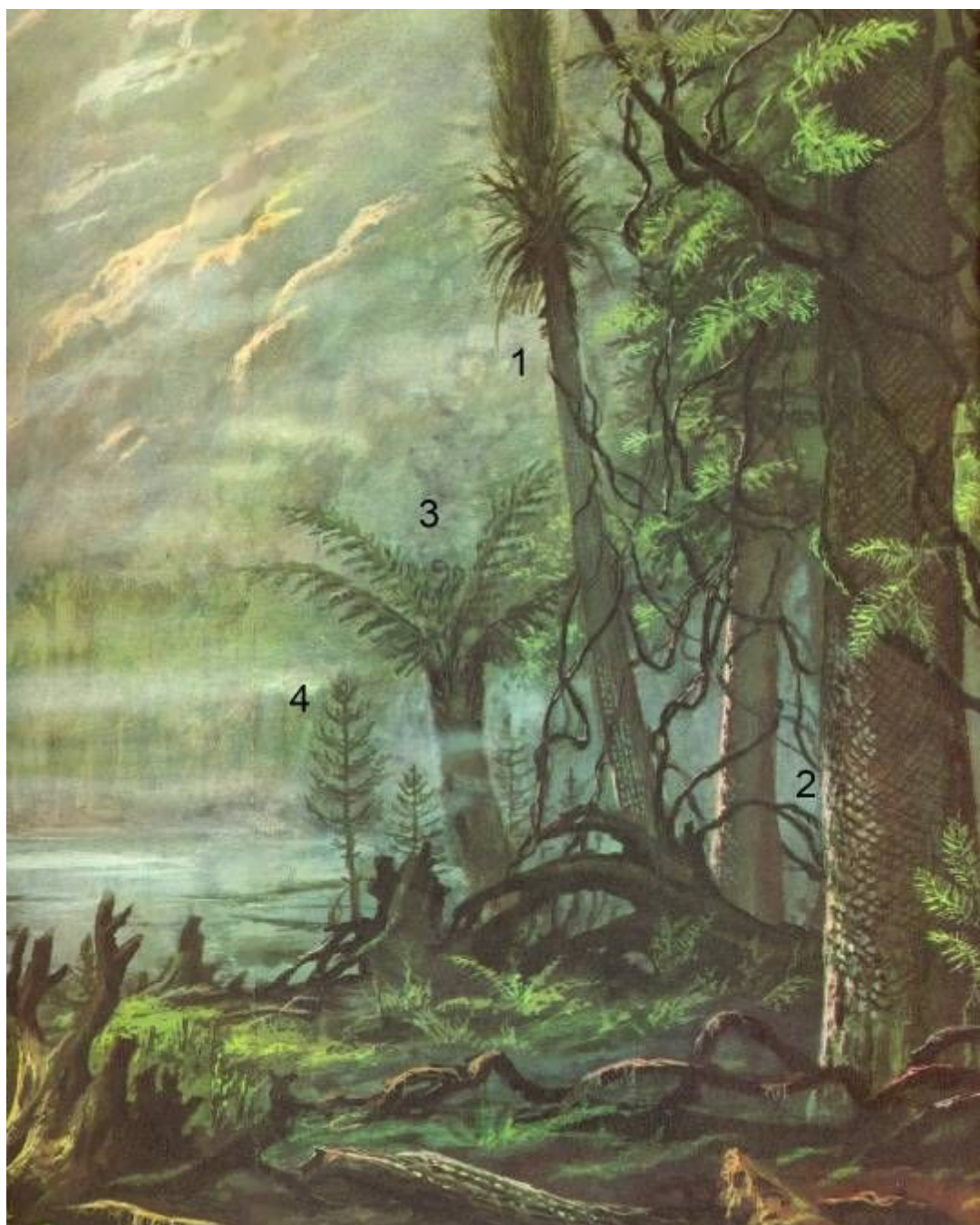


Рис. 190. Ландшафт болота карбона и ранней перми.

Плауновидные: 1 – сигиллярия, 2 – лепидодендрон; папоротниковидные: 3 – древовидный папоротник; членистостебельные: 4 – гигантский хвощ [45]

Семенные

Главное отличие семенных от споровых – переход к более совершенному способу размножения: появления *семеzачатков* (видоизмененных спорангиев, заключенных в специализированные водонепроницаемые покровы).

Отдел голосеменные

Разнообразные растения (деревья, кустарники, лианы), размножающиеся с помощью пыльцы, разносимой ветром. Пыльца попадает на пыльцевход женских половых органов и прорастает, образуя семезачаток, состоящий из зародыша, запаса питательных веществ и кожуры. У некоторых голосеменных могут быть одиночные семена, у других они собраны в группы – шишки. В мезозое эти растения были представлены многочисленными видами цикадовых, беннетитовых (рис. 220) и гинкговых. Некоторые из них сохранились до нашего времени как единичные реликтовые формы, часть полностью вымерла. Первые представители голосеменных (кордаиты), появились в карбоне. В настоящее время голосеменные представлены в основном хвойными растениями (рис. 189). В мезозойскую эру голосеменные занимали господствующее положение на планете, затем в конце мела большая часть их вымерла.

Отдел покрытосеменные (цветковые)

Произошли от голосеменных растений в меловом периоде. В современном растительном мире они занимают господствующее положение (известно 250 тыс. видов). Покрытосеменные растения современных ландшафтов – деревья, кустарники, травы, лианы, эпифиты, паразиты. Принципиальным отличием их от голосеменных является наличие нового органа размножения – цветка, а также плода, сохраняющего и питающего семя в неблагоприятный период. Цветок покрытосеменных растений состоит из тычинок с пыльцой, пестика с завязью, лепестков и чашелистиков (рис. 191).

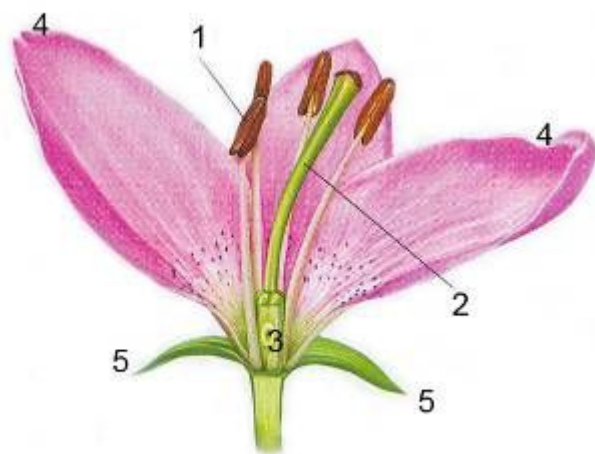


Рис. 191. Цветок. 1 – тычинки с пыльниками, 2 – пестик, 3 – завязь, 4 – лепестки, 5 – чашелистики [68]



Рис. 191а. Опыление цветка насекомыми [68]

Лепестки и чашелистики – видоизмененные листья, защищающие половые органы. Тычинки – мужские половые органы, продуцируют пыльцу, для оплодотворения пестика – женского органа. Однако различные механизмы препятствуют самоопылению внутри цветка и способствуют переносу пыльцы на другое растение. У большинства покрытосеменных опылителями служат насекомые, привлекаемые яркими лепестками цветков и сладким нектаром. Пыльца, попадая на тело насекомого, переносится им с цветка на цветок (рис. 191а). Для выработки такой эффективной системы потребовались миллионы лет совместной эволюции.

6.2.2. Царство животных

По современным данным это царство делится на две группы – простейшие и многоклеточные. Так, по мнению Р. Мел [67], выглядит классификация животных.



6.2.2.1. Простейшие

Это одноклеточные организмы, обитающие в основном в морях и океанах, в меньшей степени в солоноватых и пресных озерах, реках, болотах, почве, подземных водах. Размеры раковин от долей миллиметра до 1 мм, реже более крупные. Палеонтологическое значение имеет тип **Саркодовые**. Для стратиграфии особенно важны ископаемые остатки класса радиолярий и класса фораминифер.

Класс Радиоларии. Одноклеточные, исключительно морские организмы, живущие в воде при солености от 32 до 38‰, в основном в теплых бассейнах, ведут преимущественно планктонный, реже прикрепленный ко дну образ жизни. Обладают, большей частью, кремнистым скелетом. Форма раковины сферическая, шлемообразная с шипами (рис. 192). В ископаемом состоянии радиоларии известны с кембрия до ныне.

Класс Фораминиферы. Основная масса фораминифер обитает в морских бассейнах и является подвижным бентосом, реже планктоном. Живут на разных глубинах. Древние фораминиферы обитали в основном до глубины 40 м в теплых морях. Имеют в основном известковистую раковину.

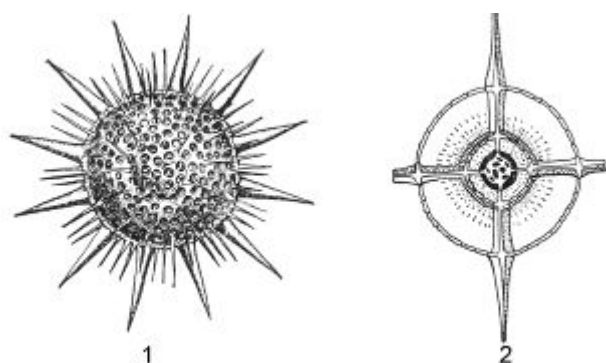
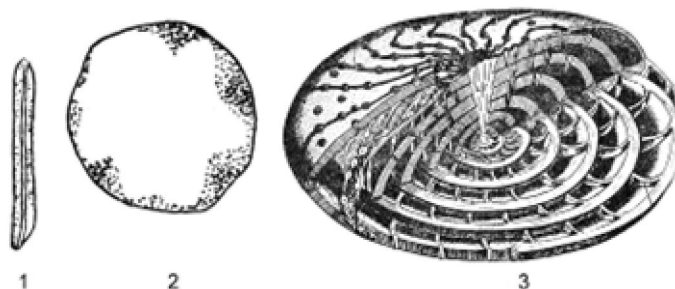


Рис. 192. Схема строения раковины радиоларии:
1 – внешний вид; 2 – внутренний скелет [41]

Рис. 193. Схема строения раковины фораминиферы: 1– 2 – (Род *Nuttulites*) внешний вид; 3 – внутреннее строение раковины [41]



По строению раковины фораминиферы могут быть одно-, двух- или многокамерными. Камеры разделены перегородками. В геологическом прошлом фораминиферы известны, начиная с кембрия. Расцвет донных форм приходится на поздний палеозой (отряд фузулинид), с юрского по настоящее время – планктонные формы (отряда роталиид, рода глобигерина). В кайнозое среди донных форм ведущую роль имеют представители отряда нуммулитид, являющиеся настоящими гигантами мира простейших, раковины которых достигают 3 см в диаметре (рис. 193).

Фораминиферы часто являются породообразователями. Некоторые виды входят в состав писчего мела. Они используются в биостратиграфии для определения возраста пород. По их находкам определяют климат и характер осадконакопления древних морских бассейнов.

6.2.2.2. Многоклеточные

Тип Губки

Губки – многоклеточные одиночные и колониальные организмы, ведут прикрепленный образ жизни на дне морских, реже пресноводных водоемов. Обитают на разных глубинах, но преимущественно на глубинах 150–200 м. Живут в холодных и теплых морях, в основном в тропических водоемах. Тело губок имеет пористое строение. Форма тела разнообразная: бокаловидная, цилиндрическая, конусовидная (рис. 194). Раз-

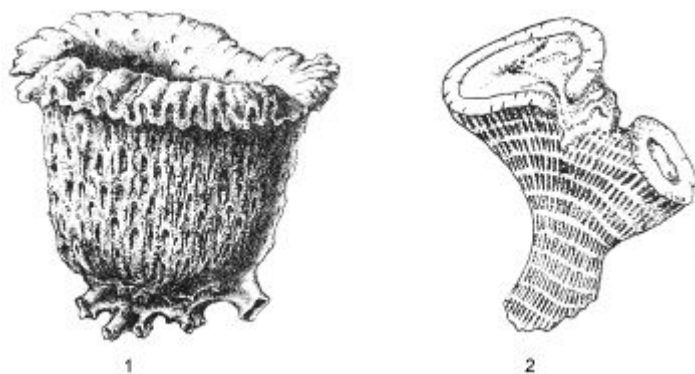
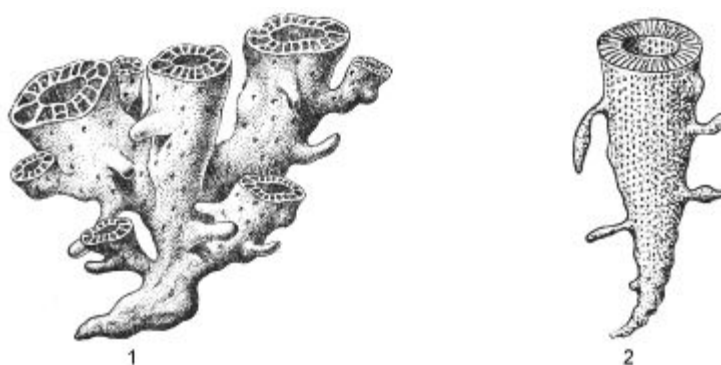


Рис. 194. Строение скелета губок: 1 – одиночная губка; 2 – колониальная губка [41]

Рис. 195. Скелеты археоциат: 1 – колониальные формы, 2 – одиночная форма [41]



мер скелета от 10–15 мм до 1,5 м в высоту и от 3 см до 1 м в диаметре. В ископаемом состоянии сохраняется скелет губок: известковый, кремневый или роговой, построенный из отдельных игл, или *спикул*. Губки известны с кембрия до наших дней. В раннем палеозое были распространены кремневые мелководные губки, в девоне появились известковые, в мезозое развились глубоководные формы. Имеют породообразующее значение, участвовали в постройке рифов.

Тип Археоциаты

Археоциаты – вымершие теплолюбивые морские животные, существовавшие в кембрийском периоде (до позднего кембрия). Встречаются как одиночные, так и колониальные организмы. Они имеют кубковидную форму тела с пористым карбонатным скелетом (рис. 195). Скелет состоит из двух стенок (внутренней и внешней), разделенных пере-

городками на камеры. Археоциаты обитали на мелководье, преимущественно на карбонатных или илистых грунтах. Первые в истории Земли рифостроители. Используются для расчленения кембрия.

Тип Стрекающие (кишечнополостные)

Кишечнополостные – первые настоящие многоклеточные организмы с двухслойной стенкой, с органами чувств, нервной и мышечной тканью. Одни вели прикрепленный ко дну образ жизни (полипы), другие – пассивно плавающий (медузы). Практическое значение для геологии имеют коралловые полипы.

Класс Коралловые полипы – наиболее высокоорганизованные колониальные и одиночные кишечнополостные. Скелет полипов, называющийся кораллитом, имеет различную форму: цилиндрическую, многоугольной призмы, ромбовидную, конусообразную. Сам полип располагается в верхней части кораллита – в чашке. Кораллы являются показателями среды: чувствительны к солености, температуре, давлению воды и освещенности. Являются пороодообразователями и рифообразователями. С коралловыми рифами связаны месторождения нефти и газа, так как пористое карбонатное вещество рифов является хорошей ловушкой для нефти. Палеозойские коралловые полипы табуляты и ругозы имеют большое значение для стратиграфии палеозоя.

Подкласс Табуляты образуют исключительно колониальные формы. Колонии имеют различную форму: дискоидальную, корковидную, массивно-ветвистую. Каждый отдельный кораллит имеет по всей длине горизонтальные перегородки – днища. В раннем палеозое во время своего расцвета табуляты обитали на глубинах до 50 м. Характерные представители этого подкласса семейства фавозитид и хализитид представлены на рис.196, 1,2,3. Вымирание табулят произошло в карбоне.

Подкласс Ругозы или Четырехлучевые кораллы. Колониальные (рис.197, 3) и одиночные, (рис. 197, 1,2) прикрепленные ко дну моря организмы. Произошли от табулят. В скелете выделяется на начальной стадии 4 вертикальные перегородки (септы), разделяющие полость коралла на 4 части. Отсюда произошло их название. Затем появляются другие септы. Кроме септ в скелете ругоз имеются горизонтальные перегородки – днища и пузыреобразные пластинки. Расцвет подкласса приходится на силур – девон, вымирание – в ранней перми.

Подкласс Шестилучевые кораллы. Ископаемые и ныне живущие одиночные и колониальные организмы, ведущие прикрепленный образ жизни на дне моря. В основном обитают на глубине 90 м. Скелет разделен септами на 6 частей. Произошли от ругоз в карбоне.

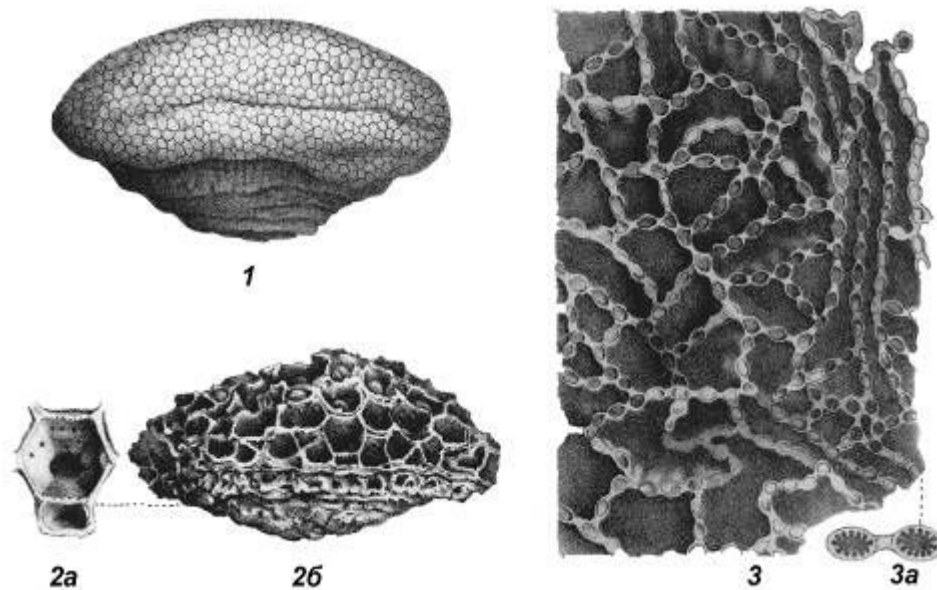


Рис. 196. Подкласс табуляты: 1 – общий вид колонии фавозитид; 2а – отдельный кораллит, 2б – вид колонии фавозитид крупным планом; 3 – вид сверху колонии хализитид, 3а – кораллиты крупным планом. (О - С)

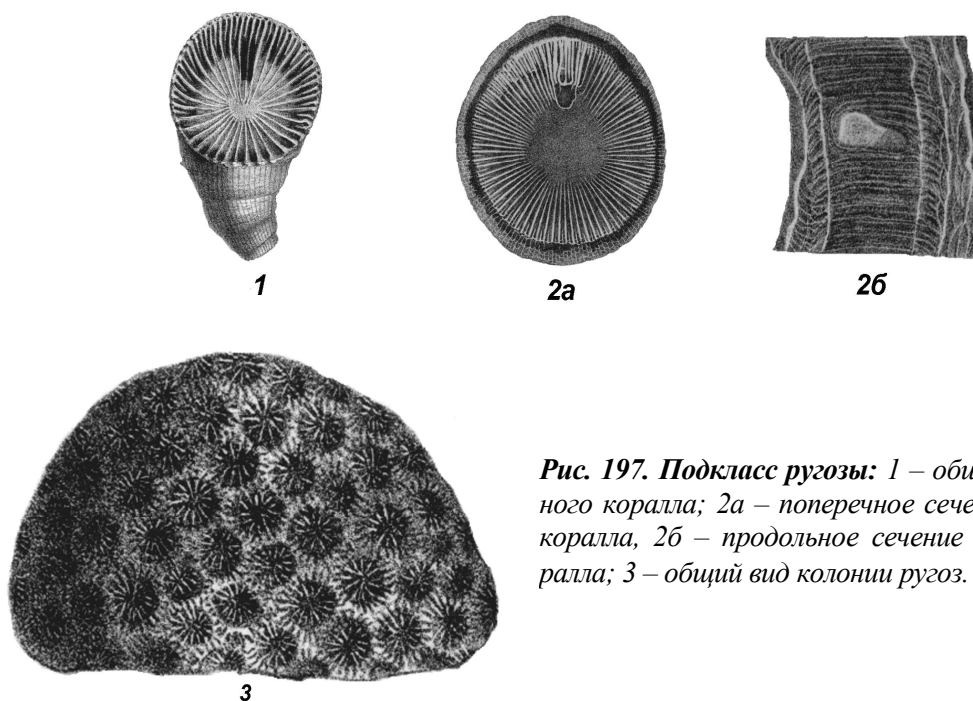


Рис. 197. Подкласс ругозы: 1 – общий вид одиночного коралла; 2а – поперечное сечение одиночного коралла, 2б – продольное сечение одиночного коралла; 3 – общий вид колонии ругоз. (О – Р₁)

Подкласс Восьмилучевые кораллы – исключительно колониальные организмы. Внутренняя полость разделена восемью перегородками. Восьмилучевые кораллы принимают активное участие в строительстве рифов. Обитают они от 0 до 90 м при температуре от 18,5 до 36° С и солёности воды от 27 до 40,5 ‰. Восьмилучевые кораллы существуют с триаса до настоящего времени.

Надтип Черви

Черви (первые представители двустороннесимметричных) являются обширной группой животных. Их представители обычно не имеют минерального скелета и поэтому в ископаемом состоянии встречаются очень редко. Наибольшее значение имеют кольчатые черви (Annelides), характеризующиеся сложным строением. В ископаемом состоянии, начиная с венда, сохранились только *полихеты* — многощетинковые черви, имеющие прямой и изогнутый известковый скелет — трубку небольших размеров. Чаще встречаются следы ползания и норки червей. Типичные представители червей — роды *Serpula* и *Spirorbis* (появились они в конце ордовика, начале силура и живут в настоящее время) (рис. 198).

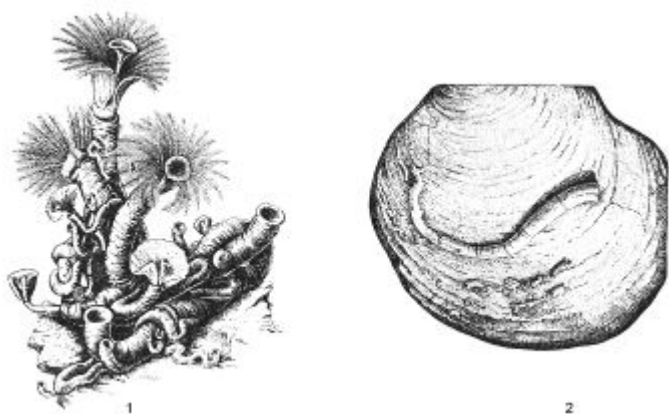


Рис. 198. 1 - общий вид колонии аннелид; 2 - одиночный червь серпуля на раковине моллюска [41]

Тип Членистоногие

Тип членистоногих самый обширный среди всех типов животного царства. Только класс насекомых насчитывает около одного миллиона видов. Распространены как на суше, так и в море. Это — высокоорганизованные животные с развитой нервной и кровеносной системами, органами дыхания, органами чувств (особенно зрением). Скелет состоит из сегментов, каждый сопровождается парой конечностей. Мягкое тело заключено в хитиновый панцирь. В ископаемом состоянии членистоногие известны с венда до настоящего времени. Стратиграфическое значение имеет класс трилобиты.

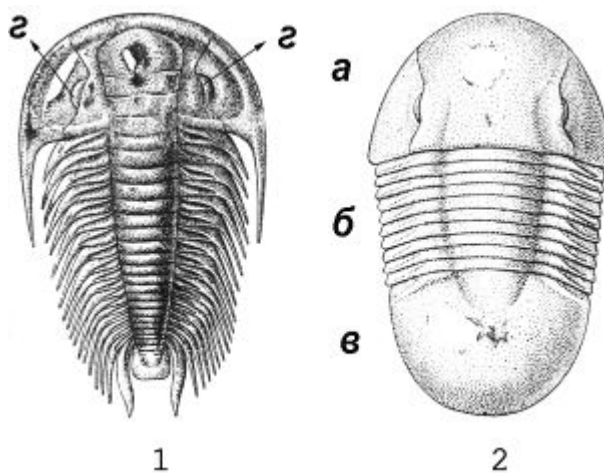


Рис. 199. Класс трилобиты: 1 — род *Paradoxides* (C_2); 2 — род *Illaeus* ($O-S_1$). а — головной отдел, б — туловищный отдел, в — хвостовой отдел, г — глаза [41]

Класс Трилобиты. Трилобиты – вымершие морские палеозойские животные. Панцирь делится как в продольном, так и в поперечном направлении на три части (рис. 199). Размеры животного небольшие – 2–10 см, реже 80 см. На каждом членике туловищного отдела располагалась пара конечностей. На головном отделе находились органы чувств. Это были первые зрячие животные Земли. Трилобиты – бентосные активно передвигающиеся обитатели мелководных морей. Появились они в раннем кембрии, полностью вымерли в перми.

Тип Брахиоподы. Плеченогие

Брахиоподы – одиночные, морские, бентосные животные с двустворчатой раковиной. Различают брюшную и спинную створки различные по размерам, форме и скульптуре (рис. 200, 1, 2). Плеченогие с помощью мускулистой ноги прикрепляются ко дну моря; или зарываются в мягкий грунт. Некоторые формы могут свободно лежать на дне. Размер раковины брахиопод колеблется от 0,1 до 3,0 см, реже более 3–5 см.

По форме раковины встречаются двояковыпуклые, плосковыпуклые, вогнуто-выпуклые и др. Поверхность раковин может иметь различную скульптуру. Внутри раковины располагается речной аппарат в виде свернутых спиралей (рис. 200, 3). Он нужен для поддержки и выбрасывания лафофоров – специфических щупалец, которые служат для нагнетания тока воды и улавливания органических частиц. Большинство брахиопод палеозоя были теплолюбивыми обитателями мелководья. У

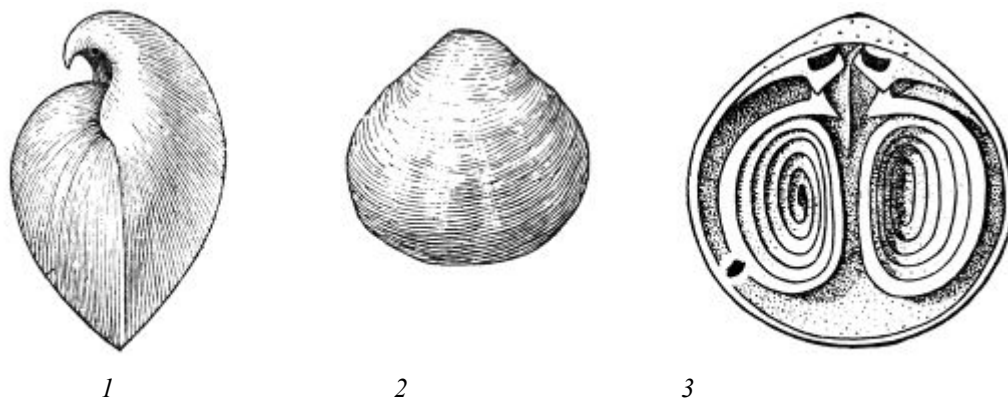


Рис. 200. Тип брахиоподы: 1 – общий вид раковины брахиоподы; 2 – спинная створка; 3 – внутреннее строение раковины со спиральным речным аппаратом

форм, живших в зоне прибоя, раковина была толстостенной, с удалением от берега толщина раковины уменьшалась. Основная часть брахиопод вымерла в пермском периоде, дожило до наших дней лишь несколько родов, распространенных в холодных приполярных морях. Тип брахиопод подразделяется на два класса: *замковых и беззамковых*.

Тип Иголокожие

Иглокожие – морские одиночные животные, ведущие прикрепленный или подвижный образ жизни. Отличаются от других организмов пятилучевой симметрией, наличием водно-сосудистой (амбулякральной) системы и внутренним подкожным скелетом. Амбулякральная система выполняет функцию кровеносной и приводит в движение элементы скелета. Скелет состоит из многоугольных известковых табличек, к которым прикреплены иг-

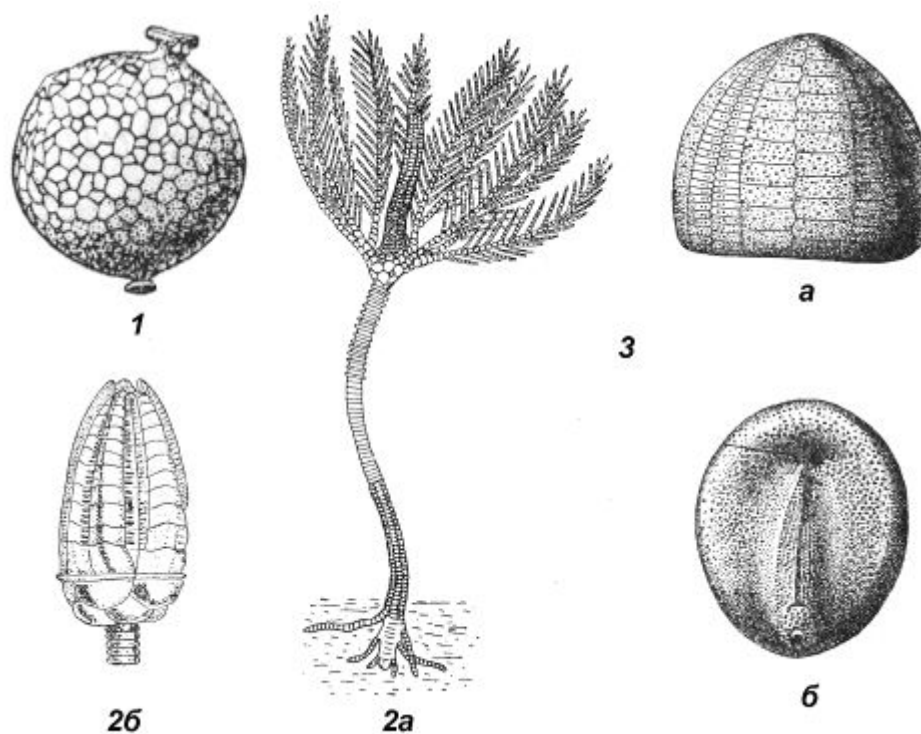


Рис. 201. Тип иглокожие: 1 – морской пузырь; 2а – общий вид морской лилии; 2б – чашика и руки морской лилии; 3 – морской еж, а – вид сбоку (амбулякральные и межамбулякральные поля); б – вид снизу (рот и анус) [41]

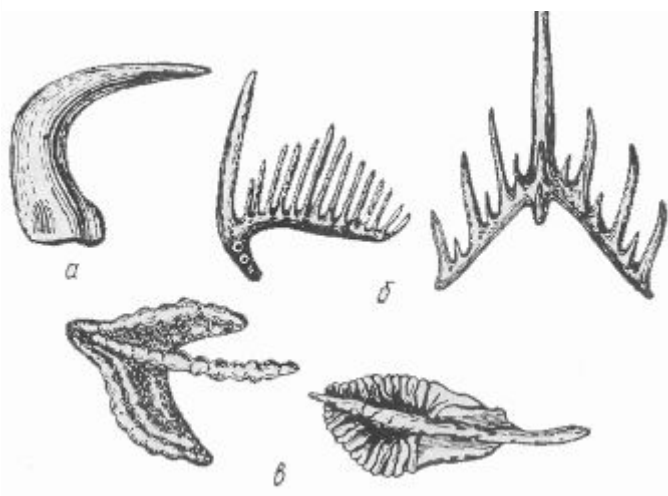


Рис. 202. Конодонты. Морфологические группы: а – простые; б – сложные; в – плоские [42]

лы. Из иглокожих для стратиграфии палеозоя важны три класса: морские пузыри, морские лилии и морские ежи.

Класс *Морские пузыри*. Имеют сферическую чашку, покрытую пятиугольными пластинами, на которых располагались шипы; рот и анус. *Морские пузыри* характерны для прибрежных областей конца кембрия и ордовика (рис. 201, 1). Имеют значение для стратиграфии ордовика.

Класс *Морские лилии*. Скелет состоит из членистого стебля, чашечки и пяти рук, приводимых в движение с помощью амбулякральной системы. Морские лилии известны в качестве пороодообразователей (скопления члеников стебля часто образуют криноидные известняки). В начале палеозоя они жили на мелководье, позже появились глубоководные формы, в конце перми класс вымирает (рис. 201, 2а–б).

Класс *Морские ежи*. Имеют сверху округлую (конусообразную), снизу уплощенную форму тела (рис. 201, 3а, б), которое покрыто пятиугольными пластинками с иглами. Верхняя часть тела разделена на пять частей радиусами – амбулякрами. Передвигаются по дну с помощью ножек и игл. Морские ежи – обитатели теплых мелководных морей. Настоящие морские ежи известны с мезозоя по настоящее время.

Тип Конодонты

Морские червеобразные животные. От них в ископаемом состоянии сохраняются только остатки зубов размером до 3 мм. Известны с кембрия по верхний мел. Конодонты быстро изменялись во времени и были всепланетарно распространены. В силу этих причин, они чрезвычайно важны для стратиграфии палеозоя и мезозоя (рис. 202).

Тип Моллюски

Моллюски (мягкотелые) имеют весьма широкое распространение в различных экологических нишах нашей планеты: морских, пресноводных и наземных. Животные имеют хорошо развитые нервную и кровеносную системы, пищеварительный тракт. Большинство моллюсков обладает твердой карбонатной или хитиновой раковиной, хорошо сохраняющейся в ископаемом состоянии. Из шести классов моллюсков для геологии имеют значение три: брюхоногие, двустворчатые и головоногие.

Класс *Двустворки*. Это морские или пресноводные животные, тело которых заключено в двустворчатую раковину, причем одна створка является зеркальным отражением другой. Раковины имеют выступающую макушку и край с замочным аппаратом, скрепляющим их друг с другом. Размеры раковин варьируют в широких пределах от долей миллиметра и почти до метра. Максимальные размеры характерны для приэкватори-

альных зон. Формы раковин разнообразны до причудливости: округлые, эллиптические, конические, рогообразные, шиповатые и т.д. Мягкое тело не имеет обособленной головы, но есть мускульная нога для прикрепления. Двустворки появились в кембрии, но настоящего расцвета достигли только в мезозое и широко распространены до наших дней. Имеют значение для фациального анализа, а также для стратиграфического расчленения мелового палеогенового и неогенового периодов (рис. 203).

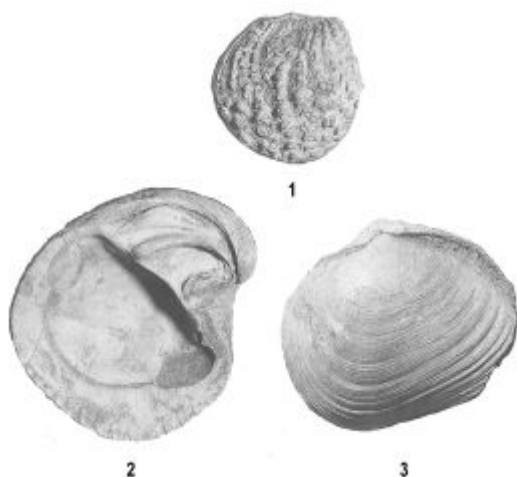


Рис. 203. Двустворчатые моллюски.
1,3 – внешняя сторона створки, 2 – внутренняя сторона [68]

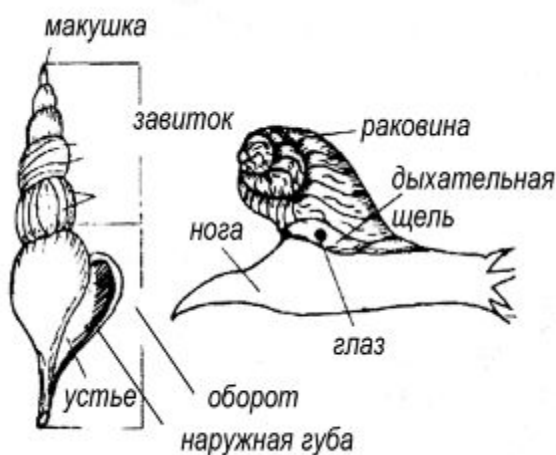


Рис. 204. Основные элементы строения раковины и мягкого тела гастропод [11]

Класс Брюхоногие (гастроподы) в отличие от двустворок, имеют обособленную голову с органами чувств и ногу, расположенную на брюшной полости. Они хорошо приспособлены для передвижения. Гастроподы единственные из моллюсков приспособились к легочному дыханию и наземным условиям. Большая часть водных форм имеет карбонатную или хитиновую раковину в виде колпачка или спирали. Спираль может быть закручена в горизонтальной или в вертикальной плоскости с числом оборотов от 1 до 20. Гастроподы могут существовать на различных глубинах (0–1700 м), при различном температурном режиме и различной солености (до 45‰). Являются порообразователями (гастроподовые известняки). Брюхоногие существуют на Земле с кембрия поныне. Расцвет их приходится на кайнозойскую эру (рис. 204).

Класс головоногие (цефалоподы) представленные в современных морях кальмарами, каракатицами, осьминогами и наутилусами, являются самыми высокоорганизованными животными среди беспозвоночных. У них имеется обособленная голова с органами чувств и зачатки головного мозга. Вокруг головы расположены щупальца (ноги). Древние головоно-

гие обладали внутренним или наружным скелетом, в виде раковины с перегородками. Размеры раковин могли достигать 2 м в диаметре. Головоногих подразделяют на два подкласса: наружно - и внутреннераковинных.

Подкласс Наружнораковинные появились еще в кембрийском периоде. До наших дней дожил один род – наutilus (рис. 206). Они имели различные по форме раковины: прямые или палковидные, изогнутые, закрученные в спираль (рис. 205). Раковины разделялись перегородками на камеры и соединялись трубочкой – сифоном. Камеры были заполнены

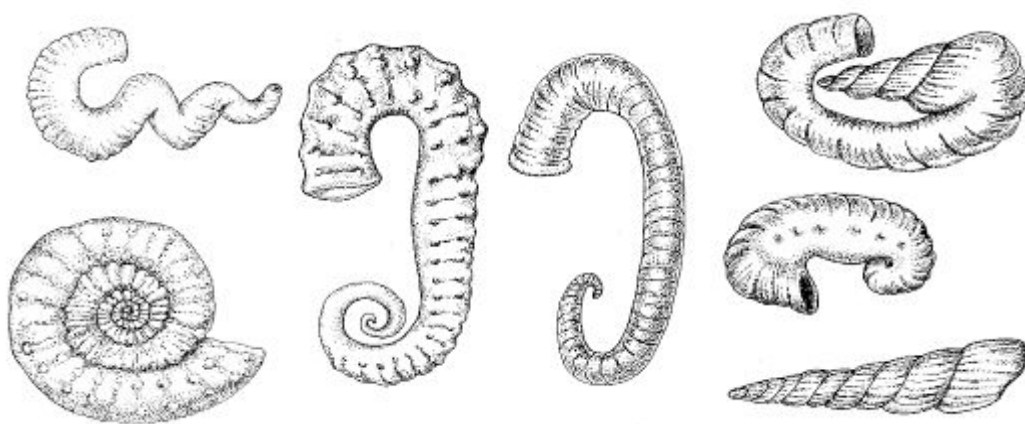


Рис. 205. Разнообразие форм раковин ископаемых аммонитов

газом и служили для свободного перемещения в толще воды. Тело животного находилось в последней, крайней, камере. Наиболее важными для стратиграфии представителями наружнораковинных головоногих являются *аммониты*. Они появились в начале девона и вымерли в конце мела, а расцвет приходится на мезозойскую эру. Их эволюция во времени шла в сторону усложнения перегородок между камерами, проекциями которых на поверхности раковины были перегородочные линии.



Рис. 206. Живое ископаемое современных морей, единственный сохранившийся представитель наружнораковинных - наutilus [68]



Рис. 207. Разрез раковины ископаемого аммонита (камеры и соединяющий их сифон). Наполняя камеры газом, эти животные могли всплывать на поверхность. Меняя количество газа, аммониты регулировали глубину погружения [68]

Рисунок перегородочных линий используется для определения возраста ископаемых аммонитов, что широко используется в стратиграфии.

Подкласс Внутреннераковинные имели раковину внутри мягкого тела. Остатки раковины, сигаровидное образование – ростр, находят в ископаемом состоянии. Наиболее характерными представителями внутренне-раковинных головоногих моллюсков были белемниты. Возникли эти животные в конце карбона, расцвет – юра-мел, вымерли в конце мела.



Рис. 208. Раковина (ростр) ископаемого белемнита [11]

Тип полухордовые

Полухордовые объединяют три класса современных и вымерших форм. Интерес для палеонтологии и стратиграфии представляет один класс – граптолиты. Полухордовые характеризуются наличием *нотохорды* – спинного выроста кишечника, и особенностями строения мягкого тела.

Класс граптолиты – вымершие морские колониальные животные, планктонного или прикрепленного образа жизни. Скелет их колонии состоял из прямых или изогнутых ветвей, вдоль которых располагались ячейки с отдельными особями (рис. 209). У планктонных форм имелся плавательный пузырь с газом, к которому прикреплялись ячейки (рис. 210). Граптолиты появились в конце кембрия и полностью вымерли в девонском периоде. Их быстрая эволюция и широкое географическое

распространение позволяют использовать останки этих животных для расчленения ордовикских и силурийских отложений.

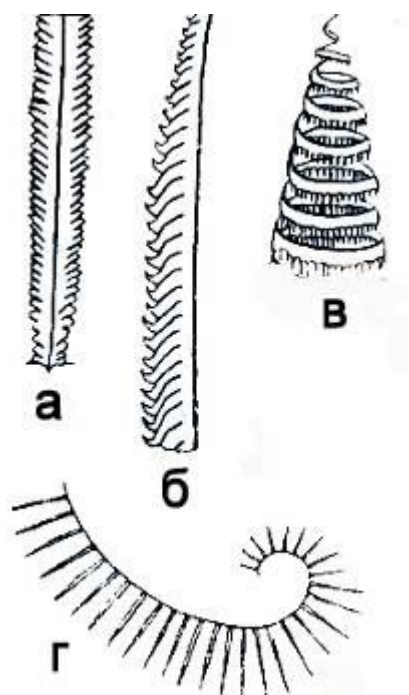


Рис. 209. Ветви колоний различных родов граптолитов: а – Diplograptus (O-S), б – Monograptus (S), в – Spirograptus (S), г – Rastrites (S) [11]

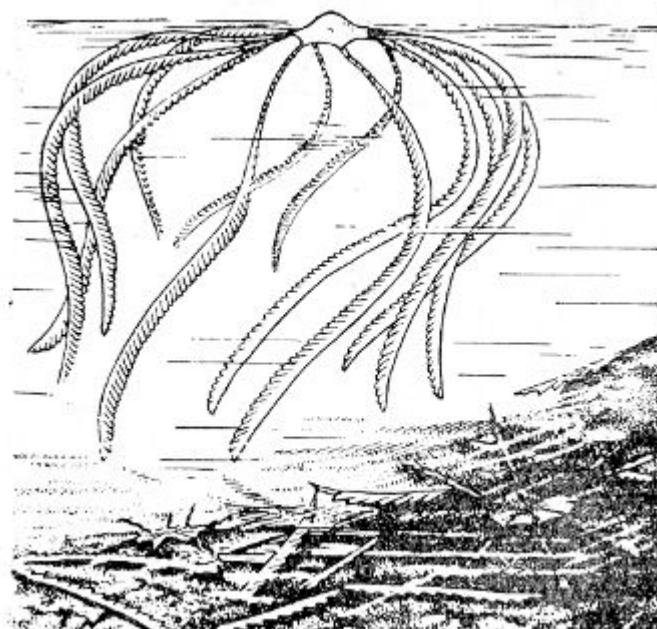


Рис. 210. Реконструкция колонии граптолитов, ведущих планктонный образ жизни [11]

Тип хордовые

Хордовые отличаются от беспозвоночных наличием хорды, или спинной струны, играющей роль осевого скелета (у высших форм – позвоночник), центральной нервной системы, расположенной в виде ствола на спинной стороне тела. В настоящем издании мы не имеем возможности рассмотреть этот тип.

ГЛАВА 7. ИСТОРИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

7.1. ДОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Земля сформировалась за счет исходного протопланетного газопылевого вещества, образованного взрывом сверхновых звезд примерно 4,6 млрд лет назад. Период её догеологической истории продолжался до начала архея, то есть до границы $\approx 4,2\text{--}4,0$ млрд лет.

На Земле тогда не существовало ни гидросферы, ни настоящей атмосферы. Разреженная атмосфера того времени состояла из энергичных газов, возможно, со следами азота. Небольшое количество воды, выделяемое при взрывах от бомбардировки Земли метеоритами, сразу же поглощалось пористым покровом планеты. Кроме того, в первое время после образования нашей планеты, её поверхность подвергалась потоку излучения молодого Солнца, так как разреженная атмосфера не могла её защитить. Таким образом, с неосвещённой стороны поверхность Земли представляла собой зону вечного холода, а с освещённой, она подвергалась постоянному облучению потоками жестких космических частиц (протонов и ядер гелия). Рельеф Земли напоминал испещренную кратерами поверхность Луны с ландшафтами суровой и холодной пустыни (рис. 211), с черным небом и слабо греющим Солнцем, светимость кото-



Рис. 211. Поверхность доисторической Земли [45] с ударными кратерами и восходящей Луной



Рис. 211а. Гигантская прото-Луна и вызванная ею приливная волна [45]

рого была на 25% ниже современного. На этапе приблизительно 4,2 млрд лет назад Земля начала очень медленно и постепенно прогреваться по причине рассеивания приливной энергии за счет притяжения Луны и распада радиоактивных элементов. Луна образовалась, вероятнее всего, благодаря разрушению некой более массивной планеты Протолуны, захваченной Землей во время ее роста с близкой орбиты. После захвата и разрушения Протолуны на Землю выпала большая часть её поверхностного вещества и железного ядра. Луна сформировалась из обеднённого железом силикатного вещества разрушенной планеты. Поверхность Земли в то время буквально сотрясали интенсивные землетрясения, вызываемые лунными приливами, амплитуда которых достигала километра, а периодичность 8–10 часов. Луна вращалась по очень близкой к Земле орбите (радиус примерно 25 тыс. км, в то время как сейчас – 384 тыс. км), поэтому твердую Землю сорясали гигантские приливы, сопровождаемые непрерывными землетрясениями (рис. 211 а). Однако, всвязи с отталкиванием Луны от Земли уже через миллион лет после образования планет лунные приливы снизились до 130 м, к началу архея до 7 м, а сейчас составляют 46 см. Лунные приливы в догеологическое время способствовали «накачке» приливной энергии в образующуюся астеносферу, что в конечном результате привело к расплавлению верхней мантии, примерно 4 млрд. лет назад.

Согласно современным представлениям, главным планетарным процессом развития Земли является гравитационная дифференциация земного вещества. В результате этого процесса в центре планеты выделилось плотное железистое ядро, а в мантии возникли конвективные течения, являющиеся причиной дрейфа континентов и тектонической деятельности. На долю гравитационной дифференциации приходится 82% энергии, идущей на тектоническое развитие Земли, а на долю энергии распада радиоактивного вещества только 12% [50]. Очевидно, в догеологическую стадию развития Земли доминирующей была роль энергии лунных приливов. Благодаря чему планета постепенно прогревалась, и к началу архея произошло расплавление верхней мантии.

7.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Возраст Земли по новейшим данным с учетом результатов изучения метеоритов и лунных пород оценивается в 4,6 – 4,7 млрд лет. Возраст наиболее древних горных пород оценивается 3,8 млрд лет, этот отрезок времени рассматривается как геологическая стадия развития Земли и является объектом изучения исторической геологии. Геологическая стадия

обычно подразделяется на 2 основных этапа: *фанерозой*, включающий в себя три эры, общей продолжительностью около 570 млн лет и *криптозой*, обычно называемый *докембрием*, продолжавшийся более 3 млрд лет.

7.2.1. Докембрий

Докембрий охватывает около 85% общей длительности геологической истории Земли. В докембрии на планете возникли атмосфера и гидросфера, зародилась жизнь. Выходы пород докембрия занимают около 20% площади суши Земли, в них сосредоточено свыше 60% минеральных ресурсов: железные руды, уран, золото, никель, стройматериалы. Однако геологическая история Земли в докембрии изучена слабо; схема расчленения докембрия по сравнению с соответствующей схемой фанерозоя выглядит весьма примитивно.

Таблица 11

ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ

АКРО-ТЕМА	ЭОНОТЕМА (длительность в млн.лет)	ВОЗРАСТ МЛН.ЛЕТ	ЭРАТЕМА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ
ПРОТЕРОЗОЙ PR	ВЕРХНИЙ PR ₂ (1080)	650	РИФЕЙ	ВЕНДСКАЯ V	ВЕРХНИЙ V ₂
					НИЖНИЙ V ₁
	НИЖНИЙ (КАРЕЛИЙ) (850) PR ₁	1650	КАРЕЛИЙ	ВЕРХНИЙ PR ₁ ²	
				НИЖНИЙ PR ₁ ¹	
АРХЕЙ	ВЕРХНИЙ AR ₂ (650)	2500			
	НИЖНИЙ AR ₁ (400)				

Слабая изученность докембрийской истории Земли связана с особенностями докембрийских пород, обычно отличающихся высокой степенью метаморфизма. Условно выделено три стадии (фаии) регионального метаморфизма: *зеленосланцевая* (характерные минералы – хлорит, актинолит, эпидот), *амфиболитовая*, представленная гнейсами и кристаллическими сланцами, и *гранулитовая*, представленная гранатовыми

и гиперстеновыми гнейсами (гранулиты и чарнокиты). В отдельных случаях в результате глубокого изменения метаморфических пород они превращаются в граниты. Выявить первоначальный облик глубоко метаморфизованных докембрийских пород бывает очень трудно, а зачастую – невозможно. Большая часть докембрийских пород недоступна для фациального анализа. Высокая степень дислоцированности докембрийских толщ делает практически невозможным использование стратиграфического метода относительной геохронологии. Слабо применим палеонтологический метод, поскольку в докембрийских толщах органические остатки редки и имеют плохую сохранность. В последние годы широко применяются радиоактивные методы абсолютной геохронологии, но в силу глубокого метаморфизма докембрийских пород данные абсолютной геохронологии часто оказываются ненадежными. Сравнительно широко при изучении докембрийских толщ используется формационный анализ. К настоящему времени сравнительно подробно описаны рифейские и особенно вендские толщи; представления об архейском осадконакоплении напротив весьма схематичны и, по-видимому, малодостоверны.

Верхний докембрий вместе с фанерозоем рассматривается как платформенный этап развития земной коры – *неогей*; предшествующая часть геологической стадии истории Земли рассматривается как доплатформенный этап – *протогей*.

7.2.1.1. Протогей (архей и нижний протерозой)

Тектоническое развитие Земли на протяжении протогея

К началу архея на Земле не было ни платформ, ни геосинклиналей. Лишь к концу раннего архея на планете стал повсеместно господствовать эвгеосинклинальный режим; В.В. Белоусов предлагает рассматривать это время как *пангеосинклинальный* этап развития литосферы. В беломорскую складчатость (конец архея) начинаются процессы консолидации, в результате чего геосинклинальный режим сменяется на отдельных территориях протоплатформенным. По сравнению с типичными платформами, протоплатформы отличаются большей подвижностью, наличием интрузий, процессами складкообразования, протекавшими в ослабленном виде. Древнейшая протоплатформа сформировалась в Южной Африке около 2,8 млрд лет назад в середине позднего архея; на Алданском щите в конце позднего архея; в Карелии – в конце раннего протерозоя; в южной части Канадского щита – перед поздним протерозоем. Таким образом, верхний архей – нижний протерозой могут рассматриваться в качестве *протоплатформенного* этапа развития Земли.

Карельская складчатость, обусловившая сокращение площадей развития геосинклинального режима, обеспечила слияние протоплатформ, увеличив жёсткость земной коры на этих участках. Протоплатформы превращаются в платформы, на которых начинается формирование типичного платформенного чехла. Таким образом, в протогее выделяют 3 крупных эпохи складчатости (тектогенеза): *саамская* (конец раннего архея), *беломорская* (конец позднего архея) и *карельская* (ранний протерозой). К концу протогея сформировались Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, Таримская, Южно-Китайская, Северо-Американская платформы Северного полушария, а также Австралийская, Северо-Африканская, Южно-Африканская, Аравийская, Индийская, Южно-Американская, Антарктическая платформы Южного полушария.

Органический мир в архее и раннем протерозое

Находки органических остатков в архее единичны. Изотопные исследования углерода архейских отложений дают основание предполагать, что зарождение жизни на Земле произошло порядка 3,8 млрд лет назад. В породах с возрастом 3,7–3 млрд лет обнаружены остатки безъядерных организмов: бактерий, сине-зеленых водорослей цианобионт, спороморфных образований. Появление и значительное распространение на Земле цианобионт привело к изменению состава атмосферы: резко понизилось содержание углекислого газа и возросло содержание кислорода. В слоях с возрастом 2,6–2,8 млрд лет появляются древнейшие строматолиты – первые органогенные карбонатные постройки на Земле. В породах докембрия встречаются также акритархи – округлые микроскопические образования – остатки одноклеточных водорослей.

В конце раннего протерозоя в анаэробной обстановке тогдашних морей появляются железобактерии, которые, как и цианобионты, в процессе жизнедеятельности выделяли кислород. По мере накопления биомассы этих микроорганизмов увеличивалось выделение кислорода в воду, что способствовало осаждению железа из морской воды. В окислительной обстановке железобактерии существовать не могли и гибли. После этого среда становилась восстановительной, и осаждался кремнезём. В процессе чередования окислительной и восстановительной обстановок накапливались железистые кварциты – джеспилиты.

Формационный анализ и распространение пород протогея. Отложения протогея (архея и нижнего протерозоя), представленные метаморфическими породами, слагают фундамент древних платформ, а на поверхность выходят лишь в пределах щитов. Для архейских пород наиболее характерны образования высших стадий метаморфизма (гранулиты, чарнокиты, амфиболиты), образовавшиеся в большинстве случаев за счёт глубокого метаморфизма вулканитов; значительно реже

встречаются кремнистые сланцы и железистые кварциты, образовавшиеся за счет осадочных пород. Породы нижнего протерозоя представлены образованиями амфиболитовой и зеленокаменной стадий; среди них чаще встречаются типичные осадочные породы и в том числе такие специфические разности, как тиллиты и джеспилиты.

В Европе наиболее крупные выходы архея и нижнего протерозоя наблюдаются в пределах Балтийского и Украинского щитов. В пределах Балтийского щита нижний архей выделен в качестве *беломорской серии*, мощностью около 9 км, сложенной телами мигматитов, гранитоидов, чарнокитов, образовавшихся за счет глубокого преобразования песчаников и диабазов; возраст этих пород около 3,4 млрд лет. Верхний архей представлен породами спилит–кератофировой формации, общей мощностью около 6 км; возраст их составляет 2,7 млрд лет. Разрез нижнего протерозоя Карелии является эталонным, поэтому в России нижний протерозой иногда обозначается термином «карелий». *Карелий* подразделяется на 3 серии, каждая из которых в нижней части сложена осадочными толщами, а в верхней части – вулканогенными образованиями. Общая их мощность близка к 10 км. Формирование этой толщи, вероятно, закончилось около 1,6 млрд лет назад. Верхняя часть толщи доступна фациальному анализу: заметны косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, указывающие на формирование пород в условиях мелководного бассейна.

В Азиатской части России породы протогей развиты в пределах Алданского щита. Нижний архей выделен здесь в качестве алданской серии, сложенной телами гранулитов, амфиболитов, мраморов, кварцитов, общей мощностью около 6 км; в её составе наряду с амфиболитами, гнейсами встречаются железистые кварциты, метаморфизованные конгломераты, горизонты вулканитов. Породы нижнего протерозоя, представленные кварцитами, косослоистыми песчаниками со знаками ряби и трещинами усыхания, доломитами, конгломератами, объединены в составе удоканской серии общей мощностью около 13 км; от архейских толщ она отделена структурным несогласием, сформировавшимся в результате беломорской складчатости, обусловившей отмирание геосинклинального режима, существовавшего здесь в архейское время. Накопление нижнепротерозойских отложений удоканской серии происходило в условиях протоплатформенного режима.

В Африке выходы докембрия занимают 2/3 общей площади континента; наиболее детально они изучены на территории Южно-Африканской республики и Свазиленда. Здесь наблюдается наиболее полный разрез архея, представленного надсериями Свазиленд и Витватерсранд мощностью, соответственно, свыше 15 и свыше 10 км. Надсе-

рия Свазиленд является типично геосинклинальным образованием. Возраст надсерии определяется в 3 млрд лет. Вышележащая надсерия Витватерсранд отделена от надсерии Свазиленд поверхностью структурного несогласия, сформировавшегося в результате мощной складчатости, разделившей эпохи накопления этих двух надсерий. В результате этой складчатости геосинклинальный режим сменился протоплатформенным. Надсерия Витватерсранд, сложенная косослоистыми кварцитами с прослоями глинистых сланцев, золотоносными ураноносными конгломератами, является уже протоплатформенным образованием; это – древнейшее протоплатформенное образование, сформировавшееся около 2,6 млрд лет назад.

На территории Северной Америки породы протогея выходят на поверхность в пределах Канадского щита. Здесь архейские породы, общей мощностью около 16 км подразделяются на нижнюю (вулканогенно-терригенную) и верхнюю (терригенную) толщи, являющиеся типично геосинклинальным образованием. На архейских отложениях несогласно залегают нижнепротерозойские породы, объединенные в составе надсерии Гурон, протоплатформенный режим установился здесь в позднепротерозойское время. В верхах надсерии Гурон залегают мощные толщи тиллитов – свидетельство самого древнего на Земле оледенения, происходившего около 2 млрд лет назад. С археем Канадского щита связаны месторождения золота, никеля, кобальта, платины, меди, джеспилитов.

Физико-географические условия. Состав примитивной архейской атмосферы соответствовал составу газовых продуктов вулканических извержений (водяной пар, углекислота, азот, пары кислот HCl, HF, H₂S, аммиак, метан). Преобладала углекислота $\approx 99\%$, а свободный кислород практически отсутствовал до рубежа примерно 2,3–2,4 млрд лет, то есть до раннего протерозоя, когда основным его источником стал биогенный фотосинтез. Таким образом, за геологическую историю развития литосферы содержание кислорода закономерно увеличивалось: AR₂ – 5,5%, PR₁ – 12%, R–KZ – 18%. Одновременно происходило снижение содержания CO₂ от 42% в позднем архее до современного в кайнозое. Горячая бескислородная кислотная атмосфера обуславливала сильный парниковый эффект, который вызывался тем, что газовая оболочка планеты была более прозрачна для падающего на неё излучения Солнца, чем для отражённого излучения планеты и самой атмосферы. Инфракрасное излучение активно поглощается молекулами CO₂, SO₄, H₂O. В результате происходит разогрев самой атмосферы и подстилающей её твердой поверхности планеты. В течение всего архея на Земле господствовали условия горячего климата с повышенным давлением атмосферы. Приповерхностные температуры тогда достигали 100°C. Тем не ме-

нее вскипания океанов не было, так как давление достигало 4–4,5 атмосфер. (При таком давлении вскипание наступает при температуре 140–150°C). Температура океанских вод достигала 70–90°C, – естественно, гидросфера была агрессивной, минерализованной, содержащей сильные кислоты (Сорохтин, Ушаков, 1991). В результате взаимодействия с большим количеством щелочей горных пород состав воды постепенно приблизился к нейтральному (pH = 7).

Предполагается, что архей характеризовался интенсивным вулканизмом, продукты которого слагают до 40 % объема архейских пород. Незначительное распространение глинистых разностей указывает на сравнительно слабую контрастность архейского рельефа. В раннем протерозое вероятно формируются зоны высокогорного рельефа, где было развито горно–долинное оледенение, обусловившее формирование плохо сортированных грубообломочных пород – тиллитов, являющихся, очевидно, остатками древних морен.

Поздний архей и ранний протерозой явились эпохами накопления мощных толщ джеспилитов – железистых кварцитов, рассматриваемых в настоящее время как главная руда на железо. Предполагается, что формирование джеспилитов происходило в эпоху смены бескислородной атмосферы на кислородную. В результате сформировались своеобразные породы, характеризующиеся тонким чередованием железистых и кремнистых прослоев.

7.2.1.2. Поздний протерозой (рифей)

Рифей соответствует большей части верхнего протерозоя, за исключением наиболее поздней части последнего, выделяемой в качестве венда. Продолжительность рифея близка к 1 млрд лет (1650 – 600 млн лет). Строение земной коры в рифее характеризовалось четкой дифференциацией платформ и геосинклиналей. Как уже отмечалось выше, в рифее начался платформенный этап развития литосферы (рис. 212). Из геосинклиналей рифея следует отметить Грампианскую, Аппалачскую, Иннуитскую; Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Средиземноморский геосинклинальные пояса; геосинклинали Южной Америки и Африки.

В позднем рифее проявилась *байкальская складчатость*. В результате этой складчатости, значительная часть рифейских геосинклиналей была консолидирована. На большей части этих геоструктур в последующие геологические периоды вновь возобновились геосинклинальные условия. В отличие от толщ протогея, изученных в основном на щитах древних платформ, рифейские отложения достаточно детально изучены в геосинклинальных зонах, в пределах которых в это время формировались в

основном терригенные толщи. В пределах России эталонным разрезом рифея является разрез на западном склоне Южного Урала, где общая мощность рифейских толщ достигает 14 км. Рифейские толщи разделены здесь на три серии, каждая из которых соответствует определённому тектоническому циклу.



Рис. 212. Суперконтинент конца протерозоя (600 миллионов лет назад) [68]

В основаниях серий господствуют грубообломочные породы, а иногда и вулканиты, что указывает на высокую активность тектонических процессов. Верхние горизонты серий сложены глинистыми породами и карбонатами, характерными для эпох стабилизации. Эти породы интенсивно дислоцированы, но в силу сравнительно слабого метаморфизма, вполне доступны для фациального анализа. Установлено, что их накопление происходило в мелководном морском бассейне в условиях жаркого климата. Напряжённость тектонического режима Южного Урала в рифее была значительно меньше, чем в типичных геосинклиналях – этот тип режима выделен в качестве миогеосинклинального. Типично геосинклинальный – эвгеосинклинальный режим – в это время существовал в некоторых районах Тихоокеанского и Урало-Монгольского поясов, где наблюдался мощный вулканизм.

На территории платформ в рифейское время зонами интенсивного прогибания являлись приразломные прогибы линейного типа – *авлакогены*. Остальная территория характеризовалась отсутствием значительных вертикальных перемещений. Осадконакопление там либо имело весьма малую интенсивность, либо вообще отсутствовало. Широкое распространение имели в рифее красноцветные толщи, указывающие на

кислородный характер атмосферы. (В результате отсутствия растительного покрова, окисное железо при захоронении осадка не переходило в закисную форму). На территории Русской плиты рифейские авлакогены окаймляли с юго-востока Балтийский щит. Нижнерифейские толщи здесь характеризуются наличием грубообломочных пород и вулканитов, в верхнем рифее преобладают мелко–тонкообломочные породы и карбонаты.

Тектоническая жизнь рифея характеризовалась широким распространением байкальской складчатости и образованием *байкалид*. На некоторых территориях, вошедших позднее в состав платформ, консолидация носила окончательный характер. Это, в частности, северо-восточная окраина Восточно-Европейской платформы, Прибайкалье и Забайкалье – окраины Сибирской платформы, значительные территории в пределах современного Китая, Африканского и Южно-Американского континентов. В результате байкальской складчатости кое-где сформировались зоны высокогорного рельефа, характеризовавшиеся развитием оледенения. Постбайкальское оледенение наибольшее распространение получило в пределах Гондваны.

Органический мир рифея характеризовался широким развитием синезеленых водорослей цианобионт, следами илоедов и копролитами многоклеточных. Результаты жизнедеятельности этих организмов – тонкофигурнослоистые образования строматолиты – часто встречаются в рифейских известняках и доломитах (рис. 3). На основе строматолитов производится расчленение и корреляция рифейских толщ, хотя, по мнению многих учёных, полученные таким образом данные имеют малую степень надёжности.

Венд

В действующей стратиграфической схеме венд определён в ранге системы. Стратотип его находится на территории Прибалтики. Вендское время в истории Земли выделяется как эпоха массового развития бесскелетных организмов и *лапландского* оледенения [52]. Органический мир венда характеризуется широким развитием своеобразных многоклеточных бесскелетных морских организмов, известных под названием *эдиакарская фауна* (по руднику Эдиакар в Австралии, где впервые найдено большое количество её представителей). В 70-е и 80-е годы XX века богатые местонахождения аналогичных органических остатков были обнаружены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах. На основе изучения этих материалов Б.С. Соколов выделил вендский период продолжительностью около 80 млн лет, рассматривая его как последнее подразделение позднепротерозойского эона (Соколов, 1984).

Структуры земной коры и осадконакопление в вендском периоде.

Отложения венда известны на всех платформах, особенно на древних – Восточно-Европейской и Сибирской. В пределах Восточно-Европейской платформы общая мощность вендских отложений достигает 1,0–1,5 км, на Сибирской – до 800 м.

Нижневендские отложения развиты в тех же районах, где и породы верхнего рифея, то есть преимущественно в авлакогенах. Активная жизнь авлакогенов подтверждается и вулканизмом этого времени, происходившим по ограничивающим их разломам. Широкое площадное распространение верхневендских отложений указывает на отмирание авлакогенов и переход к плитной стадии развития платформ. Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы характеризовались накоплением существенно терригенных толщ, а Сибирская и Китайская – существенно карбонатных. В вендское время на платформах впервые в истории Земли накапливаются гипсосолёные формации. Наибольшее распространение они получили в пределах Гондваны.

Отложения венда имеют значительное распространение также и в горно-складчатых сооружениях, где их иногда бывает трудно отличить от отложений рифея и кембрия. В настоящее время эти толщи описаны в Урало-Монгольском и Средиземноморском геосинклинальных поясах, а также в – Аппалачской и Иннуитской геосинклиналях. На всех этих территориях происходили подводные излияния лав. Наземный вулканизм в это время наблюдался на Аравийском полуострове, а также в Сахаре, характеризовавшихся в это время горным рельефом. В складчатых областях отложения венда – терригенные формации орогенного типа (конгломерато-песчаные толщи). Метаморфизм зональный, не выше зеленосланцевой фации.

Органический мир вендского периода. Характерной особенностью вендской фауны является господство радиально-симметричных дисковидных форм, имеющих ничтожное распространение в современном органическом мире: к ним принадлежат менее 1% современных видов. По типу симметрии вендские организмы подразделяются на три группы: циклозоа – характеризуются осью симметрии бесконечно большого порядка и концентрическим строением тела. Их рост осуществлялся простым прибавлением концентрических колец. Питание состояло в пассивном улавливании органического детрита. Представители второй группы: инордозои – имели радиально-лучистое строение, несколько напоминая современных медуз. В процессе их роста увеличивался порядок симметрии за счет появления новых радиальных структур. Третья группа, характеризовавшаяся наиболее высоким уровнем организации, имела стабильный порядок симметрии.

Это были трех- и четырехлучевые формы, которые, возможно, являлись отдаленными предками медуз (рис. 213).

Двусторонняя симметрия, присущая подавляющему большинству современных видов, в вендское время имело ограниченное распространение (менее 30% от общего числа вендских форм). Двусторонние симметричные животные венда значительно отличались от современных характером роста, симметрией и особым сочетанием признаков. Например, у одних форм идентичные элементы правой и левой сторон тела были сдвинуты друг относительно друга, у других – голова напоминала головной щит трилобита, а тело имело характерные признаки кольчатых червей. К петалонамам отнесены животные, имевшие форму ладьи или ковша. Особую группу вендской фауны составляли колониальные животные, несколько напоминавшие по форме колонии современных мягких кораллов.



Рис. 213. Мякотелые животные Эдиакара: 1 – медузообразные формы, 2 – диксонии, 3 – сприггины, 4 – харниодиск, 5 – рангея, 6 – птеридиний, 7 – трибрахий [4]

Одна из особенностей строения тела представителей вендской фауны состояла в том, что за счет листообразного или ленточного облика они обладали достаточно большой поверхностью при сравнительно малом объеме. Предполагается, что он увеличивает возможности поверхностного об-

мена веществ, обеспечивая не только дыхание и выделение, но и питание. У дикинсоний, достигавших в длину 1 м, например, отсутствовало ротовое отверстие, поскольку растворенное в воде органическое вещество поглощалось непосредственно через поверхность тела.

Особенности строения представителей вендской фауны благоприятствовали развитию в них симбиотических фотосинтезирующих водорослей. Наличие водорослей – симбионтов отмечено у современных кишечнорастных, плоских червей и моллюсков. Симбиотические водоросли, обитавшие в тканях вендских животных, обеспечивали их независимость от внешних источников питания, снабжали кислородом и утилизировали значительную часть продуктов жизнедеятельности, выполняя функции органов пищеварения, дыхания и выделения. Таким образом, вендских животных можно рассматривать как замкнутые экосистемы, освобожденные от необходимости эволюционировать за счет развития сложных органов передвижения, захвата пищи, пищеварения, дыхания. Этим животным не угрожала конкуренция из-за ресурсов питания. Препятствием для их процветания могли быть хищники, но большинство исследователей считает, что хищные формы в составе вендской фауны не играли заметной роли или вообще отсутствовали.

Палеогеографическая обстановка. Венд считается эпохой крупного материкового оледенения, приведшего к глобальной регрессии. Морские и континентальные тиллиты этого возраста сохранились в Скандинавии, в Белоруссии, в Тянь-Шане, Китае, Африке и Австралии. Состав этих отложений свидетельствует, что оледенение на континенте носило покровный характер, а также обширные участки морей были покрыты ледниковым панцирем. Причиной вендского лапландского оледенения считают снижение концентрации углекислого газа в атмосфере, существенно уменьшившее парниковый эффект.

Во второй половине венда ландшафтно-климатические условия меняются. Значительное потепление приводит к таянию ледников и повышению уровня Мирового океана. Начинаются трансгрессии на платформы: на Восточно-Европейской и Сибирской они обширные, на Северо-Американской и Австралийской – локальные. Об этом свидетельствуют карбонатно-терригенные и карбонатно-эвапоритовые отложения верхневендского возраста.

Местонахождения вендской фауны обнаружены на всех материках кроме Южной Америки и Антарктиды. При широком распространении по латерали эта фауна отличалась значительной однородностью: фаунистические комплексы Прибалтики и Австралии весьма близки по видовому составу. Таким образом, предполагается, что материки, удаленные в настоящее время друг от друга на тысячи километров, в вендском пе-

риоде были сближены, располагаясь в низких широтах (рис. 212). Их затопленные морем окраины, где обитала вендская фауна, характеризовались сходными экологическими обстановками.

Полезные ископаемые докембрия. С докембрием связаны в первую очередь рудные месторождения: 90% запасов железа и титана, 70% золота, урана, никеля, 25% меди и марганца. Большая часть докембрийских месторождений железа представлена железистыми кварцитами (джеспилитами). Сюда относят месторождения Курской магнитной аномалии, Кривого Рога, Кременчуга, Бразилии, США, Канады, Индии и т.д. С верхнеархейскими конгломератами связаны месторождения золота и урана; ЮАР (Витватерсранд), Канада (Блайнд-Ривер). В России докембрийское золото известно в Кузнецком Алатау, на Енисейском кряже. С интрузиями основного состава связаны комплексные руды никеля, кобальта, меди и платины (Канада, Африка). С докембрием связаны медистые песчаники Удокана. Три четверти запасов марганца связано с докембрийскими толщами.

Кроме того, 100 % слюд (мусковита и флогопита) добывают из пород докембрия. Существуют многочисленные докембрийские месторождения графита. Самая древняя нефть – вендского возраста, найдена по реке Лене на Сибирской платформе.

7.2.2. Фанерозойский эон (эонотема)

7.2.2.1. Палеозойская эра (эратема)

Это новый крупный этап в развитии земной коры, длительностью ~ 570 млн лет. Фанерозой включает в себя три эры: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. Отложения фанерозоя не испытали таких мощных процессов метаморфизма и складкообразования, как породы докембрия, поэтому наряду с непалеонтологическими методами для их исследования широко применяются методы биостратиграфии.

Палеозойская эра (эра древней жизни) продолжалась ~ 330 млн лет. Это самая продолжительная эра, в её состав входят шесть периодов: *кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный, пермский*. На геологических картах нашей страны принято трехчленное деление палеозойской эратемы, хотя в настоящее время все больше исследователей склоняются к необходимости двучленного деления палеозоя. По развитию органического мира на протяжении эры намечается два кардинально различных этапа. Первый этап морской, включает в себя кембрий, ордовик и силур, когда вся жизнь на Земле была сосредоточена на дне мелководных морей (расцвет беспозвоночной фауны).

Таблица 12

Палеозойская PZ	Пермская (пермский) P	Татарский P ₃ (татарская)	Вятский Северодвинский	P _{3v} P _{3s}	251
		Биармийский P ₂ (биармийская)	Уржумский Казанский	P _{2ur} P _{2kz}	265,8
		Приуральский P ₁ (приуральская)	Уфимский	P _{1u}	270,6
			Кунгурский	P _{1k}	
	Артинский		P _{1ar}		
	Сакмарский		P _{1s}		
	Ассельский	P _{1a}	295		
	Каменноугольная (каменноугольный) C	Верхний C ₃ (поздняя)	Гжельский Касимовский	C _{3g} C _{3k}	300
		Средний C ₂ (средняя)	Московский Башкирский	C _{2m} C _{2b}	318,1
		Нижний C ₁ (ранняя)	Серпуховский	C _{1s}	
			Визейский	C _{1v}	
	Девонская (девонский) D	Нижний D ₁ (ранняя)	Турнейский	C _{1t}	360
			Фаменский	D _{3fm}	
			Франский	D _{3f}	382
			Живетский	D _{2g}	
	Силурийская (силурийский) S	Нижний S ₁ (ранняя)	Эйфельский	D _{2ef}	392
			Эмский	D _{1e}	
			Пражский	D _{1p}	
			Лохковский	D _{1l}	418
	Ордовикская (ордовикский) O	Верхний S ₂ (поздняя)	Пржидольский Лудловский	S _{2p} S _{2ld}	424
		Нижний S ₁ (ранняя)	Венлокский	S _{1w}	
			Лландоверийский	S _{1l}	443
			Верхний O ₃ (поздняя)	Ашгиллский Карадокский	O _{3aš} O _{3k}
Кембрийская (кембрийский) €	Средний O ₂ (средняя)		Лланвирнский Верхнеаренигский	O _{2l} O _{2a}	490
	Нижний O ₁ (ранняя)	Нижнеаренигский	O _{1a}		
		Тремадокский	O _{1t}	490	
		Батырбайский	€ _{3bt}		
Аксайский		€ _{3ak}			
Кембрийская (кембрийский) €	Верхний € ₃ (поздняя)	Сакский	€ _{3s}		
	Нижний € ₁ (ранняя)	Аюсокканский	€ _{3as}		
		Майский	€ _{2m}	500	
		Амгинский	€ _{2am}		
Тойонский		€ _{1tn}	509		
Кембрийская (кембрийский) €	Средний € ₂ (средняя)	Ботомский	€ _{1b}		
	Нижний € ₁ (ранняя)	Атдабанский	€ _{1at}		
		Томмотский	€ _{1t}		

Второй этап – освоение континентальной суши органическим миром. К нему относят девонский, каменноугольный и пермский периоды. Проявление каледонского цикла тектогенеза и, вызванная им, «великая» регрессия инициировали мощную экспансию растительного мира на континент. Появление наземных растений обеспечило неограниченные возможности питания для животного мира, который также стал захваты-

вать новые экологические ниши. Это было крупное событие в развитии органического мира Земли. Таким образом, с точки зрения авторов, является вполне обоснованным деление палеозоя на ранний (нижний) и поздний (верхний) этапы (табл. 5).

7.2.2.1.1. Ранний (нижний) палеозой

Структура земной коры и тектонические движения. К началу раннего палеозоя на Земле существовало пять кратонов: Северо-Американский, Восточно-Европейский, Сибирский, Китайский – на севере; и Гондвана – гигантский материк – на юге. Между платформами простирались огромные геосинклинальные пояса: Атлантический, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Арктический, характеризовавшиеся господством геосинклинальных условий и активно прогибавшиеся.

В кембрийском периоде завершается байкальский цикл тектогенеза. По периферии древних платформ возникают складчатые структуры, байкалиды. Наиболее активно процессы складкообразования проявились в Урало-Монгольском и Тихоокеанском поясах. В конце кембрия начинается каледонский цикл тектогенеза (его ранняя салаирская фаза), наиболее полно проявившаяся в Алтае-Саянской области Урало-Монгольского пояса. Во время проявления поздней, собственно каледонской, фазы многие древние геосинклинали превратились в складчатые сооружения – каледониды.

Образование Восточно-Гренландской и Грампианской складчатых систем спаяло воедино Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы. Образовался единый материк – Лавренция (Северо-Атлантический блок).

Органический мир раннего палеозоя и экологический кризис на венд-кембрийском рубеже. Начало кембрийскому периоду положил поразительной силы эволюционный взрыв, в ходе которого впервые появились представители большинства групп скелетной фауны, известных современной науке. Кембрийский эволюционный взрыв – одна из величайших загадок в истории развития жизни на Земле. Понадобилось 2,5 млрд лет, чтобы прокариоты развились в более сложные эукариотные клетки, и ещё 700 млн лет, чтобы возникли первые многоклеточные организмы. А затем всего за 100 млн лет мир оказался заселённым невероятным разнообразием многоклеточных животных с минеральным скелетом. Раннекембрийский фаунистический комплекс отличался от вендской фауны, прежде всего, наличием этого скелета, выполнявшего, в основном, защитные функции, поскольку в это время уже значительное распространение имели хищники. В раннекембрийскую эпоху появились все типы и большинство классов беспозвоночных, распространенных в фанерозое: радиолярии, фо-

раминиферы, губки, беззамковые и замковые брахиоподы, двустворчатые, брюхоногие и головоногие моллюски, остракоды. Из вымерших к настоящему моменту групп, широчайшее распространение имели трилобиты и археоциаты – основные рифостроители своего времени (рис. 214).

В целом, по многим показателям морская фауна кембрия больше отличалась от ранневендской, чем от современной фауны, хотя разница

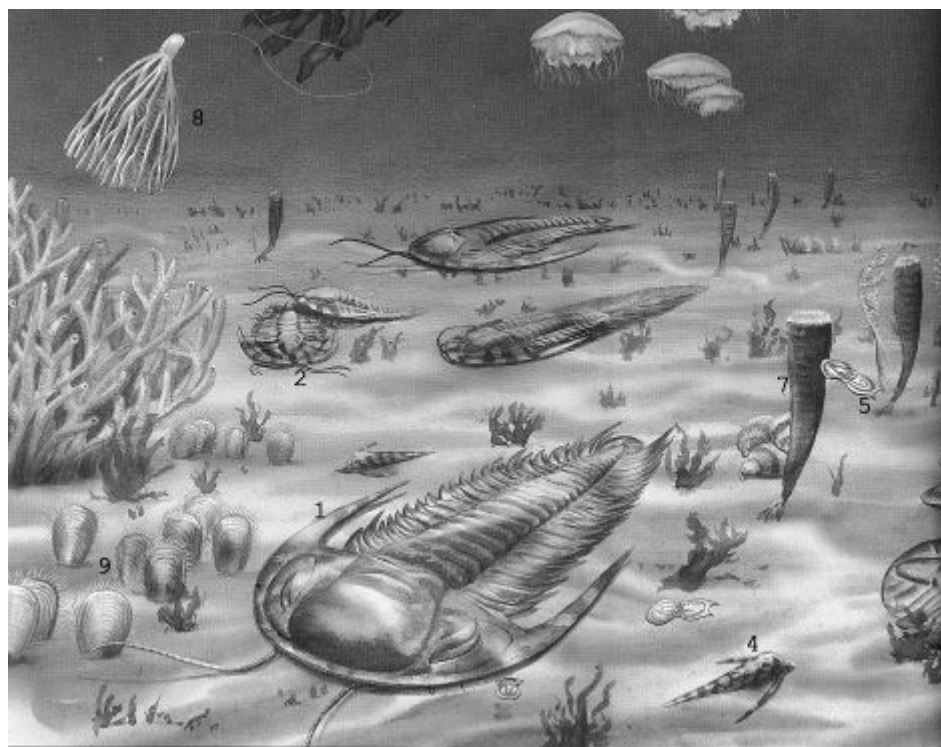


Рис. 214. Реконструкция морского дна на мелководье позднего кембрия. Трилобиты: парадоксид (1), баилиелла (2), соленоплевра (3), гиолит (4), агностус (5). Морские перья (6), археоциаты (7), плавучие граптолиты (8) (диктионемы), древние брахиоподы {лингулелла} (9) и биллингселла (10) [4]

во времени в первом случае составляет около 50 млн лет, а во втором – около 500 млн лет.

Из большого числа гипотез о причинах кардинального обновления органического мира на венд-кембрийском рубеже наибольшее распространение получила «кислородная». Согласно «кислородной» гипотезе, впервые высказанной американскими физиками Беркнером и Маршаллом в 1965 году, причиной раннекембрийского «эволюционного взрыва» явилось резкое изменение газового состава атмосферы и океанических вод. Предполагается, что первичные формы жизни появились на Земле уже в раннем архее, в силу низкого содержания кислорода в атмосфере Земли, темп эволюции был чрезвычайно замедленным. Лишь в начале протерозоя в результате фотосинтеза одноклеточных водорослей содер-

жание кислорода в атмосфере достигло 1 %, что сделало возможным появление многоклеточных водорослей. В начале кембрия содержание кислорода в атмосфере еще более возросло, приблизившись к современному, соответственно, возросли темпы эволюции органического мира. Возможно, в это время сформировался озоновый слой, защищающий органический мир от жесткого излучения из космоса.

«Кислородная» гипотеза подтверждается данными американского ученого Кнолля (1994), установившего, что в породах кембрия содержание углерода C_{12} значительно ниже, чем в породах позднего докембрия. Такой «углеродный» скачок должен был сопровождаться «кислородным» скачком – резким увеличением содержания кислорода в атмосфере. По мнению американского геолога Мура, причиной убыли C_{12} явились перемещения литосферных плит, происшедшие в самый канун кембрийского периода и образование суперконтинента (рис. 213). В результате этих перемещений резко понизилась циркуляция воды в океанах, так что огромные массы водорослей оставались на дне, не подвергаясь гниению. Тем самым углерод выходил из круговорота, позволяя кислороду накапливаться в атмосфере. Столь значительная перестройка среды обитания могла вызвать ускоренное вымирание многих групп органического мира, обусловив, таким образом, его скачкообразное обновление.

Рис. 215. Реконструкция ордовикско-силурийского моря. Широкое развитие кораллов (табулят и ругоз), иглокожих, трилобитов, брахиопод. Появление головоногих моллюсков (наутилоидей). [4]



Ускорению эволюции в начале раннего кембрия способствовало и появление хищников. Последнее событие, возможно, обусловлено «кислородным скачком», активизировавшим обмен веществ в организмах и увеличившим тем самым их потребность в пище, в силу чего часть животного мира могла перейти к хищному образу жизни. В результате появления хищников основным направлением эволюции стала выработка средства защиты, которым явился внешний скелет.

Органический мир ордовикского периода был по-прежнему сосредоточен в морях и океанах, причем разнообразие его многократно возросло. Появляются кораллы (табулятоморфы и ругозы) – это новые мощные рифостроители, пришедшие на смену вымершим в середине кембрия археоциатам. Возникают новые типы животных, в первую очередь это были иглокожие (морские пузыри и морские лилии) – неотъемлемые члены биоценозов ордовикско–силурийских морей (рис. 215). Повсеместно распространяются головоногие моллюски (цефалоподы), которые становятся главными врагами трилобитов, по-прежнему населявших всё придонное пространство. Увеличивается разнообразие видов фораминифер, брахиопод, двустворчатых моллюсков. В приповерхностных водах обитают

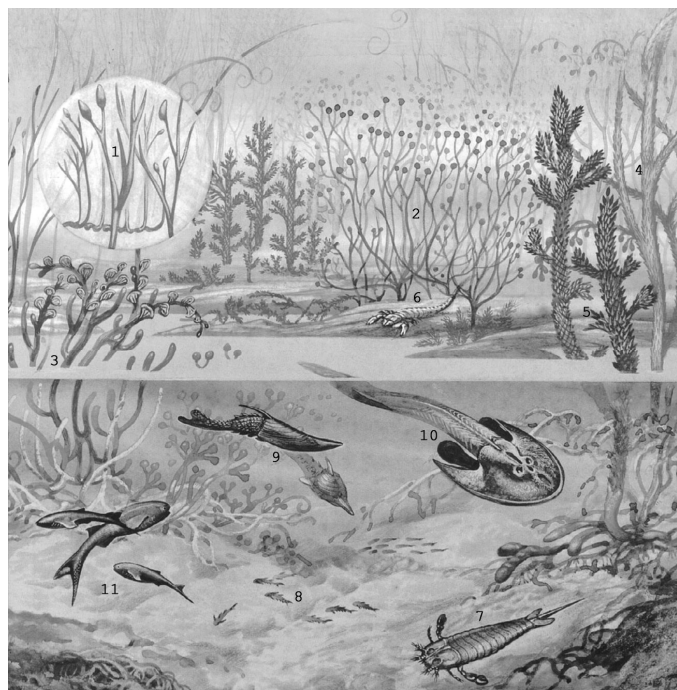


Рис. 216. Реконструкция прибрежного ландшафта раннего девона. Появление и распространение наземных растений: 1 – риния, 2 – куксония, 3 – зостерофиллум, 4 – псилофитон, 5 – астероксилон.

граптолиты (полухордовые), расцвет которых наступил в ордовике, а уже к концу силура они полностью вымирают.

В силурийских морях появляются бесчелюстные панцирные рыбы, а в лагунах – гигантские, хищные ракоскорпионы. К концу силура появляются первые челюстные рыбы (рис. 216).

Растительный мир ордовика и силура представлен одноклеточными и многоклеточными водорослями. В конце силура в ходе регрессии морей они дают начало флоре риниофит (псилофитов) – первых наземных растений на планете. Появление наземной флоры было настоящей революцией в органическом мире и дало начало новому этапу в его развитии.

7.2.2.1.2. Поздний (верхний) палеозой

Поздний палеозой как естественный этап развития Земли К позднему палеозою, согласно принятой нами схеме двухчленного деления палеозойской эры, относятся девонский, каменноугольный и пермский периоды. В такой трактовке позднего палеозоя продолжительность его составляет 160 млн лет, из которых 48 млн лет приходится на девонский период, 74 млн лет – на каменноугольный, 38 млн лет – на пермский.

Поздний палеозой – это эпоха появления и развития наземной флоры, оказавшей огромное влияние на последующее развитие органического мира и географической оболочки земного шара в целом. Конец позднего палеозоя – позднепермская эпоха – ознаменовался массовым вымиранием значительной части палеозойской биоты, вероятно, вызванным каким-то существенным изменением окружающей среды. Таким образом, поздний палеозой – это естественный этап геологического развития Земли. В северном полушарии в это время происходило последовательное разрастание платформ, обеспечившее их объединение в гигантский суперматерик, – Лавразию (рис. 217).

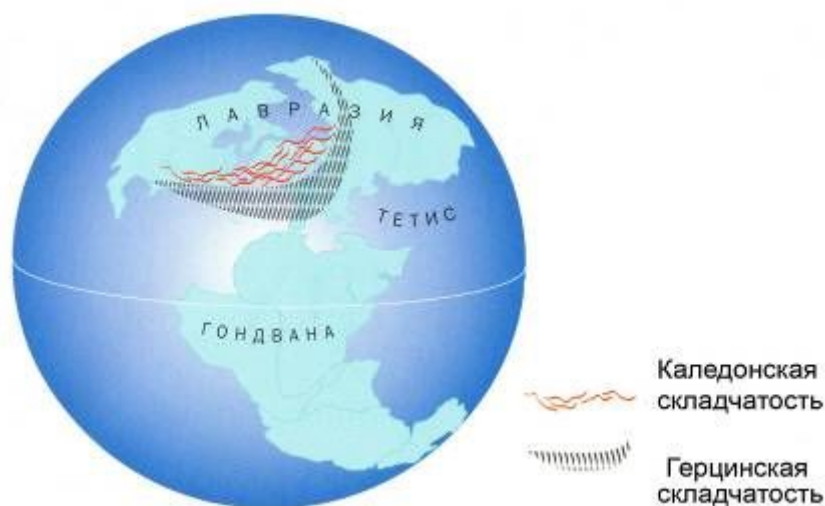


Рис. 217. Образование Лавразии и Гондваны, разделенных океаном Тетис. (410 - 330 млн лет назад) [68]

В южном полушарии продолжалось развитие суперматерика – Гондваны. В конце палеозоя, по мнению многих ученых, Лавразия и Гондвана объединились, образовав единый материк Пангею (рис. 221).

Структура земной коры и палеогеография. На платформах и в областях каледонской складчатости начало позднего палеозоя – *ранне-девонская эпоха* – характеризовалось активизацией блоковых движений при общей тенденции к поднятию. Платформы представляли собой высоко поднятую сушу, в пределах которой на сравнительно небольших участках накапливались континентальные, преимущественно красноцветные отложения. В областях каледонской складчатости осадконакопление сосредотачивалось в межгорных впадинах, причем, наряду с терригенными толщами, значительное распространение и мощность имели вулканиты.

Именно такая картина наблюдалась на территории крупнейшей платформы северного полушария – Лавренции, включавшей в себя Восточно-Европейскую и Северо-Американскую платформы, а также каледониды Грампианской геосинклинали, игравшие роль «моста», соединявшего эти платформы. На платформах трансгрессивные (морские) и регрессивные (континентальные) отложения чередовались на протяжении всего верхнего палеозоя. На территории грампианских каледонид наиболее крупная межгорная впадина сформировалась в современной Шотландии, где накопление красноцветных терригенно-вулканогенных толщ – «древнего красного песчаника» – продолжалось в течение большей части девонского периода. Аналогичные толщи известны среди каледонид Гренландии, Скандинавского полуострова, островов Шпицберген.

В карбоне в пределах Лавренции восточные и западные области развивались несколько по-разному. На востоке в пределах Восточно-Европейской платформы в течение каменноугольного периода преобладал морской режим, и накапливались существенно карбонатные толщи. На западе, в пределах Северо-Американской платформы, уже во второй половине каменноугольного периода установился континентальный режим, и в широких масштабах проходило угленакопление. На южной окраине каледонид Грампианской геосинклинали вдоль границы с формирующимися герцинидами в среднекаменноугольное время сформировался передовой прогиб, к которому приурочено большинство угольных бассейнов Западной и Центральной Европы. К концу каменноугольного периода к Лавренции присоединились северные окраины Средиземноморского геосинклинального пояса, превратившиеся в результате герцинской складчатости в горные сооружения – герцениды.

На Сибирской платформе раннедевонская регрессия в течение среднедевонской эпохи сменилась трансгрессией, достигшей максимума в позднедевонское время и закончившейся в начале каменноугольного периода. Здесь широкое распространение имели бассейны с повышенной соленостью, характеризовавшиеся накоплением гипсо-соленосных толщ. На территории Китайской платформы на силурийско–девонском рубеже произошла мощная активизация тектонического режима, в результате чего континентальные осадки раннедевонской эпохи отделены от нижележащих толщ поверхностью несогласия. В среднепозднедевонское время здесь также происходила трансгрессия девонского моря. В начале *каменноугольного периода* на этих платформах Северного полушария в основном сохранялся морской режим, сформировавшийся во второй половине девона. На их окраинах вдоль границ с формирующимися горно-складчатыми сооружениями закладываются передовые прогибы. В них формируются угленосные и отчасти нефтегазоносные толщи. Углеобразование происходило и в межгорных впадинах. На территории Сибирской платформы в течение каменноугольного периода преобладал континентальный режим и происходило угленакпление. Китайская платформа в раннекаменноугольное время характеризовалась господством наземных условий. В *пермское время* на восточной окраине Лавразии в пределах Сибирской платформы главной областью осадконакопления являлась Тунгусская синеклиза. Нижнепермские осадки, как и позднекаменноугольные, представлены угленосной толщей паралического типа. В позднепермское время в условиях тектономагматической активизации начинается формирование существенно вулканитовой трапповой формации. Тунгусская синеклиза покрывается щитом, сложенным лавами и туфами основного, иногда ультраосновного состава. В пределах Алтае-Саянской области интенсивным осадконакоплением характеризовался Кузнецкий прогиб, где отложились угленосные толщи общей мощностью 4–6 км. На Китайской платформе нижнепермские осадки представлены угленосной толщей, а верхнепермские – красноцветными гипсо-соленосными отложениями.

В пределах Гондваны в течение девонского периода преобладали процессы денудации. Трансгрессия проявилась лишь на территории Южной Америки, причем, в отличие от платформ Северного полушария, она произошла не во второй, а в первой половине девонского периода. В течение каменноугольного периода денудационные процессы преобладали над осадконакоплением. Позднекаменноугольная эпоха ознаменовалась оледенением Гондваны. Ледниковые отложения – тиллиты, обнаруженные в Центральной Африке, на Мадагаскаре, Индостане, в Австралии и Южной Америке, характеризуются значительным сходством. Предполагается, что

эти территории, разделенные в настоящее время многими тысячами километров, в течение позднекаменноугольной эпохи находились в непосредственной близости друг от друга.

В пермском периоде завершилась консолидация Урало-Монгольского геосинклинального пояса, в результате чего Сибирская и Китайская платформы соединились с Лавренцией. В итоге в Северном полушарии образовался гигантский массив земной коры континентального типа – Лавразия (рис. 218). В Южном полушарии продолжала свое существование Гондвана, хотя в самом конце периода начался процесс ее дробления. Предполагается, что в конце перми Лавразия и Гондвана сомкнулись, образовав Пангею.

Геосинклинальные пояса в позднепалеозойское время испытали процессы горо-складкообразования, выделяемые в качестве герцинского тектогенеза. В течение девонского периода, характеризовавшегося активизацией тектонических процессов на платформах и в областях каледонской складчатости, в геосинклинальных зонах интенсивных процессов горо- и складкообразования почти не происходило. Только в позднедевонское время складкообразовательные движения проявились на территории северо-западной Франции и в пределах Южных Аппалачей. В конце раннего карбона складкообразовательные движения проявились на северной окраине Средиземноморского геосинклинального пояса, в результате чего большая часть современной Европы, кроме южной окраины, превратилась в горно-складчатое сооружение. Складкообразовательные движения происходили в это время и на территории Урало-Монгольского геосинклинального пояса; окончательная его консолидация произошла в раннепермское время, после чего Сибирская и Китайская платформы оказались объединенными с Лавренцией в составе Лавразии. В раннепермское время завершилось формирование горно-складчатого сооружения в пределах Южных Аппалачей. Вдоль его границы с Северо-Американской платформой сформировался передовой прогиб, характеризовавшийся интенсивным угленакоплением.

Органический мир и эволюция ландшафтов. Гигантские перестройки земной коры, происходившие в течение позднего палеозоя, оказывали существенное воздействие на эволюцию органического мира. В результате позднесилурийско-раннедевонской регрессии освободились от моря обширные территории шельфа. В самом конце силурийского периода на этих территориях появились первые представители наземных растений – риниофиты (псилофиты), размножавшиеся спорами. В раннедевонское время риниофиты, продвигаясь в глубь континента, распространяются на всей территории Лавренции; таким образом, в раннедевонское время впервые сформировалась наземная раститель-

ность. К началу среднедевонской эпохи риниофиты вымирают. В среднедевонское время появляются членистостебельные и плауновидные растения, в это время образуются древнейшие ископаемые угли. Одно из нескольких известных на Земле месторождений девонских углей находится на территории Кемеровской области в окрестностях пос. Барзас. В позднедевонскую эпоху широкое распространение получили папоротники, среди которых были гигантские древовидные формы. На границе девонского и каменноугольного периодов, видимо, появились первые семенные папоротники (птеридоспермиды), размножавшиеся не спорами, а семенами.

В каменноугольном периоде продолжалось быстрое развитие наземной растительности: возросло видовое разнообразие, многократно увеличилась биомасса (рис. 189). В начале периода появились голосеменные растения: высокие деревья – кордаиты, а на границе с пермским периодом – хвойные и гинкговые.

В середине каменноугольного периода наземная растительность, ранее однородная по видовому составу, разделилась на три флористических комплекса, соответствующих трем палеофлористическим провинциям. Вестфальская провинция располагалась в тропической зоне. Произраставшие в её пределах деревья не имели годичных колец; для них были характерны крупные листья и многочисленные воздушные корни. Широкое распространение имели лианоподобные растения. Тунгусская провинция соответствовала северной зоне умеренного климата. Здесь широкое распространение получили кордаиты, характеризовавшиеся четко выраженной годичной слоистостью древесины. Область умеренно холодного климата, характеризовавшаяся произрастанием мелких папоротников, занимала большую часть территории Гондваны. Формирование этой палеофлористической провинции связано с оледенением Гондванского материка в течение позднекаменноугольной эпохи. Огромные запасы каменного угля, заключенные в отложениях каменноугольной системы, позволяют предполагать гигантскую величину биомассы наземной растительности этого периода. Предполагается, что характерными ландшафтами каменноугольного периода являются низменные заболоченные равнины, покрытые пышной древовидной растительностью (рис. 189). В раннепермское время продолжалось увеличение видового разнообразия наземной растительности. В это время продолжали развитие зародившиеся в каменноугольном периоде палеофлористические провинции.

В самом конце раннепермской эпохи видовое разнообразие наземной растительности резко снижается (рис. 220). Этот процесс начался в пределах тропической палеофлористической провинции и к концу позднепермской эпохи распространился на всю территорию Лавразии. Например, в верхне-

пермских отложениях Приуралья обнаружены представители лишь 1–2 родов плауновых. На Гондване перестройка растительных ассоциаций происходила на 5–10 млн лет позднее – на границе раннего и среднего триаса. Резкое снижение видового разнообразия наземной флоры в течение позднепермско-раннетриасового интервала геологического времени рассматривается как одно из проявлений экологического кризиса, разразившегося на рубеже палеозойской и мезозойской эр.



Рис. 218. Самое древнее земноводное – акантостега, считается предком всех четвероногих животных [68]

Появление и развитие наземной растительности сделало возможным сравнительно быстрое распространение наземной фауны. Во второй половине девонского периода некоторые представители рыб, проникшие во внутриконтинентальные водоемы, приспосабливаются к более или менее длительному существованию в субаэральных условиях. За счет их эволюции к концу девонского периода появляются представители нового класса позвоночных – земноводные (рис. 218). Они достигали в длину нескольких метров и обладали уплощенным костным головным щитом, чем объясняется их название – стегоцефалы (плоскоголовые).

Примерно в это же время появляются и получают широкое распространение представители класса насекомых. В последующие геологические периоды насекомые играли важную роль в разложении органических остатков и образовании почвенного слоя. В каменноугольном периоде появились первые представители класса рептилий – котилозавры.

В пермском периоде рептилии подразделяются на травоядные и хищные формы. Последние (звероящеры) рассматриваются как возможные предки класса млекопитающих.

Морская фауна позднего палеозоя в целом характеризовалась значительным сходством с раннепалеозойской. В девонском периоде эпоху расцвета переживали появившиеся в ордовикское время замковые брахиоподы, кораллы (табуляты и ругозы), морские лилии (криноидеи), мшанки. Усилилось разнообразие типа моллюсков; широкое распространение получили брюхоногие, двустворчатые и головоногие моллюски. В составе класса ракообразных появились мелкие формы – остракоды. Из позвоночных в девонское время господствующее положение занимали представители класса рыб, интенсивно проникавшие во внутриконтинентальные водоемы. Интересно отметить, что один представитель девонских рыб – латимерия – сохранился без заметных изменений до настоящего времени в глубинах Индийского океана. По-видимому, это объясняется тем, что экологическая ниша латимерии существенно не изменилась за 400 млн лет, прошедших с начала девонского периода.

В каменноугольном периоде в составе морской фауны беспозвоночных господствующее положение по-прежнему занимали брахиоподы, табуляты, ругозы, моллюски, криноидеи, мшанки. Но видовое разнообразие табулят и отчасти брахиопод заметно уменьшилось. Широкое распространение получила в это время одна из групп простейших – фораминиферы, представители которой в последующие геологические периоды нередко выступали в качестве породообразующего материала. Фораминиферовые илы играют заметную роль среди океанических осадков и в настоящее время. Из древних фаунистических групп в начале каменноугольного периода полностью вымерли граптолиты, а в конце – оказались на грани вымирания трилобиты. Из позвоночных животных в морях каменноугольного периода господствующее положение занимали рыбы. В составе морской фауны пермского периода, как и в каменноугольное время, широкое распространение имели фораминиферы, замковые брахиоподы, мшанки, гастроподы, двустворчатые и головоногие моллюски.

В конце пермского периода, наряду с отмеченным вымиранием наземной флоры, происходит вымирание многочисленных групп морской и наземной фауны. Из морских беспозвоночных вымерли последние представители табулят, ругоз, трилобитов, значительная часть фораминифер, головоногих моллюсков, мшанок, иглокожих. Из морских позвоночных вымерли древнейшие представители рыб, из наземных – стегоцефалы и значительная часть котилозавров. Таким образом, рубеж перми и триаса ознаменовался вымиранием значительной части органического мира Зем-

ли, то есть экологическим кризисом. В триасовом периоде освободившиеся экологические ниши заполняются представителями новых групп органического мира. Это кардинальное обновление органического мира рассматривается как граница двух крупнейших подразделений – палеозойской и мезозойской эр. Вопрос о причинах пермо-триасового кризиса, равно как и, в целом, проблема экологических кризисов остаются дискуссионными. Сторонники мобилистической концепции объясняют пермо-триасовое вымирание органического мира формированием Пангеи за счет сближения континентальных литосферных плит. По их мнению, в результате образования гигантского суперконтинента резко аридизировался климат суши, что ухудшило условия жизни континентальной биоты; одновременно произошло существенное сокращение площади шельфа, являющегося основной областью обитания бентосной фауны. Другие авторы рассматривают экологические кризисы как определение фазы геологических циклов. Причину цикличности они видят в обращении Солнечной системы по замкнутой орбите вокруг центра Галактики. Длительность полного оборота – Галактического рода (ГГ) – оценивается в 215 млн лет. Предполагается, что различные сезоны ГГ характеризуются разными типами тектонического режима. По мнению Г.С. Неручева, наблюдается корреляция эпох обновления органического мира – экологических кризисов – с эпохами повышения радиоактивного фона Земли за счет тектонической активизации.

В заключение отметим, что важнейшим событием позднепалеозойского хроноинтервала явилось возникновение и развитие наземной флоры, оказавшее огромное влияние на дальнейший ход геологической истории Земли. Как известно, растения, в отличие от животных, обладают способностью к поглощению и накоплению солнечной энергии в ходе эндотермических реакций, протекающих с участием хлорофилловых зерен. Животные получают необходимую для жизни энергию в результате экзотермических реакций разложения, поглощенного ими растительного материала. Поэтому появление наземной фауны стало возможным лишь после появления наземной флоры.

За счет жизнедеятельности растений произошло существенное перераспределение углерода в оболочках земного шара. В ходе вулканических процессов девонского периода большое количество углерода в виде углекислого газа было выброшено в атмосферу. Предполагается, что в позднедевонско–раннекаменноугольное время атмосфера Земли характеризовалась повышенным содержанием углекислого газа; соответственно, имело место потепление климата вследствие «парникового-эффекта». В первой половине каменноугольного периода углекислый газ интенсивно поглощается наземной растительностью и используется для создания тканей растений; в результате захоронения углефициро-

ванных растительных остатков значительная часть содержащегося в атмосфере углерода оказывается в земной коре в виде пластов каменного угля. Резкое понижение содержания углекислого газа в атмосфере, возможно, явилось причиной похолодания климата в поздне каменноугольную эпоху, вызвавшего покровное оледенение на территории

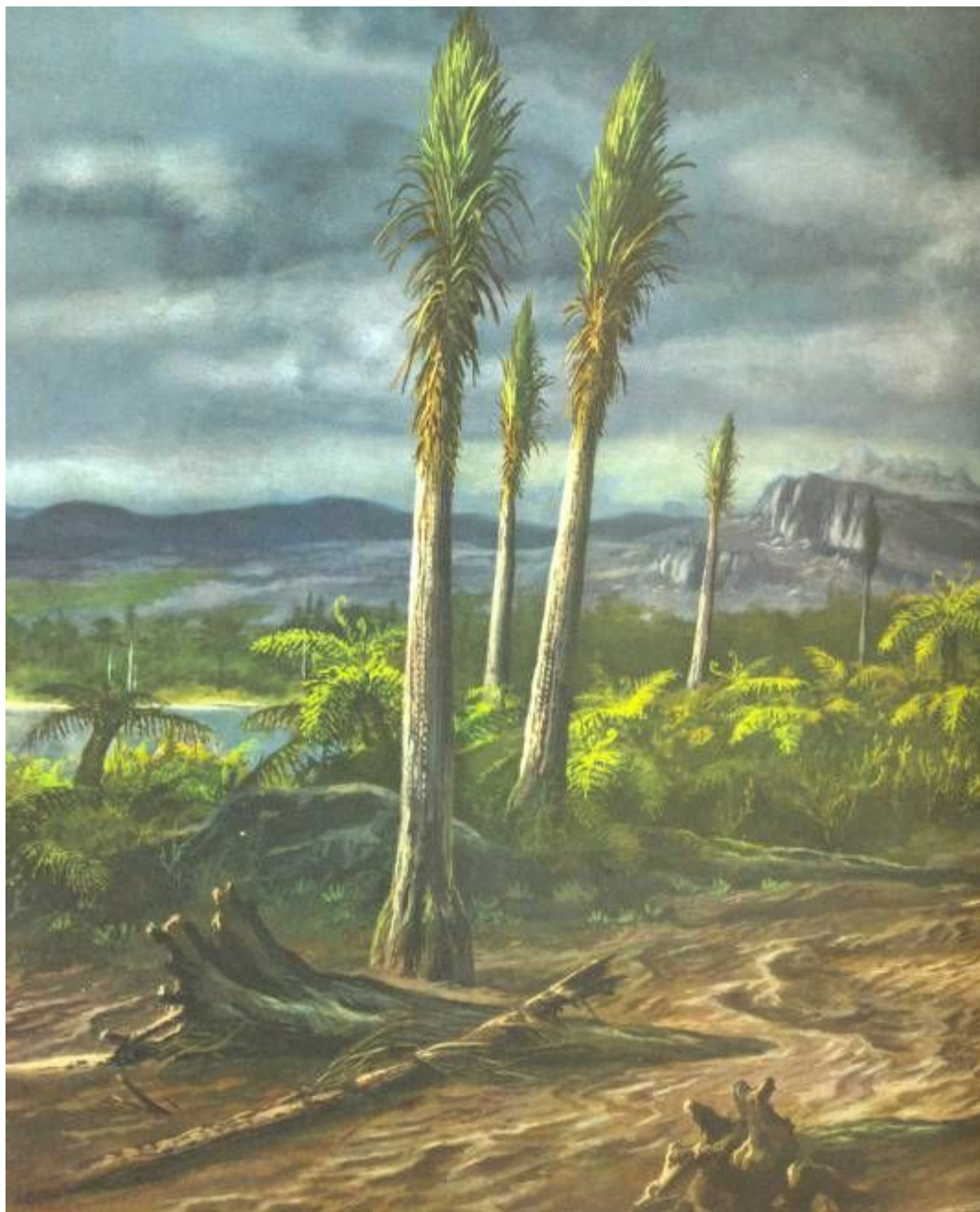


Рис. 219. Ландшафт поздней перми.
Обеднение флоры и распространение пустынь и полупустынь [45]

Гондваны. Одновременно с обеднением атмосферы углекислым газом происходило её обогащение кислородом, что оказало существенное воздействие на процессы химического выветривания. Появление растительного покрова и, соответственно почвенного слоя, изменило гидрологический режим суши, замедлив сток атмосферных осадков. Появление болот вызвало дальнейшее замедление стока. В итоге резко усилилась густота речной сети за счет появления многочисленных мелких водотоков. В целом произошла кардинальная перестройка географической оболочки Земли.

Полезные ископаемые позднего палеозоя. В позднем палеозое преобладали осадочные месторождения, среди которых наибольшее значение приобретают угли. Самые древние на планете угли имеют девонский возраст, это месторождения Норвегии, Тиманского кряжа, Кузбасса (Барзасское). В карбоне, по мере распространения растительности по континенту, угленакопление усиливается (на этот период приходится 27% мировых запасов). На территории СНГ имеются крупнейшие месторождения углей каменноугольного возраста: Донецкий, Карагандинский, Кизеловский, Подмосковский, Экибастузский бассейны. Карбоновые месторождения ряда европейских стран образуют так называемый «угольный канал Западной Европы». В США также известны подобные месторождения. В пермском периоде (особенно в его первой половине) активно продолжается накопление углей. Это Печорский и Таймырский бассейны, а в Сибири известны Минусинский, Кузнецкий и Тунгусский бассейны: кроме того, в Китае, Индии, Австралии разрабатываются месторождения углей пермского возраста.

Большое значение среди полезных ископаемых позднего палеозоя имеют нефть и газ. С девона по пермь формировались нефтеносные горизонты Волго-Уральской провинции. Позднепалеозойский возраст имеют Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция, месторождения Канады, США, Сахары. В позднем палеозое сформировались многие газовые месторождения: Оренбургское и Шебелинское месторождения в России, газовые супергиганты Гронинген (Нидерланды) и Хьюгтон (США), а также месторождения Ирана.

В связи с аридизацией климата в поздней перми накопилось много соленосных отложений. Значительная часть мировых ресурсов калийных солей образовалась в эту эпоху (Верхнекамское месторождение, месторождения Прикаспийской синеклизы, а также Германии и США). Кроме того, известны месторождения поваренной соли, например в Донбассе.

С девонским вулканизмом связаны железные руды и руды цветметаллов Урала, Рудного Алтая, Центрального Казахстана. С герцинским

интрузивным магматизмом связаны проявления меди, молибдена, золота, олова и ртути.

7.2.2.2. Мезозойская эра

Мезозойская эра, продолжительностью 183 млн лет, состоит из трех периодов: *триасового, юрского и мелового* (табл. 12). Триасовый и юрский периоды делятся на три эпохи: ранняя, средняя и поздняя, а меловой период – на две: ранняя и поздняя. Меловая система получила свое названия по слагающим ее толщам белого писчего мела.

Таблица 13

ЭРАТЕМА (эра)	СИСТЕМА (эпоха) (для четвертичной системы - раздел)	ВОЗРАСТ в млн. лет	ОТДЕЛ	ЯРУС	ИНДЕКС
МЕЗОЗОЙСКАЯ МЗ	МЕЛОВАЯ К (81)	65	ВЕРХНИЙ K ₂	МАОСТРИХТСКИЙ КАМПАНСКИЙ САНТОНСКИЙ КОНЬЯКСКИЙ ТУРОНСКИЙ СЕНОМАНСКИЙ	K m K km K st K k K t K s
			НИЖНИЙ K ₁	АЛЬБСКИЙ АПТСКИЙ БАРРЕМСКИЙ ГОТЕРИВСКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ БЕРРИАССКИЙ	K al K a K br K g K v K b
	ЮРСКАЯ J (62)	145,8	ВЕРХНИЙ J ₃	ТИТОНСКИЙ ВОЛЖСКИЙ КИМЕРИДЖСКИЙ ОКСФОРДСКИЙ	J tt,v J km J o
			СРЕДНИЙ J ₂	КЕЛЛОВЕЙСКИЙ БАТСКИЙ БАЙОССКИЙ ААЛЕНСКИЙ	J k J bt J b J a
			НИЖНИЙ J ₁	ТОАРСКИЙ ПЛИНСБАХСКИЙ СИНЕМЮРСКИЙ ГЕТТАНГСКИЙ	J t J p J s J g
	ТРИАСОВАЯ T (37)	208	ВЕРХНИЙ T ₃	РЭТСКИЙ НОРИЙСКИЙ КАРНИЙСКИЙ	T r T n T k
			СРЕДНИЙ T ₂	ЛАДИНСКИЙ АНИЗИЙСКИЙ	T l T a
			НИЖНИЙ T ₁	ОЛЕНЕКСКИЙ ИНДСКИЙ	T o T i
		245			

Структура земной коры и тектоническая деятельность. К концу пермского периода завершился герцинский цикл тектогенеза, в результате которого возникли структуры – герциниды – во всех геосинклинальных поясах. К началу мезозоя существовали две гигантские платформы: Лавразия на севере и Гондвана на юге, объединенные в единый суперконтинент – Пангею (рис. 221). Гондвану пересекал гигантский разлом, который положил начало её расколу.

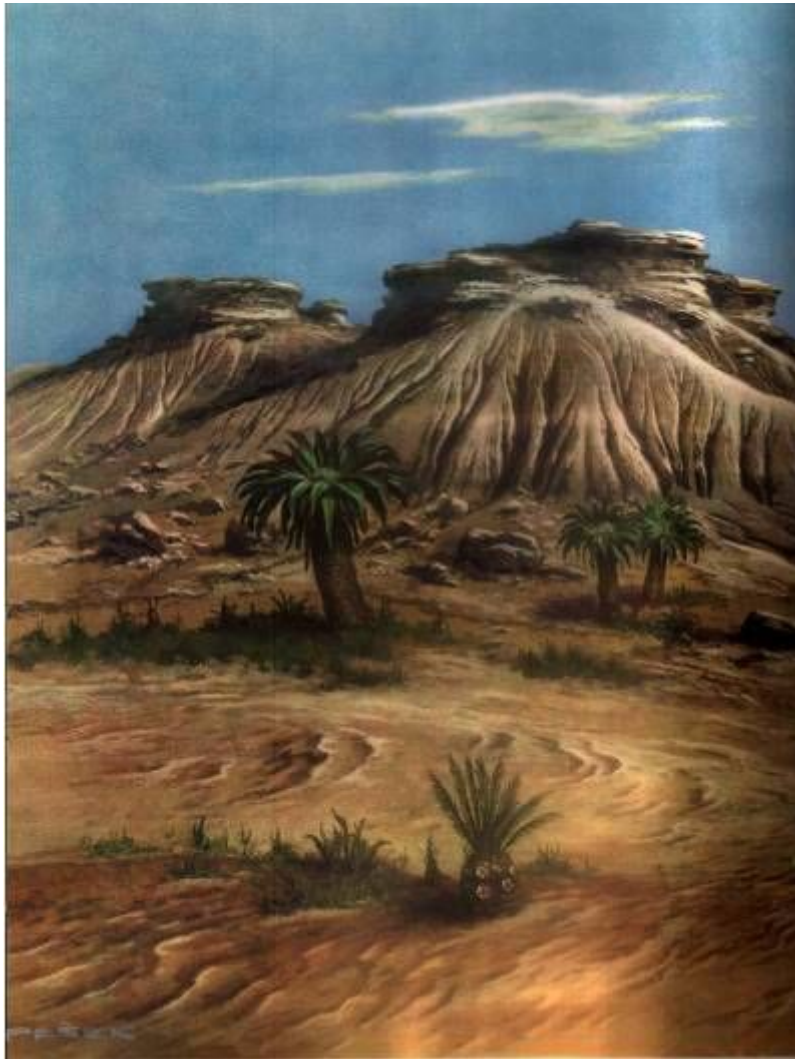


**Рис. 220. Ландшафт
раннего триаса.**
*Господство голосеменных
растений (цикадовых, бен-
нетитовых) [45]*

В мезозое начинается киммерийский цикл тектогенеза. Возникли новые складчатые структуры – мезозойды или киммериды. С наибольшей силой складчатость проявилась в Тихоокеанском поясе. В юре складчатые движения захватили восточную часть Тихоокеанского пояса (территория Кордильер, Антарктического полуострова). Это сопровождалось внедрением гипербазитов и крупных гранитоидных тел. Складчатые движения юры и мела сформировали киммериды западной части Тихоокеанского пояса (Верхояно-Чукотской области, Сихотэ-Алиня). В позднем мелу на восточной окраине киммерид сформировался окраинный Чукотско-Катазиатский вулканический пояс. На границе с Сибирской платформой образовался Предверхоянский краевой прогиб. В средиземноморском поясе киммерийская складчатость проявилась только в восточной части (Индокитай, Малакка), а на остальной территории сохранялись геосинклинальные условия.



Рис. 221. Суперконтинент Пангея, дробящаяся на отдельные части, которые начинают двигаться в разные стороны. (300 - 65 млн лет назад) [68]

На территории Лавразии происходило углубление синеклиз. Некоторые из них по своему режиму приближались к межгорным прогибам. Примером может служить Прикаспийская синеклиза, где мощность триасовых толщ достигает несколько километров (территория Восточно-Европейской платформы). На территории Сибирской платформы – Тунгусская и Вилюйская синеклизы. Впадины формировались и на территории Китайской платформы. Во время развития впадин происходили расколы фундамента и внедрялась основная магма. На Сибирской платформе в Тунгусской синеклизе во время триасового периода формировались базальтовые покровы и силлы («сибирские траппы»). На территории Гондваны в Африке и Южной Америке траппы внедрялись на границе юры и мела, а на Индостане («деканские траппы») – в меловом периоде.

Важным проявлением тектонической деятельности на платформах явились процессы рифтогенеза. В течение мезозойской эры продолжалось развитие меридионально ориентированной рифтовой зоны, заложившейся в конце пермского периода на территории Гондваны. В середине юрского периода еще одна, рифтовая зона заложилась на территории Лавразии. В меловом периоде она протянулась в пределы Гондваны. В результате развития этих зон к концу мезозойской эры сформировались впадины Индийского и Атлантического океанов.

Палеогеографический режим. Палеогеографическая обстановка в триасовом периоде характеризовалась существованием двух суперконтинентов (Лавразии и Гондваны) и по крайней мере двух океанов: Тети-

са и Бореального. Тетис отделял Гондвану от Лавразии, Бореальный территориально более или менее соответствовал Северному Ледовитому океану. В Тетисе накапливались известняки и эвапориты при температуре воды выше 21°C; в Бореальном бассейне при температуре около 14°C отлагались песчано-глинистые осадки. Предполагается существование и третьего океана, в какой-то мере соответствовавшего Тихому океану. В зоне глубинного разлома, пересекавшего Гондвану, формировался субмеридионально ориентированный Мозамбикский залив, явившийся зародышем Индийского океана. Среднегодовая температура на континентах была достаточно высока, а температурная зональность была выражена сравнительно слабо. В начале периода господствовал аридный климат, а в поздне триасовое время возникли области гумидного климата. В течение триаса большая часть современных континентов была сушей, в силу чего он вошел в геологическую историю как геократический период.

В юрском периоде продолжали существовать Тетис и Бореальный бассейн. В связи с распадом суперконтинентов увеличивается площадь океанических впадин. В результате разрастания Мозамбикского залива уже в начале периода Афроамерика отделяется от Австралоантарктиды. В середине периода закладывается Северо-Атлантическая впадина, разделившая Лавразию на Северо-Американский и Евразийский материки. В результате подводного бурения морские отложения юрского возраста обнаружены в центральной части Тихоокеанской впадины; предполагается существование палеоокеанического бассейна на этой территории, но границы его остаются неизвестными. На континентах в начале юрского периода господствовал геократический режим, но в конце раннеюрской эпохи началась мощная трансгрессия, достигшая максимума в позднеюрское время, когда дном моря стала большая часть современной Евразии, значительные территории Восточной Африки и Западной Австралии. В целом юрский период считается эпохой господства талассократического режима. Климат юрского периода по сравнению с триасовым был более холодным и влажным. Широкое распространение имели низменные заболоченные равнины, характеризовавшиеся накоплением угленосных толщ.

В меловом периоде в основном сформировались современные океанические впадины. Границы Атлантического океана становятся близкими к современным. Завершается формирование впадины Индийского океана; предполагается, что в поздне меловую эпоху скорость спрединга в западной части Индоокеанской впадины достигала 17 см/год. Очертания, близкие к современным, приобрели впадины Ледовитого и Тихого океанов. Глубины океанов были меньше современных,

в силу чего вертикальная и горизонтальная циркуляция океанских вод не наблюдалась. На континентах в начале раннемеловой эпохи произошла небольшая регрессия, сменившаяся в середине периода трансгрессией, вероятно наибольшей по размаху из происходивших в фанерозое. Климат мелового периода по сравнению с юрским был более холодным и влажным. Существенное похолодание климата произошло на рубеже ранней и поздней эпох. К концу периода расширилась зона умеренного климата, а также появились области холодного климата. К этому времени климатическая зональность приблизилась к современной, но климат был более теплым. В целом мезозойская эра характеризовалась теплым безледниковым климатом со сравнительно слабо выраженной зональностью.

Органический мир и современные представления об экологическом кризисе на мел-палеогеновом рубеже. Позднепермская эпоха характеризовалась вымиранием многих групп органического мира (криноидеи, кораллы табуляты и ругозы, стегоцефалы, голосеменные растения кордаиты), в силу чего органический мир триаса существенно отличался от органического мира предшествующих периодов. Именно поэтому граница пермского и триасового периодов рассматривается как граница двух эр. Смена органического мира на границе палеозоя и мезозоя не носила характера катастрофы.

В мезозойских морях господствующее положение занимают новые группы фауны. Из одноклеточных морских организмов широкое распространение имели фораминиферы, раковины которых входят в состав писчего мела. Тип иглокожих широко представлен морскими ежами. На рубеже мезозоя и палеозоя представители этой группы выработали способность присасываться к скалам, что позволило им освоить зону прибоя, остававшуюся до этого почти безжизненной. Проникновение в новую экологическую нишу способствовало расцвету данной фаунистической группы.

В качестве рифостроителей в течение мезозойской эры выступали строматолиты и шестилучевые кораллы. Значительное распространение в течение этой эры имели представители типа моллюсков. Во второй половине мезозоя широкое распространение получили крупные двустворчатые моллюски с бокаловидной раковиной – рудисты; во второй половине мела они являлись главными рифостроителями. Головоногие моллюски играли главенствующую роль среди активно плавающих беспозвоночных. Они подразделялись на наружнораковинных – аммонитов и внутрираковинных – белемнитов; у белемнитов раковина (ростр) выполняла роль внутреннего скелета. Наиболее крупные аммониты достигали 2 м в диаметре. Аммониты и белемниты служили главной пищей крупных морских рептилий. В последние годы получены данные о широ-

ком развитии в мезозое класса насекомых. Обновление наземной флоры на рубеже раннего и позднего мела сопровождалось кардинальным обновлением этого класса.

Наземная флора мезозоя характеризовалась господством голосеменных растений, пришедших на смену членистостебельным и плаунам (рис. 220). Продолжали существовать древовидные папоротники, а кордаиты, первые настоящие голосеменные растения широко распространенные в пермском периоде, вымерли на пермо-триасовом рубеже.



Рис. 223. Птерозавры – летающие ящеры. Крыло птерозавра состояло из кожи, туго натянутой между костями передних конечностей, четвертым пальцем и туловищем [4]

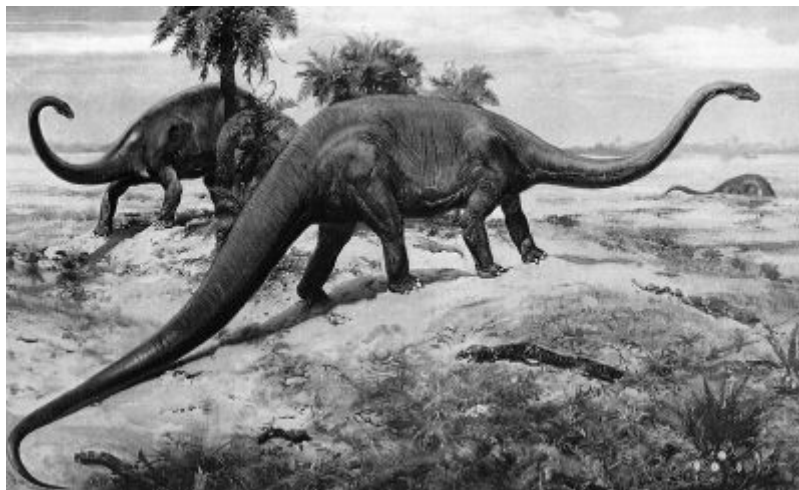
Мезозойская эра характеризовалась исключительно широким распространением представителей класса рептилий. В первой половине триасового периода особенно возрастает видовое разнообразие наземных рептилий – динозавров. Некоторые их группы проникают в водную среду – ихтеоптеригии. В конце триасового периода часть рептилий приспосабливается к полетам (рис. 223).

В юрском периоде распространение рептилий возрастает благодаря появлению низменных, напоминающих современные джунгли, равнин, обеспечивавших избыток пищи для растительноядных форм. В этих условиях в ходе эволюции увеличиваются размеры особей. К середине юрского периода появляются гигантские формы – зауроподы (ящероногие) (рис. 224). Это были самые крупные наземные животные за всю историю развития органического мира. Некоторые из них превосходили совре-

менных слонов по массе тела в 6–8 раз (брахиозавры – 23 м длиной, бревипароп – 48 м длиной).

Одновременно с увеличением растительноядных рептилий возрастали размеры хищников: в меловом периоде появляется гигантский наземный хищник тиранозавр рекс, длиной около 12 м, весом около четырех тонн. Огромные размеры динозавров обеспечивали им относительное постоянство температуры тела в течение суток, что было важно для рептилий, не имевших механизма терморегуляции. В меловом периоде разнообразие динозав-

Рис. 224. Рекордсмен по размерам среди динозавров – диплодок из верхней юры Северной Америки (от головы до конца хвоста – около 30 м) [66]



ров наземными и водными формами появилось большое количество летающих ящеров – птеродактилей (рис. 223). Некоторые из них были размером с ворону, другие (кетцалькоатлус) достигали 10–12 м в размахе крыльев. Во второй половине мела в связи с появлением цветковых растений (магнолиофит) некоторые группы растительноядных динозавров приспособились к питанию семенами; соответственно, их челюстной аппарат приобрел форму клюва. В юре появились первые птицы. В свете данных о широком распространении меловых рептилий представляется загадочным исчезновение большинства из них на мел–палеогеновом рубеже. Из наиболее распространенного подкласса архозавров до настоящего времени дожили лишь крокодилы, а динозавры, птерозавры и ихтиозавры полностью вымерли. Установлено, что вымирали в основном высоко специализированные группы, в то время как слабо специализированные, например, черепахи, прошли мел-палеогеновый рубеж без существенных потерь. Вымирание коснулось и других групп органического мира. Из двустворчатых моллюсков в конце мелового периода полностью вымерли рудисты и крупные двустворки – реклайнеры, из головоногих моллюсков – белемниты и аммониты, имевшие до этого весьма широкое распространение. Вымерло также большое количество специализированных групп фораминифер. Таким образом, на мел–

палеогеновом рубеже вымерла значительная часть доминантных групп биосферы мезозоя. Органический мир первого периода кайнозойской эры – палеогена – уже был качественно иным, поскольку господствующее положение среди позвоночных в это время заняли млекопитающие и птицы.



Рис. 225.
Метеоритный кратер на полуострове Юкатан, образован падением метеорита диаметром 10 км (65 млн лет назад) [68]

Вопрос о причинах вымирания органического мира на мел-палеогеновом рубеже является одной из дискуссионных проблем исторической геологии уже более 100 лет [27]. В геохимической гипотезе Н.А. Ясманова [62] в качестве главного фактора вымирания выступает резкое повышение фоновых концентраций тяжелых металлов в почвах и природных водах, вызванное формированием мощной коры выветривания в течение мелового периода. В 80-е годы широкое распространение получила гипотеза американского ученого Альвареса. Она базируется на факте находок в нескольких районах земного шара иридиевого слоя, приуроченного к мел-палеогеновой границе. Элемент иридий, редко встречающийся на Земле,



Рис. 226. *После падения метеорита огромное количество пыли поднялось в атмосферу, не пропуская солнечные лучи. Наступила холодная «метеоритная» зима. [68]*

содержится в метеоритах в повышенных концентрациях. По мнению Альвареса, формирование иридиевого горизонта, имевшего глобальное распространение, обусловлено взрывом астероида, столкнувшегося с нашей планетой примерно 65 млн лет назад. Пыль, поднявшаяся при взрыве, резко снизила прозрачность атмосферы, что, в конечном счете, привело к вымиранию многих групп органического мира (рис. 226).

В подтверждение этой гипотезы доктора Аризонского университета США Крилл и Бойнтон обнаружили в 1992 году около полуострова Юкатан метеоритный кратер, достигающий в поперечнике 180 км (рис. 225). Он был сфотографирован из космоса, а его возраст определен как 65 млн лет. Еще одним подтверждением падения одного или нескольких астероидов являются находки на юге североамериканского континента стекловидных тел – тектитов, образующихся при ударе о Землю метеоритов. Возраст тектитов определен в $64,5 \pm 0,1$ млн лет. Возможно, обогащенные иридием прослойки в пограничных мел-палеогеновых отложениях образовались в результате взрыва нескольких астероидов, вызвавших серию локальных катастроф.

Полезные ископаемые. К важнейшим полезным ископаемым осадочного происхождения, образовавшимся в течение мезозойской эры относятся нефть и газ, угли, железные руды, бокситы, фосфориты. Нефтегазоносные толщи формировались в течение всей мезозойской эры. В триасовом периоде они накапливались на севере североамериканского континента, в пределах Тимано-Печорской провинции. В юрском периоде гигантские запасы нефти и газа формировались на территории Западной Сибири, Аравийского полуострова, по окраинам впадины Каспийского моря. В меловом периоде нефтегазоносные толщи накапливались в Северной и Центральной Африке, в Западной Сибири, в Канаде. Ископаемые угли накапливались в течение юрского и мелового периодов. Крупнейшая угленосная провинция юрского возраста располагается в центральной части Евразии, протягиваясь от Прибайкалья до Казахстана; месторождения юрских углей известны на территории Китая и Австралии. В меловом периоде углеобразование происходило на территории Сибирской платформы и на западе Северной Америки. Юрский и меловый периоды характеризовались интенсивным накоплением железных руд осадочного происхождения. Крупные месторождения оолитовых руд железа известны на территории Западной Европы и Западно-Сибирской низменности. Бокситы юрского возраста известны на Урале, в Средней Азии, в Средиземноморье. Месторождения фосфоритов мелового возраста приурочены к северной окраине Африканского континента. На территории Европы в составе меловой системы широко распространены отложения белого писчего мела.

Эндогенные месторождения полезных ископаемых мезозойского возраста пространственно и генетически связаны с трапповой формацией древних платформ и интрузивными массивами, сформировавшимися в горно-складчатых сооружениях. На Сибирской платформе с трапповой формацией триасового возраста связаны месторождения цветных и редких металлов, а также алмазонасные трубки. Алмазонасные трубки мелового возраста известны на территории Южной Африки и Индостана. В горно-складчатых сооружениях Тихоокеанского пояса в юрском и меловом периодах формировались крупнейшие месторождения цветных и редких металлов. К ним относятся, в частности, золоторудные месторождения Северо-Восточной Азии, «оловянный пояс» Юго-Восточной Азии, месторождения золота и цветных металлов в Кордильерах. Среди эндогенных полезных ископаемых значительное место занимали месторождения, пространственно и генетически связанные с трапповой формацией.

7.2.2.3. Кайнозойская эра (эратема)

Кайнозойская эра – эра новой жизни (кайнос – новый, зое – жизнь). Её продолжительность 66 млн лет. Сравнительно недавно кайнозойская эра расчленялась на 2 периода: третичный и четвертичный. Затем третичный период разделили на *палеоген* и *неоген*. В настоящее время

Таблица 14

Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Индекс	Возраст, млн лет
Кайнозойская KZ	Четвертичная	Плейстоцен + голоцен			1,8
	Неогеновая (неогеновый) N	Плиоцен N₂	Гелазский	N ₂ gl	5,3
			Пьяченцкий	N ₂ pia	
			Занкский	N ₂ zan	
		Миоцен N₁	Мессинский	N ₁ mes	
			Тортонский	N ₁ tor	
			Серравальский	N ₁ srv	
	Палеогеновая (палеогеновый) P	Олигоцен P ₃	Лангийский	N ₁ lan	23
			Бурдигальский	N ₁ bur	
			Аквитанский	N ₁ aqt	
		Эоцен P ₂	Хаттский	P ₂ h	34
			Рюпельский	P ₂ r	
		Палеоцен P ₁	Приабонский	P ₁ p	55
			Бартонский	P ₁ b	
			Лютетский	P ₁ l	
			Ипрский	P ₁ i	
			Танетский	P ₁ t	65
			Зеландский	P ₁ sl	
			Датский	P ₁ d	

существует три периода кайнозойской эры: палеоген, который делится на три эпохи (*палеоцен, эоцен, олигоцен*); неоген, который делится на две эпохи (*миоцен, плиоцен*); четвертичный период, или *антропоген*, расчлененный на *плейстоцен* и *голоцен*. Свое второе название четвертичный период получил из-за появления на Земле мыслящего существа – человека. Ярусного деления четвертичного периода не существует. В основу его деления положен климатический принцип – чередование похолоданий (оледенения) и потеплений (межледниковия). Цикл похолодание – потепление называется звеном. Всего в антропогене четыре звена. По последним данным российских ученых длительность периода 1,8 млн лет, а на западе – 3 млн лет (датируется по появлению человека).

Бассейны, существовавшие в течение кайнозоя на территории современных континентов, нередко теряли связь друг с другом, в силу чего населявшие их фауны, являются трудно сопоставимыми. Поэтому межрегиональные корреляции отложений неогена и антропогена проводятся лишь до уровня отделов.

Тектоническая деятельность и структуры земной коры

Важнейшими событиями (рис. 227) тектонической жизни кайнозоя являются:

- 1) формирование Средиземноморского горно-складчатого пояса на месте «захлопнувшейся» впадины океана Тетис;
- 2) формирование горно-складчатых сооружений по обоим берегам Тихого океана;
- 3) тектоно-магматическая активизация в пределах ранее сформировавшихся континентов – эпиплатформенный орогенез. В результате этого процесса образовался мощный пояс глыбовых гор в осевой части Евразии и рифтовые системы в Африке;
- 4) разрастание и углубление океанических впадин.

Процессы горообразования в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского поясов получили название альпийского тектогенеза, который продолжался с конца позднего мела в течение всей кайнозойской эры. Максимум альпийская складчатость достигла в неогеновый период, и особенно отчетливо это проявилось в Альпийско-Гималайской области Средиземноморского пояса от Пиренеев до Индонезийского архипелага. В Тихоокеанском поясе альпийский цикл тектогенеза проявился в его западной и восточной частях. Образовавшиеся горно-складчатые системы носят название – альпиды.



Рис. 227. Расположение континентов и океанов в кайнозое
(65 – 3 млн лет назад) [68].

В кайнозое проявляется эпиплатформенный орогенез. Суть его в том, что в областях древних складчатостей, главным образом молодых квазиплатформ, образуются разломы, по которым отдельные блоки земной коры поднимаются или опускаются. При этом возникают глыбовые горы или впадины с молассовыми отложениями. В пределах Евразии располагается пояс глыбовых гор. Он включает в себя на территории Европы горы южной Франции и Германии, на территории Азии – Тибет, Тянь-Шань, горы Южной Сибири.

Платформы кайнозоя характеризовались активными процессами рифтогенеза. Возникали рифтовые впадины – длинные глубокие рвы или грабены. С наибольшей силой это проявилось в Африке (система Великих Африканских озер, грабен Красного моря). В Евразии это Рейнский грабен и Байкальский грабен. Рифтогенез нередко сопровождался трахибазальтовым вулканизмом и гранитоидным магматизмом. Это явление получило название тектоно-магматической активизации.

Органический мир, появление человека и его влияние на окружающую среду. Органический мир кайнозоя характеризовался господством птиц и млекопитающих среди позвоночных животных. Среди птиц господствовали беззубые, близкие к современным формам. У млекопитающих с середины палеогена преобладали представители плацентарных. Среди них выделяются грызуны, лемуры и первые представители отряда приматов. Хищники в начале палеогена были представлены группой креодонтов, а в начале неогена уже появились первые представители семейств, близкие современным медведям, куницам, собакам, кошкам. В

конце палеогена млекопитающие осваивают водную среду, появляются ластоногие и китообразные. Органический мир неогена уже был близок к современному миру.

Из беспозвоночных широкое распространение на суше имели насекомые. Морская фауна беспозвоночных была представлена шести и восьмилучевыми кораллами, за счет которых образовывались многочисленные рифы. Мшанки, двустворчатые и брюхоногие моллюски, спикулы губок служили породообразующим материалом для возникновения осадочных органогенных пород. Простейшие были представлены в морях фораминиферами, (нуммулитами) и радиоляриями.

Эволюция органического мира была неразрывно связана с процессами рельефообразования: формирование перешейков или проливов обеспечивало глобальное распространение отдельных групп. В частности, на формирование органического мира Северной Америки большое влияние оказало возникновение Берингова перешейка в конце неогена, обеспечившее проникновение в пределы этого континента представителей евроазиатской фауны. Формирование в это же время Панамского перешейка сделало возможным дальнейшее продвижение наземной фауны в пределы южноамериканского континента. В этой связи следует отметить, что географическое положение Австралии, отделившейся от остальных континентов, способствовало сохранению там таких древних групп млекопитающих как сумчатые и однопроходные.

В четвертичном периоде важным ускорителем эволюции явились климатические колебания — смена ледниковых и межледниковых эпох. Похолодания и потепления климата привели к миграции фауны и флоры на юг во время похолоданий. Общей закономерностью развития было вымирание теплолюбивых форм и появление животных, приспособленных к жизни при низких температурах, так называемой "мамонтной" фауны (мамонт, шерстистый носорог (рис. 228), гигантский северный олень, пещерный медведь и т.д.). В конце плейстоцена они вымирают и животный мир на континентах приобретает современный вид. Таким образом, отличие органического мира четвертичного периода от органического мира неогена более ярко выражено в умеренном поясе, чем в экваториальном.

В составе наземной флоры палеогена господствовали покрытосеменные растения, а из голосеменных остались только хвойные. В начале неогена формируются листопадные леса умеренного пояса, а в середине неогена широкое распространение получают степные ландшафты с большим количеством трав. В конце неогена формируются темнохвойная тайга и тундра. В четвертичном периоде в связи с климатическими

колебаниями наблюдаются миграции флоры и ландшафтов с севера на юг и обратно.



Рис. 228. Мамонт и шерстистые носороги [66].

Важнейшим событием эволюционного развития органического мира на протяжении кайнозойской эры является появление в Африке рода Номо (гоминид) на рубеже неогенового и четвертичного периодов (рис. 230). Научные основы учения о появлении и развитии этого рода были заложены Чарльзом Дарвиным около 150 лет назад. Существенный вклад в развитие этого учения внес Ф. Энгельс, отметивший роль трудовой деятельности в эволюционном развитии гоминид.

Гоминид породили африканские засухи, превратившие влажные экваториальные леса в саванны. Приматы были вынуждены адаптироваться к новой среде обитания: спуститься с деревьев и увеличить свой обзор в высокой траве за счет прямохождения. При этом у них высвободились руки, что позволило применять различные орудия для охоты. Питательный мясной рацион способствовал увеличению головного мозга, что и породило австралопитека (рис.229).

В 1924 году профессор Йоганесбургского университета Р. Дарту изучил ископаемый череп из местечка Таунг в Южной Африке и назвал ископаемое *австралопитеком* – южной обезьяной. Было высказано предположение, что эта находка – связующее звено между высшими обезьянами и человеком, так как у этого черепа были черты и того и другого. С тех пор нашли множество других останков австралопитеков, по которым установили, что рост «южных обезьян» достигал примерно 1,2 м, мозг был не

очень крупный (около 500 см^3), а мощные коренные зубы служили для перетирания растений и плодов. По последним данным австралопитеки появились на Земле 8 млн. лет назад.

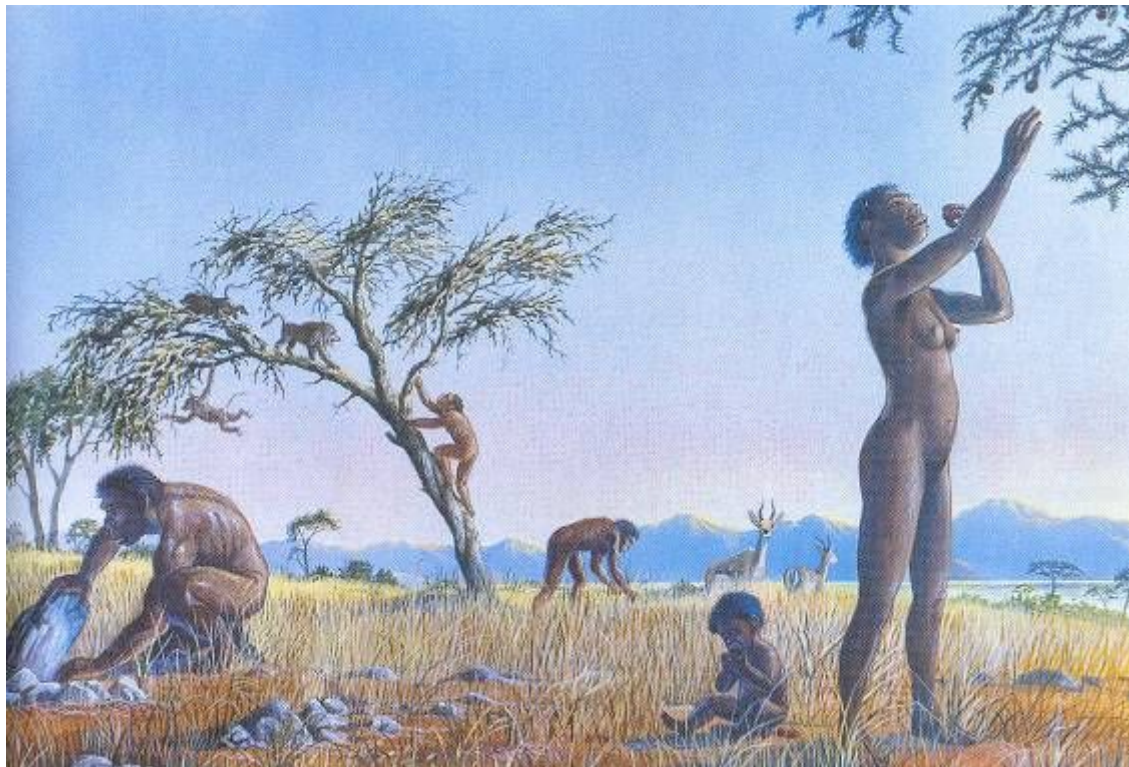


Рис. 229. Появление австралопитека в африканской саванне (8 млн лет назад) [68].

В 1932 году в восточной части Африки, между горой Килиманджаро и озером Виктория, были найдены кости древнего человека, который получил название *Homo habilis* – человек умелый, так как рядом с его останками были найдены каменные орудия труда. В 1972 году был определен возраст очередной находки этого гоминида – 3,18–2,61 млн лет. Таким образом, одновременно с существованием австралопитеков в Африке развивалась группа гоминид. В последние годы выявлен многовариантный характер эволюционного развития гоминид. Установлено, что в каждом отрезке времени развивалось несколько филогенетических ветвей, из которых большинство оказывалось тупиковыми, вымирали, не оставив потомков. «Человек умелый» был примерно такого же роста, что и австралопитек, однако обладал более крупным мозгом (около 700 см^3). *Homo habilis* пользовался целым набором орудий, в который входили осколки камней, режущие и рубящие орудия, скребки, а также «инструменты» для изготовления новых орудий.

В интервале времени 2,5–2 млн лет назад произошла адаптация африканских гоминид, а к концу этого времени существовало три, а то и более их видов. Около 1,74 млн лет назад *Homo habilis* исчезает, а вместо него появляется *Homo erectus* – человек выпрямленный. Он был крупнее предыдущих гоминид (примерно 1,7 м) и обладал большим мозгом, чем «человек умелый» (900 см³). *Homo erectus* изготавливал различные орудия для охоты, пользовался огнем, и даже, возможно, изобрел некий примитивный язык. В то время Африка соединялась с Европой и Азией, что способствовало расселению предка человека по огромным площадям этих континентов. Последние представители *Homo erectus* вымерли около 150 000 лет назад.

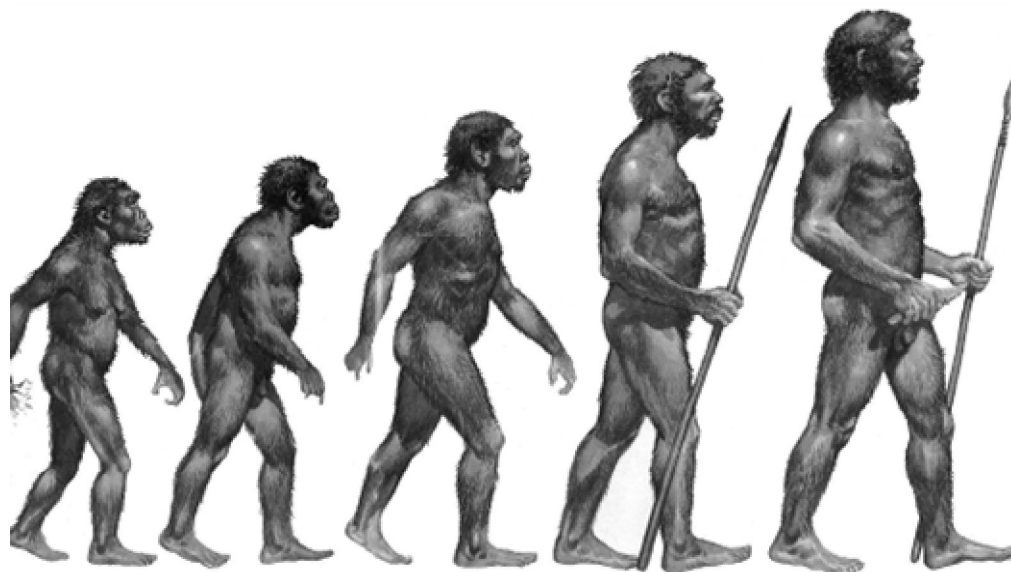


Рис. 230. Эволюция рода *Номо* [4].

Homo sapiens – человек мыслящий появился на Земле 250 000 лет назад. Его разновидность неандертальский человек обосновался в Европе 70000 лет назад. Неандертальцы были крупнее всех своих предшественников. Их мозг был, как у современного человека достигал 1330 см³. Они жили в пещерах, шили одежду из звериных шкур, обладали развитым языком, заботились о стариках и калеках. Считают, что у неандертальцев существовала даже своя религия. Неандертальский человек вымер около 30 000 лет назад и ему на смену пришел современный человек – *Homo sapiens sapiens*. Однако он не является потомком неандертальца, а только параллельным звеном развития. Ученые считают, что неандертальцы были тупиковой ветвью.

Деятельность современного человека особенно в последние полтора – два столетия оказывает существенное воздействие на ход геологических процессов. Сведение лесов усиливает эоловый перенос обломочно-

го материала, добыча полезных ископаемых оказывает воздействие на геохимический фон, добыча энергоносителей увеличивает содержание углекислого газа в атмосфере. В последние десятилетия под действием техногенных процессов в ряде районов меняется рельеф: возникают участки так называемого лунного рельефа. (Например, на территории Кузбасса под действием карьерной добычи).

Одним из первых проблему «Человек и среда» поднял академик В. И. Вернадский в первые десятилетия двадцатого века. Он ввел понятие "ноосфера", которая есть закономерный процесс развития биосферы, когда разум человека становится общепланетарной силой, способной преобразовывать лик Земли в связи с потребностями человека. *Ноосфера* есть новое геологическое явление на нашей планете. В ней впервые человек становится «крупнейшей геологической силой». Но, являясь частью экосистемы, человек, как биологический вид, постоянно находится в единстве с другой геологической оболочкой Земли – биосферой. Вмешиваясь в отрегулированные механизмы природных процессов, он нарушает нормальное развитие биологических процессов в собственном организме. Идеи В.И.Вернадского оказали огромное влияние на развитие геологических и экологических наук, а также на судьбы человечества в целом.

Палеогеография и климат. В палеогеновом периоде продолжалось развитие океанов; палеогеновые осадки широко распространены в пределах океанических впадин, отсутствуя лишь в зонах, примыкающих к современным срединно-океаническим хребтам. Анализ данных подводного бурения позволяет предполагать, что Атлантический и Индийский океаны характеризовались в палеогеновое время господством мелководных зон. В середине палеогена начинается углубление и расширение впадины Атлантического океана. Появляются проливы между Австралией и Антарктидой, что изолировало Антарктиду от более теплой части земного шара. В связи с этим, там развивается континентальное оледенение, а остальные континенты испытывают регрессию морей и океанов.

В неогене значительные площади континентов становятся сушей. Это эпоха одной из наиболее мощных регрессий; возникают внутриконтинентальные бассейны с ненормальной соленостью. Примером такого бассейна является Сарматский водоем, который включал в себя территории современных морей Черного, Каспийского, а также Дунайской низменности. В середине неогена связь между океаном и Сарматским бассейном становится неустойчивой, в силу чего начинается интенсивное засоление этого бассейна. Он превращается в солоноватоводный водоем, где накапливаются терригенно-карбонатные толщи, мощностью до 1–2

км. К концу неогена Каспийское, Азовское, Черное и Средиземное моря приобретают очертания, близкие к современным.

Океаны к началу неогена имели очертания, близкие к современным. В середине неогена в результате расширения и углубления океанов снижается уровень Мирового океана. Происходит регрессия и осушение шельфов Евразии и Северной Америки.

В первой половине палеогена климат был значительно мягче современного. Существовала зона тропического климата по обе стороны океана Тетис. Зона умеренно-теплого климата доходила до Арктики (Северные острова Шпицберген и Гренландия). С регрессией моря началось резкое похолодание климата. На протяжении неогена климатическая зональность последовательно приближалась к современной. К концу неогена наблюдается существенное похолодание; зона тайги достигает северного Каспия, в районе Ростова среднегодовая температура на 5°C была ниже современной. Общее похолодание усиливало контрастность климата. Максимум похолодания приходится на четвертичный период. Началось материковое покровное оледенение в Северном и Южном полушариях. Самым крупным оледенением Северного полушария было днепровское. Ледниковый щит двигался из скандинавского центра двумя языками, спускаясь по долине Днепра до современного Днепропетровска и по Дону – Волге до современного Волгограда. На западе этот ледник покрывал часть Британских островов. В пределах североамериканского континента ледники покрывали всю северную его половину, смыкаясь с ледниками Кордильер. Масштабы оледенений менялись несколько раз; периодически наступали потепления, когда климат был даже более теплым, чем сейчас. Синхронно с оледенениями развивались трансгрессии морей, когда затоплялась северная часть Западно-Сибирской платформы, Балтийское море широким проливом соединялось с Белым, а Крым являлся островом.

Фацции и полезные ископаемые. В палеогене вследствие интенсивного горообразования накапливаются в межгорных и передовых прогибах молассовые толщи. Заканчивается проявление траппового магматизма. В океанах отлагается терригенно-карбонатный материал. Расширяются пояса кремненакопления из-за глобального понижения температуры воды, начавшегося в олигоцене и усиливавшегося на протяжении неогена, вследствие углубления океанических впадин накапливаются глубоководные осадки – илы и глины. В прибрежных областях и внутриконтинентальных впадинах идет активное угленакопление. Каменный уголь добывают на Сахалине, в Японии, в восточном Китае. Бурые угли палеогенового и неогенового возраста широко распространены и разрабатываются в Германии, США и ряде других стран мира.

В палеогене образовались крупнейшие месторождения бокситов в приэкваториальных районах Австралии и Южной Америки; осадочные месторождения марганца и бобовых железных руд (Северная Америка и юг Западной Сибири). Палеогеновый возраст имеют громадные месторождения урана в штате Вайоминг США. С проявлением магматической деятельности связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка, вольфрама и молибдена на Чукотке и Дальнем Востоке.

Среди полезных ископаемых палеогена и неогена нефть занимает одно из самых важных мест, добывается в Иране, Ираке, Венесуэле и других странах мира. Наибольшие запасы нефти и газа сконцентрированы в отложениях неогена, причем большая часть месторождений приурочена к границам платформ и передовым прогибам. Сюда относятся месторождения Предкарпатья, Закарпатья, Кавказа (Дагестан, Баку), акватория Каспия. Для неогена характерно проявление осадочных месторождений железа, марганца и алюминия, а также кор выветривания, формировавшихся в районах влажного тропического климата в Южной Америке, островах Карибского моря, Африке, Австралии.

Еще более интенсивно шло формирование кор выветривания на протяжении четвертичного периода. С ними связаны месторождения кобальта, никеля, марганца, бокситов, а также огнеупорных глин. Четвертичные отложения имеют ряд специфических черт, которые определяют наличие специфических полезных ископаемых этого периода: а) широчайшее распространение отложений антропогена по всей поверхности Земли; б) пестрота и изменчивость литологического состава и происхождения; в) кратковременность и большие скорости формирования; г) малые мощности; д) рыхлость и подвижность.

Принимая во внимание перечисленные особенности антропогена, самыми распространенными полезными ископаемыми того периода являются строительные материалы – гравий, песок, различные глины, строительный камень, сера, соль и бораты. Большое значение приобретают россыпные месторождения золота, серебра, олова, вольфрама, алмазов. Только в четвертичных отложениях накапливаются громадные залежи торфа. Подземные воды в засушливых районах являются главным источником пресной воды. А льды Антарктиды являются мировым хранилищем пресной воды на Земле.

Часть 3

Региональная геология



ГЛАВА 8. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Под тектоническим районированием понимается выделение участков земной коры, различающихся типом тектонических структур и их возрастом. Такой историко-тектонический способ распознавания крупных геологических объектов окончательно сформировался благодаря работам А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Принципиальной основой этого способа является классическое учение о геосинклиналях и платформах, получившее новое научное толкование благодаря современным геотектоническим гипотезам. Главным результатом историко-тектонического анализа территорий являются карты геотектонического районирования.

Территория бывшего СССР характеризуется большой сложностью и неоднородностью. Большое значение для изучения геологического строения этой территории имеет впадина Северного Ледовитого океана. Он существенно отличается от других океанов. Его площадь в 13 раз меньше Тихого океана, шельф занимает 50% площади (в других океанах менее 9%). Ложе океана вместе с срединно-океаническим хребтом занимает наименьшую часть площади. По геолого-геофизическим данным значительную часть площади занимают блоки с континентальной корой. Таким образом, по совокупности геологических и геоморфологических данных, его можно называть океаном только по традиции, а особенности геологического строения и развития необходимо рассматривать совместно с прилегающей сушей. В пределах территории бывшего СССР выделяются следующие типы геотектонических областей (рис.231).

I. Восточно-Европейская, Сибирская и Гиперборейская древние платформы (области эпикарельской складчатости). Последняя погружена под воды Северного Ледовитого океана. Кристаллический фундамент платформ сформировался в архее и раннем протерозое. Осадочный чехол представлен верхнепротерозойскими и современными образованиями. Залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием.

II. Урало-Монгольский, Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные геосинклинальные пояса. Пояса находятся на разных этапах тектонического развития. Урало-Монгольский пояс в перми закончил геосинклинальное развитие и в настоящее время целиком представляет собой молодую платформу. Средиземноморский пояс вступил в орогенный этап развития (этап столкновения континентов). Восточно-Азиатская часть Тихоокеанского пояса претерпевает еще собственно геосинклинальный этап (стадию закрытия океана). В их пределах выделяются разновозрастные складчатые области.

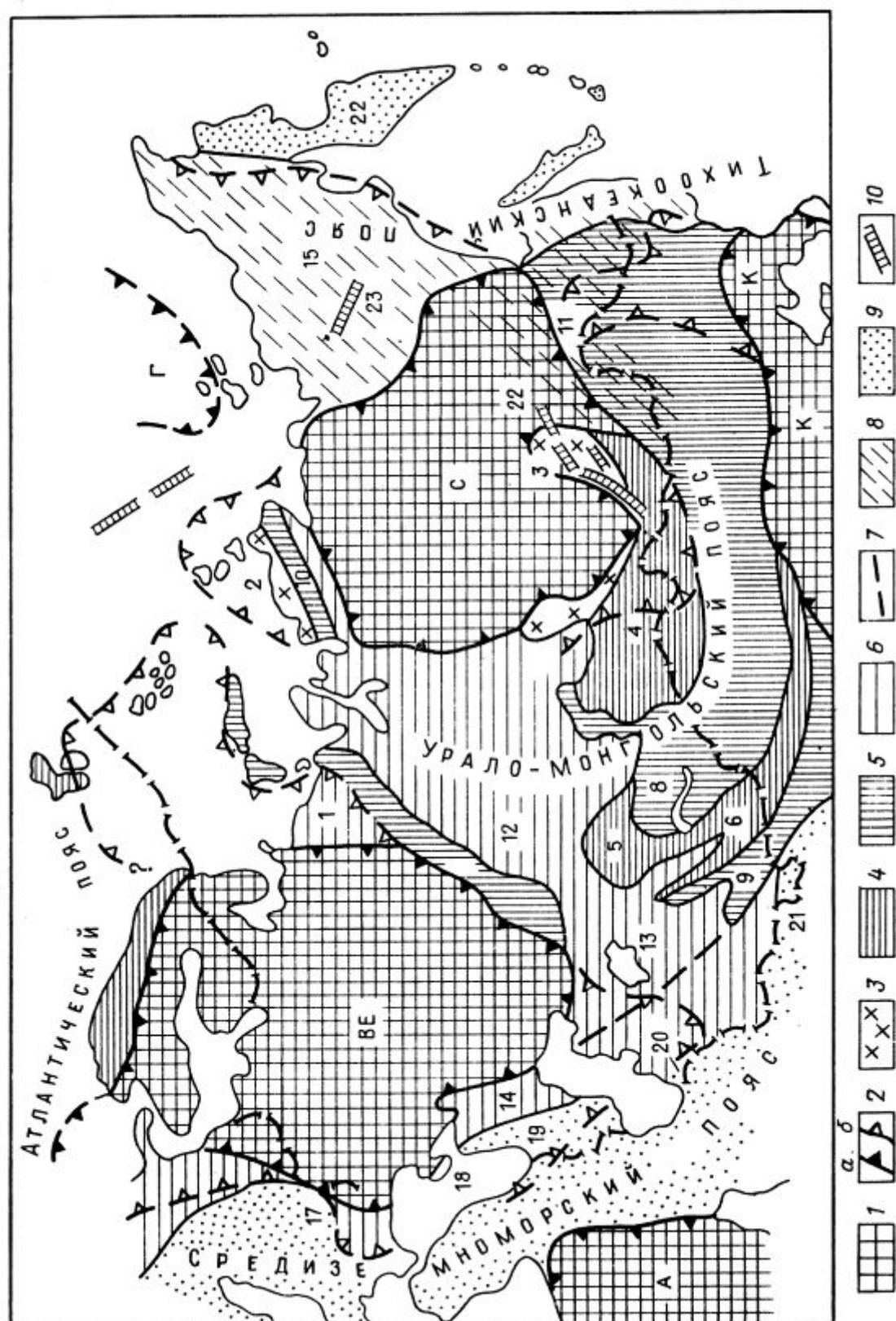


Рис. 231. Схема геотектонического районирования СССР и смежных территорий: 1 – древние платформы (ВЕ – Восточно-Европейская, С – Сибирская, А – Африканская, К – Китайская, Г – Гиперборейская); 2 – границы платформ современные (а) и предполагаемые древние (б); 3–5 – выступы фундамента молодой платформы: 3 – байкальского, 4 – каледонского, 5 – герцинского возраста; 6 – плиты молодых платформ; 7–9 – геосинклинальные пояса: 7 – границы поясов под чехлом отложений, 8 – киммериды и области мезозойской активизации, 9 – альпиды; 10 – рифтовые зоны. Цифрами обозначены: 1 – Тимано-Печорская область, 2 – Северный Таймыр; 3 – Прибайкальская область, 4 – Алтае-Саянская область, 5 – Центральный Казахстан, 6 – Северный Тянь-Шань, 7 – Урал, 8 – Восточный Казахстан, 9 – Южный Тянь-Шань, 10 – Южный Таймыр, 11 – Монголо-Охотский пояс, 12 – Западно-Сибирская плита, 13 – Туранская плита, 14 – Скифская плита, 15 – Верхояно-Чукотская область, 16 – Дальневосточная область, 17 – Восточные Карпаты, 18 – Горный Крым, 19 – Кавказ, 20 – Копетдаг, 21 – Памир, 22 – Корьякско-Камчатская область

1. Тимано-Печорская, Северо-Таймырская и Прибайкальская области байкальской складчатости (байкалиды). Их архейско-протерозойский складчатый комплекс перекрывается осадочным чехлом фанерозойских отложений.

2. Алтае-Саянская, Центрально-Казахстанская и Северо-Тянь-Шаньская области каледонской складчатости (каледониды). Фундамент этих областей сложен архейскими, протерозойскими и нижнепалеозойскими породами. Чехол представлен отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

3. Области герцинской складчатости (герциниды). К ним относятся Урал, Западная Сибирь, Южный Таймыр, Восточный Казахстан, Южный Тянь-Шань, Монголо-Охотская область, Добруджа, Степной Крым, Предкавказье, Туранская область. Фундаментом этих областей являются складчатые комплексы архея, протерозоя и палеозоя. Чехол сложен мезозойско-кайнозойскими отложениями.

4. Верхояно-Чукотская и Дальневосточная области мезозойской складчатости (киммериды). Следы мезозойских тектонических движений распространены не только в пределах выделенных областей, но и в южной части Сибирской платформы, в Монголо-Охотской области, в Южном Тянь-Шане (области эпиплатформенной мезозойской активизации).

5. Области альпийской складчатости включают в себя Карпаты, Горный Крым, Кавказ, Копетдаг и Памир. На востоке к ним относятся Корьякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Курильские и Командорские острова. В их пределах в качестве переработанных блоков также существуют более древние складчатые комплексы.

Кроме этих областей, альпийские тектонические движения проявляются в виде континентальных и океанических рифтовых зон. Это Байкальская и Момская рифтовые зоны на континенте и срединно-океанический хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане.

III. Помимо перечисленных "традиционных" геотектонических областей, в последние годы некоторыми исследователями в составе геосинклинальных поясов стали выделяться области, интерпретируемые как краевые части бывших платформ. Дело в том, что современные и древние границы платформ, вероятно, существенно различаются. В момент образования площадь платформ могла быть гораздо больше. Их краевые части, вероятно, в той или иной степени перерабатывались тектоническими процессами в связи с движениями литосферных плит. Косвенным подтверждением этому могут быть зоны мезозойской активизации на окраине Сибирской платформы, а также история раскола Гондваны. Таким образом, при изучении границ платформ необходимо различать платформы в современных очертаниях и их обрамления, в пределах которых перекрыты окраины платформ в первоначальных границах (рис. 42). Отдельные блоки древних платформ в пределах этого обрамления оказались полностью переработанными геосинклинальными поясами и находятся в них в виде срединных массивов (Колымский, Охотский, Омолонский массивы в пределах Верхояно-Чукотской области; Буреинский массив в Монголо-Охотском поясе; Северо-Кавказский краевой массив). Другие части этого обрамления по характеристике тектонической структуры и степени подвижности коры занимают промежуточное положение между древними платформами и геосинклинальными поясами. Они сложены докембрийскими (часто доверхнепротерозойскими) породами и либо на протяжении всей своей истории сохраняли поднятое положение, либо испытывали погружение и перекрывались осадочным чехлом. Примером таких областей являются Печорско-Баренцевоморская, Донецко-Устюртская, Байкало-Патомская и др. В последние годы для этих областей предложены названия параплатформ, по Г.П. Леонову, или мегаплатформ, по Е.Е. Милановскому. Эти взгляды пока еще не получили единодушного признания ученых.

8.1. ДОКЕМБРИЙСКАЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская эпикарельская платформа и примыкающая к ней с северо-запада Тимано-Печорская эпибайкальская платформа занимают огромную территорию Восточной, Северной и Центральной Европы.

Термин «Восточно-Европейская платформа» применительно ко всей этой обширной территории впервые использовал А.Д. Архангельский в 30-х годах. Немецкий геолог В.Тейсер употреблял это выражение еще в 1921 г., но в более узком территориальном смысле. Ранее плат-

форма именовалась Русской (А.П. Карпинский, 1919 г.), это название встречается до сих пор в геологической литературе, хотя его употребление нельзя считать правильным, поскольку в составе рассматриваемой платформы выделяют еще Русскую плиту. Окончательное обоснование выделению Восточно-Европейской платформы дано в работах Н.С. Шатского (1945 г.).

Наиболее четко прослеживается восточная граница этой докембрийской платформы, проходящая вдоль западного склона Урала. На юго-востоке и юге, где кристаллическое основание перекрыто мощным чехлом палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений, граница платформы долгое время проводилась условно, причем на этот счет существовали различные точки зрения. В настоящее время по результатам геофизических исследований и опорного бурения большинство исследователей проводит ее по Южно-Эмбенскому и Преддонецкому глубинным разломам (краевым швам), севернее п-ова Бузачи, далее через Астрахань и севернее погребенного кряжа Карпинского к Донбассу.

Донбасс относится к структурной зоне, тектоническое положение которой не вполне ясно. Он тесно связан как с докембрийской Восточно-Европейской платформой, так и с обрамляющей ее на юге Предкавказской эпигерцинской платформой. По комплексу признаков Донбасс представляет собой герцинский геосинклинальный трог, вклинившийся в пределы докембрийской платформы. Именно поэтому большинство исследователей относят его к эпигерцинской платформе. На юго-западе граница платформы проходит по Предкарпатскому передовому прогибу. По мнению А.А.Богданова, в состав рассматриваемой платформы входит также территория, перекрытая Баренцевым морем и выделяемая им как Баренцевоморская плита. Исследования последних лет показали, что в состав Восточно-Европейской платформы можно включить лишь акватории Печорского и Белого морей.

8.1.1. Стратиграфия

Вопросы стратиграфии и литологии в пределах Восточно-Европейской платформы изучены сравнительно хорошо, в связи с чем могут рассматриваться в качестве эталонных для докембрийских платформ.

Фундамент. На большей части Восточно-Европейской платформы фундамент сложен кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя. На северо-востоке платформы, в районе Тимано-Печорской области, к фундаменту относят и породы верхнего протерозоя. Кристаллический фундамент обнажается на Кольском полуострове и в Карелии (Балтийский щит), в центральных районах Украины (Украинский щит), в

среднем течении р. Дона между городами Павловск и Богучары (сводовая часть Воронежского массива), в центральной части Тиманского кряжа. На остальной территории платформы фундамент погребен под отложениями осадочного чехла; во многих местах он вскрыт скважинами.

Повсеместно отложения фундамента представлены глубоко метаморфизованными породами – гнейсами, амфиболитами, кварцитами, слюдистыми сланцами, которые подвержены интенсивной мигматизации и гранитизации, прорваны многочисленными ультраосновными, основными и кислыми интрузиями. В верхней части разреза появляются конгломераты и песчаники (сариолийская серия нижнего протерозоя). Образования фундамента сильно дислоцированы, смяты в крутые, нередко изоклинальные и опрокинутые складки, рассечены многочисленными сбросами, взбросами, надвигами. Вверх по разрезу, по мере перехода от древних комплексов к более молодым, наблюдается ослабление магматической деятельности, степени метаморфизма и дислоцированности пород. Мощность обнаженных комплексов фундамента измеряется десятками километров.

В Тимано-Печорской области, наряду с кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя, к фундаменту относят образования верхнего протерозоя. Они обнажаются на Тиманском кряже, п-овах Канин, Варангер и Рыбачий. На Тимане фундамент сложен слюдистыми сланцами, кварцитами, мраморами и доломитами. На полуострове Рыбачий и острове Кильдин верхний протерозой представлен кварц-глауконитовыми песчаниками и кварцитами, сланцами, конгломератами и брекчиями. Мощность обнаженных отложений фундамента достигает 7 км.

Осадочный чехол. Наиболее древними отложениями, относимыми к осадочному чехлу, являются породы ятулийской серии верхов нижнего протерозоя (протоплатформенный чехол), которые обнажаются в пределах Балтийского щита. Это аркозовые песчаники, туфопесчаники и глинистые сланцы мощностью 0,7–1,2 км. Ятулий залегает трансгрессивно с резким угловым, а иногда и стратиграфическим несогласием на разновозрастных комплексах архея и нижнего протерозоя. На Балтийском щите в ряде грабенов фундамента известны отложения верхнего протерозоя (иотнийская серия), соответствующие нижнему рифею. Серия сложена осадочными обломочными и метаморфическими породами (песчаники, конгломераты, кварциты, глинистые сланцы) с прослоями кислых эффузивов. Образования самых низов чехла (ятулий и иотний) прорваны интрузиями гранитов рапакиви (возраст 1,6 млрд лет). Более молодые осадки чехла (за исключением четвертичных) в пределах Балтийского щита неизвестны – они либо размыты, либо не отлагались.

В ряде мест Восточно-Европейской платформы глубокими скважинами вскрыты разновозрастные комплексы верхнего протерозоя (рифей и венда), относимые к осадочному чехлу. Как правило, они приурочены к специфическим грабенообразным структурам платформы – авлакогенам. Данные комплексы сложены красноцветными терригенными отложениями, характеризующимися крайне слабой сортировкой обломочного материала и, как следствие этого, значительной литологической изменчивостью. В этом их отличительная черта. Мощность отложений варьирует в значительных пределах даже на небольшом расстоянии. Породы очень слабо метаморфизованы или вообще не метаморфизованы. Органические остатки встречаются крайне редко и напоминают строматолиты. На кристаллическом основании платформенные образования повсеместно залегают резко несогласно и в отличие от осадков фундамента не дислоцированы. Наиболее полно эти отложения изучены на Валдайской возвышенности, в пределах Рязано-Саратовского (Пачелмском) прогиба, в Бавлинском районе и в Полесье.

В Бавлинском районе (восточная окраина Волго-Уральской антеклизы) скважинами вскрыты отложения нижнего рифея, представленные нижнебавлинским комплексом, – красноцветными кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками с пачками доломитов и аргиллитов. Мощность комплекса 300–400 м.

В Полесье (Витебск, Невель, Орша) образования среднего рифея, состоят из белорусского (полесского) и волынского комплексов. Первый представлен монотонной толщей желто-красных мелкозернистых песчаников с прослоями глин, алевролитов и крупнозернистых песчаников. Мощность его 75–600 м. Второй комплекс выражен вулканогенной толщей, состоящей из основных эффузивов (базальтов, спилитов и туфов) и осадочных песчано-глинистых пород. Мощность комплекса 250–400 м.

В Рязано-Саратовском прогибе (Редкино, Пачелма, Сердобск, Саратов) отложения рифея представлены каверинским и сердобским комплексами (верхний рифей). Первый комплекс сложен грубозернистыми красноцветными песчаниками с пачками гравелитов и галечников, второй – глауконитовыми и красноцветными песчаниками, аргиллитами и доломитами. Мощность отложений колеблется от 0 до 900 м.

На Валдайской возвышенности (Крестцы, Валдай, Вологда, Котлас) к верхнепротерозойскому относят валдайский комплекс (верхний рифей – венд). Нижняя часть его (гдовские слои) сложена галечниками, гравелитами и грубозернистыми аркозовыми песчаниками, верхняя (ламинаритовые слои) – темными глинами с ленточной слоистостью и остатками водорослей. Мощность комплекса 50–600 м.

Кембрийская система. Отложения распространены в северо- и юго-западных районах платформ. На побережье Финского залива и в устье р. Свири кембрий представлен нижним отделом (балтийская серия). В его составе (снизу вверх) выделяют: надламинаритовый горизонт – зеленовато-серые песчаники с прослоями глин и алевролитов; горизонт «синих глин» – голубовато-серые неяснослоистые глины; зофитовый горизонт – белые или пестрые пески и песчаники с прослоями глин. Выше балтийской серии залегают грубозернистые косослоистые кварцевые песчаники фукоидного горизонта (ижорские слои среднего кембрия). Мощность пород кембрия 200–250 м.

В Подолии (среднее течение р. Днестра) кембрийские образования представлены песчано-сланцевыми отложениями верхнего отдела.

Ордовикская система. Отложения развиты на северо-западе (в Эстонии и Ленинградской области) и на юго-востоке (в Подолии). В первом случае породы ордовика залегают на размытой поверхности кембрия. К нижнеордовикским породам относят горизонт оболочковых песчаников и горизонт диктионемовых сланцев – слабобитуминозных пород с отпечатками граптолитов. Средний ордовик сложен известняками с прослоями горючих сланцев (кукерситов); верхний ордовик светлыми глинистыми известняками. Общая мощность отложений 100–350 м.

В Подолии ордовик представлен песчано-сланцевой толщей с фосфоритами мощностью 100–200 м.

Силурийская система. Отложения распространены в Эстонии, Подолии и на Тиманском кряже. Представлены они известняками, доломитами и мергелями мощностью до 250 м. В Подолии наряду с карбонатными отложениями распространены также песчано-глинистые и гипсы. Мощность силурийских отложений здесь 500 м.

Девонская система. Породы распространены на территории Восточно-Европейской платформы значительно шире, чем нижнепалеозойские. Они обнажаются на огромной площади в западной части платформы (Главное девонское поле), в сводовой части Воронежского массива, в среднем течении Днестра, на Тимане. Скважинами отложения вскрыты практически на всей территории платформы, за исключением щитов.

В Главном девонском поле разрез девона представлен живетским ярусом среднего отдела, франским и фаменским ярусами верхнего отдела. Живетский ярус сложен красноцветными континентальными отложениями: конгломератами, песками, песчаниками, алевролитами, глинами с подчиненными прослоями гипсоносно-мергельных и доломитовых пород. Встречаются остатки панцирных рыб, остракод, псилофитов. Франский ярус представлен преимущественно карбонатными разностями – известняками, доломитами и мергелями с остатками брахиопод.

Фаменский ярус – лагунными и континентальными образованиями, состоящими из пестроцветных песков, глин, песчанистых доломитов. Мощность девонских отложений 700–900 м.

Наиболее полно изучен разрез девона Воронежского массива, который с полным основанием можно считать эталонным. Здесь девонские отложения залегают несогласно непосредственно на кристаллическом фундаменте и представлены средним и верхним отделами. Эйфельский ярус выражен пестро-цветными терригенными породами, ангидритами и каменной солью, аргиллитами, глинами, мергелями, известняками и доломитами. В отложениях встречаются остатки брахиопод, кораллов, морских лилий, остракод. По палеонтологическим данным и литологическим особенностям в разрезе эйфельского яруса выделяют новобасовские, ряжские, морсовские и мосоловские слои. Живетский ярус сложен как терригенными, так и карбонатными породами. В нижней части преобладают песчаники, глины, аргиллиты, в верхней – глины, известняки, мергели. Из палеонтологических остатков характерны брахиоподы и кораллы. В разрезе яруса выделяют ольховские, воробьевские и старооскольские слои. Франский и фаменский ярусы представлены преимущественно карбонатными породами-известняками, доломитами, мергелями с богатой фауной брахиопод. В разрезе франского яруса по фауне принято выделять щигровские, хворостяньские, семилуцкие, алатырские, воронежские, евлановские и ливенские слои; в разрезе фаменского яруса – задонские, елецкие и данково-лебединские слои. Мощность девона в центральных районах Восточно-Европейской платформы 500–1000 м.

Достаточно полно исследовано строение девонской толщи в пределах Волго-Уральской антеклизы, где с данным комплексом связаны залежи нефти. Разрез девона здесь, как правило, представлен средним и верхним отделами. В наиболее глубоких впадинах присутствуют отложения нижнего девона. В Бавлинском районе он сложен красноцветными песчано-аргиллитовыми породами континентального происхождения. Эйфельский ярус выражен песчано-глинистыми и карбонатными породами с фауной брахиопод и кораллов. В разрезе выделяют такатинские, вязовские, кальцеоловые и бийские слои. Живетский ярус сложен преимущественно известняками с прослоями песчаников, которые служат основными коллекторами для нефти. Известняки содержат богатую фауну брахиопод, что позволяет выделять черныярские, воробьевские, старооскольские и муллинские слои. Франский ярус начинается базальными пашийскими слоями, состоящими из песков, песчаников и глин с псилофитами. В ряде районов они нефтеносны. Выше залегает мощная толща глин, мергелей, известняков с фауной гониатитов, брахиопод, пелеципод. В ней различают кыновские, саргаевские и доманиковые слои.

Последние представляют особый интерес как возможная нефтегазопродуцирующая свита Волго-Уральской нефтегазоносной области. Фаменский ярус представлен доломиами, известняками и мергелями с линзами ангидрита, а местами каменной соли. По фауне остракод выделяют макаровские и данково-лебебянские слои. Мощность девонских отложений на Волго-Уральской антеклизе 700–900 м. В тех районах, где распространены образования нижнего отдела, мощность увеличивается еще на 200–300 м, а в районе Перми даже на 900–950 м.

Каменноугольная система. Отложения развиты примерно в тех же районах, что и девонские. Они выходят на поверхность в Подмосковье, в пределах Воронежского массива, в Среднем Поволжье (Жигули, Доно-Медведицкий вал, Пугачевский район), в Окско-Цнинском районе.

Эталонным разрезом каменноугольных отложений для платформ служит разрез Московской синеклизы. Сложен он, главным образом, карбонатными породами — известняками, доломитами, мергелями с богатой фауной брахиопод, кораллов, криноидей, фораминифер. Лишь в основании визейского и московского ярусов распространены песчано-глинисто-аргиллитовые породы с линзами каменного угля. В Волго-Уральской области угленосная толща в основании визейского яруса и терригенная толща в основании московского яруса нефтегазоносны. В Московской синеклизе отложения верхней части намюрского яруса и всего башкирского яруса размыты. Мощность каменноугольных отложений в Подмосковье 450–500 м, в Волго-Уральской области увеличивается до 1 км и более.

Пермская система. Породы обнажаются на обширной территории Волго-Уральской антеклизы, в Московской, Балтийской и Прикаспийской синеклизах. Фациальный состав чрезвычайно сложен и изменяется с запада на восток.

В Московской синеклизе образования нижней перми представлены известняками и доломитами с линзами ангидрита. По мере приближения к Уралу распространение получают рифогенные известняки, сложенные остатками мшанок, гидроактиноид и известняковых водорослей. Кунгурский ярус представлен галогенной толщей: каменная соль, гипс, ангидрит, доломит, глины. В Московской синеклизе преобладают доломиты. На территории Волго-Уральской области распространены слоистые доломиты, гипсы, ангидриты. Верхнепермский отдел сложен серо- и красноцветными, сильно загипсованными песчаниками, глинами, аргиллитами с прослоями карбонатных пород. Мощность пермских отложений изменяется от 200 м до 5 км.

Триасовая система. На Восточно-Европейской платформе континентальные красноцветные отложения известны в бассейне Северной

Двины, в Поволжье, в районе Оренбурга, в Прибалтике. Представлен триас разнотерристыми песками и песчаниками, красноцветными глинами и мергелями. Встречается большое количество кварцевой и яшмовой гальки, состав которой свидетельствует об ее уральском происхождении. Мощность изменяется от 0 до 300 м.

В Прикаспийской синеклизе, наряду с континентальными красноцветами, развиты морские осадки триаса, представленные главным образом известняками и мергелями. Они известны на горе Богдо, в окрестностях оз. Баскунчак и в районе оз. Индер. Наиболее полный разрез триаса вскрыт Аралсорской сверхглубокой скважиной, пробуренной в центре Прикаспийской синеклизы. По данным кафедры геологии Российского Государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина, в разрезе присутствуют осадки всех отделов триасовой системы. Нижний триас представлен отложениями ветлужской и баскунчакской серий – красноцветными аргиллитами, глинами, песчаниками (ветлужская серия), пестроцветными глинисто-известковыми образованиями (баскунчакская серия). В толще содержатся остатки рыб, раковины конхострак и остракод, харовые водоросли, пыльца голосеменных, а также споры папоротников и папоротникообразных растений. На основе комплексного изучения палеонтологических остатков в разрезе указанных серий выделен ряд самостоятельных стратиграфических горизонтов. Мощность нижнего триаса 2175 м. Средний триас в разрезе Аралсорской скважины выделяют условно. Он сложен преимущественно серыми и зеленовато-бурыми аргиллитами и серыми косо-слоистыми алевролитами с редкими прослоями светло-серых известковистых песчаников. Мощность 70 м. Верхний триас состоит из пестроцветных глин, аргиллитов и песчаников. В породах содержатся пыльца голосеменных и споры птеридофитов. Мощность 610 м.

Юрская система. Отложения развиты в бассейнах рек Печоры, Северной Двины и Камы, в Подмосковном бассейне, Поволжье, Прикаспийской низменности, Прибалтике и на севере Украины. Нижнеюрский отдел достоверно установлен только в Прикаспийской синеклизе. Это преимущественно континентальные песчано-галечниковые отложения с линзами бурых углей. Среднеюрские отложения широко распространены в Прикаспии и на Украине. Представлены они сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками с обильными растительными остатками. Встречаются прослои и линзы бурых углей. Верхнеюрский отдел представлен келловейским, оксфордским, кимериджским, нижне- и верхне-волжским ярусами. Первые три яруса сложены преимущественно песчано-глинистым комплексом (пески кварц-глауконитовые с фосфоритами, глины темно-серые и черные, слоистые). Нижневолжский ярус, как правило, представлен мергелями и известняками с богатой фауной аммони-

тов и пелеципод. Нередко среди известняково-мергелистой толщи встречаются пачки черных сланцеватых глин с горючими сланцами. Верхневолжские отложения известны лишь в северных районах платформ. К ним относят глины и кварц-глауконитовые пески с прослоями фосфоритовых желваков. Общая мощность отложений юры изменяется от нескольких десятков метров (Подмосковье) до 900 м (Прикаспийская впадина).

Меловая система. Наиболее широко отложения распространены на юге Восточно-Европейской платформы. В разных частях платформы их литологический состав и возраст неодинаковы. Нижний мел сложен преимущественно песчано-глинистыми осадками – кварц-глауконитовыми песками с фосфоритовыми желваками и темными глинами. В основании верхнего мела обычно также залегают кварц-глауконитовые фосфоритовые пески и глины. Большая же часть верхнего отдела представлена карбонатными отложениями, среди которых одно из первых мест занимает белый писчий мел. Здесь же присутствуют опоки, мергели, а местами и известняки. В Урало-Эмбенской области нижнемеловые отложения нефтеносны. Общая мощность меловых отложений колеблется от нескольких десятков метров (Подмосковье) до 1,5 км (Прикаспии).

Палеогеновая система. На Восточно-Европейской платформе наиболее полные разрезы палеогена известны в пределах Днепровско-Донецкой впадины и Прикаспийской синеклизы. В первом случае разрез начинается с верхних горизонтов палеоцена. Это кварц-глауконитовые пески, аргиллиты, глины и опоки с фауной устриц и губок. Эоцен сложен глауконитовыми песками и песчаниками, светлыми мергелями и карбонатными глинами. Нижняя часть олигоцена представлена кварц-глауконитовыми песками и песчаниками, а на востоке Украины – опоками. Верхняя часть олигоцена выражена белыми кварцевыми каолинистыми песками континентального происхождения, иногда с прослойками бурого угля.

Несколько отличается от описанного разрез палеогена в Поволжье и Прикаспийской низменности. Здесь наиболее полно развит палеоцен, представленный трепелами, опоками, опоковидными глинами, глауконитовыми и кварцевыми песками и песчаниками. Эоцен выражен песчано-глинистой толщей, в верхней части разреза переходящей в глинисто-мергельно-карбонатные породы. Олигоцен сложен темными сланцевыми глинами с остатками рыб и микрофауной мелких глобигерин. Мощность палеогена в Поволжье 150–200 м, а в Прикаспии 300–500 м. При бурении одной из скважин в центральной части Прикаспийской синеклизы (в компенсационной соляной мульде) установлено, что мощность палеогеновых отложений составила около 3 км.

Неогеновая система. В Причерноморье миоцен сложен песчано-глинистыми породами с углистыми включениями, известняками-ракушечниками и глинами с прослоями гипса. Встречаются рифы, сложенные остатками мшанок, червей и моллюсков. Заканчивается разрез миоцена пачкой известковистых глин с прослоями органогенных известняков. Плиоценовые осадки залегают трансгрессивно. Представлены преимущественно органогенными известняками, замещающимися вверх по разрезу глинами и песками с остатками пресноводных моллюсков.

В Прикаспии присутствуют в основном отложения плиоценового отдела. Осадки миоцена – песчано-глинистые породы и известняки-ракушечники сарматского яруса – встречаются спорадически лишь в некоторых грабенах отдельных соляных куполов. Отложения плиоцена представлены акчагыльским и апшеронским ярусами. Это серые мергелистые глины с прослоями алевроитов и мелкозернистых песков.

Мощность неогена изменяется от 0 до 500 м, достигая иногда 1,5 км (Прикаспии).

Антропогенная система. Ледниковые образования системы обычно выражены двумя-тремя моренно-валунными комплексами, чередующимися с осадками межледниковых периодов. Последние представлены песками и глинами озерного и аллювиального происхождения, а также лёссом и лёссовидными суглинками. Мощность ледниковых отложений 20–30 м, но иногда она превышает 100 м.

Морские образования системы широко распространены на территории Прикаспийской низменности. Они представлены песками и глинами с остатками морских моллюсков. В четвертичный период морские трансгрессии трижды покрывали Прикаспийскую низменность (бакинская, хазарская и хвалынская). Четвертый-новокаспийский комплекс формируется в настоящее время в прибрежной зоне и на дне современного Каспийского моря. Мощность четвертичных отложений на территории Прикаспийской низменности составляет 20–30 м, местами достигает 100 м.

8.1.2. Тектоника

Тектоническое строение Восточно-Европейской платформы изучено сравнительно полно. Это объясняется большим объемом геолого-геофизических исследований, проведенных в данном регионе с целью поисков месторождений полезных ископаемых, в первую очередь нефти, газа, угля и железа. Наиболее детально изучены северо-западные и южные районы, территория между реками Волгой и Уралом, значительно меньше – центральные, северо-восточные и юго-восточные районы платформы.

Фундамент. Кристаллический фундамент платформы представляет собой сложнопостроенное геосинклинальное основание, состоящее из крупных угловатых блоков (геоблоков) с различным возрастом консолидации, отделенных друг от друга глубинными разломами. Наиболее древние блоки архейского возраста, сложенные преимущественно беломорским комплексом. Древние блоки обнажаются в районах Карелии и Украины, а по характерным мозаичным гравитационному и магнитному полям выделены в закрытых районах Мезени, Волго-Урала, Подолии и др. В ряде мест существование полигональных архейских блоков подтверждено бурением. В пространстве блоки ориентированы в двух направлениях: северо-западном (Беломорская зона) и северо-восточном (Волго-Уральская зона). Для них характерны формы в виде треугольников и трапеций (рис. 232).

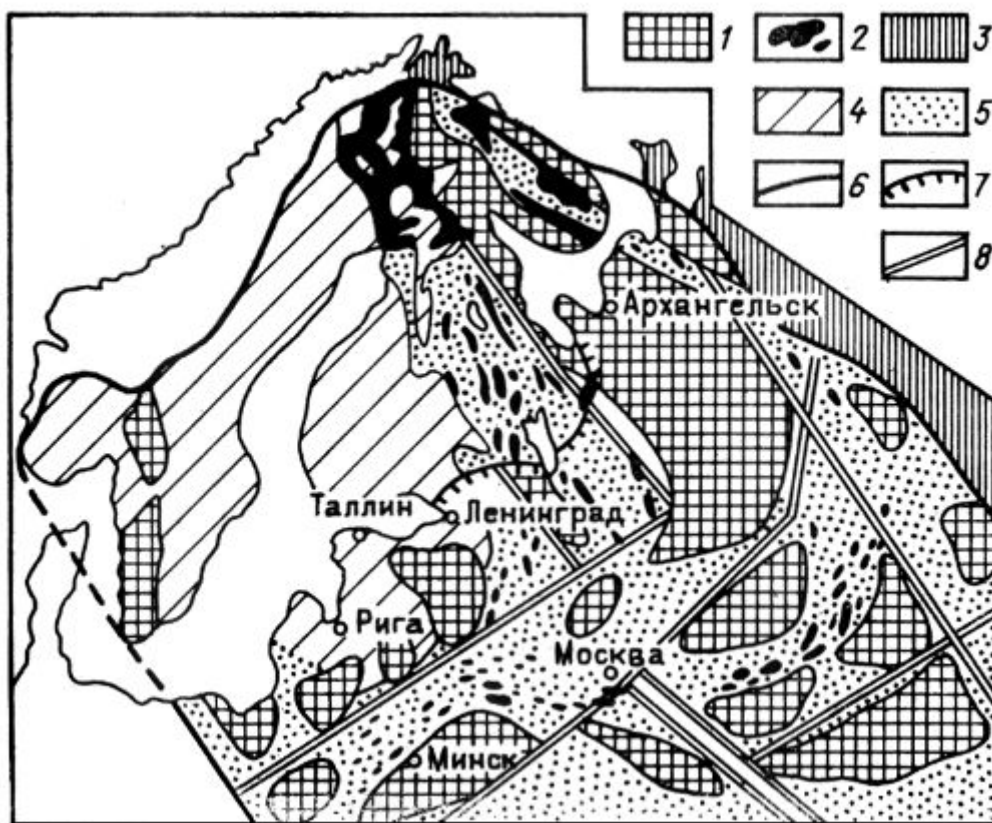


Рис. 232. Схема расположения разновозрастных блоков фундамента в пределах Восточно-Европейской платформы. Блоки: 1 – архейского возраста; 2 – раннекарельского возраста; 3 – Тимано-Печорский байкальского возраста; области развития: 4 – готид, свекофенид, дальсланид и т.д., 5 – карелид; границы: 6 – древней платформы; 7 – Балтийского щита; 8 – некоторые глубинные разломы, разделяющие блоки фундамента (межгеоблоковые разломы)

В структуре архейских блоков особое место занимают овальные образования (нуклеарные ядра) со сложным мозаичным магнитным полем, состоящим из неправильных по своим очертаниям (изометричных) положительных и отрицательных аномалий невысокой интенсивности. Примером таких овалов (нуклеоидов) могут служить массивы архейских гнейсов в районе Белого моря, Среднего Приднепровья. Изотопный возраст пород, слагающих нуклеоиды, составляет 3,5–3,9 млрд лет. Нуклеарные ядра – важная составная часть архейских блоков, они отражают нуклеарную стадию развития планеты.

Пространство между архейскими блоками фундамента заполнено складчатыми системами карельского возраста, среди которых выделяют два комплекса. Первый, нижнекарельский, прослеживается в виде узких вытянутых блоков также в двух направлениях – северо-западном и северо-восточном. Второй, верхнекарельский, в виде широкого сплошного пояса охватывает блоки архейского и раннекарельского возрастов.

На западе и северо-западе Восточно-Европейской платформы (центральные и южные районы Балтийского щита) известны многочисленные блоки различного возраста консолидации (готиды, свекофениды, дальсланиды и т.д.), образующие сложную мозаичную структуру фундамента. На северо-восточной окраине докембрийской платформы расположен самый молодой Тимано-Печорский блок байкальского возраста. По мнению ряда ученых, на юго-востоке платформы (район Прикаспия) возраст фундамента также относительно молодой, возможно байкальский.

Геологическое строение фундамента можно проследить в пределах щитов, где кристаллические породы широко развиты на дневной поверхности.

Балтийский щит располагается в пределах СССР частично и занимает территорию Кольского п-ова и Карелии. Это обширная область выхода на поверхность кристаллического фундамента. Он образован структурами, присущими горно-складчатым областям: антиклинориями и синклинориями. В частности, выделяют Беломорский и Центрально-Карельский антиклинории, а также Восточно- и Западно-Карельский синклинории. Структуры имеют преимущественно северо-западное простирание и состоят из складок изоклинальной формы. Для Балтийского щита характерно широкое развитие разрывных нарушений, создающих сложную мозаику блоков. Разломы образуют ступенчатое погружение склонов щита на запад и на юг. Амплитуда ступеней в ряде случаев достигает 600 м.

Украинский (Азово-Подольский) щит протягивается в юго-западной части Восточно-Европейской платформы в виде дуги с радиусом до 200–300 км, обращенной выпуклостью на юго-запад. В строении

щита большую роль играют синклинии субмеридионального простирания: Криворожско-Кременчугский, Бузулукский, Орехово-Павлодарский, Конский. Границами щита и его структурных зон служат глубинные разломы.

Осадочный чехол. Основную площадь территории Восточно-Европейской платформы занимает *Русская плита*. Она характеризуется резко дифференцированным по мощности осадочным чехлом, что отражает длительную и сложную историю его формирования. Мощности чехла меняются от 250 м до 6 км, а в ряде случаев 20 км. Иногда мощность изменяется скачкообразно с резким нарастанием значений вдоль глубинных разломов. В тектоническом строении плиты участвуют разнообразных структур: гряды, массивы, антеклизы, своды, валы, тектонические ступени, седловины, авлакогены, впадины, прогибы, моноклинали и передовые прогибы (рис. 232).

Тиманская гряда протягивается в северо-восточном направлении от полуострова Канин Нос до Урала на расстояние 1000 км. Представляет собой систему вытянутых блоков верхнепротерозойского (рифейского) фундамента, ограниченных разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Системы разломов создают блоковую структуру гряды. В основной ее части на дневную поверхность выходят складчатые комплексы рифея. В строении Тиманской гряды выделяют Северо-Тиманское, Четласское, Вымско-Вольское, Ухто-Ижемское и Колво-Вычегодское поднятия, а также Верхневымскую и Вольскую впадины.

Воронежский массив (антеклиза) захватывает территорию Воронежской, Белгородской, Курской, Орловской и Брянской областей и имеет размер 700×200 км. Кристаллический фундамент погружен на глубину 100–200 м, а в ряде мест выходит на дневную поверхность (г. Богучары, Павловск, долина р. Дона). Близкое к дневной поверхности залегание фундамента отличает Воронежский массив от антеклиз Русской плиты, где фундамент опущен на глубину 1–2 км. Юго-западное крыло массива крутое, осложнено глубинным разломом, который отделяет его от Украинской синеклизы. Северо-восточное крыло пологое и постепенно сливается с Московской синеклизой. В додевонское время Воронежский массив составлял с Украинским щитом единое целое. С образованием Днепровско-Донецкой впадины эти крупные геоструктурные элементы разъединились. Девонские и каменноугольные отложения установлены лишь на склонах массива, а в центральной его части на фундаменте залегают породы мезозоя.

Белорусский массив (антеклиза) располагается к западу от Воронежского массива и отделяется от него Оршанско-Могилевской (Бобруйской) седловиной. Склоны массива неравномерно погружаются во

всех направлениях и постепенно перекрываются породами мезозойского, каменноугольного и средне-позднедевонского возраста. Глубина залегания фундамента колеблется от 85 до 500 м, в ряде мест он выходит на дневную поверхность, что позволяет рассматривать этот крупный положительный геоструктурный элемент Восточно-Европейской платформы в качестве массива.

Волго-Уральская антеклиз – более сложная и глубокопогруженная положительная структура, разделенная на отдельные поднятия и погружения. На поднятиях фундамент залегает на глубине 1–1,5 км, а в опущенных частях на глубине 4–6 км. В целом, в современном структурном плане антеклиз представляет собой крупную область относительно высокого залегания фундамента. В составе чехла выделяют отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Антеклиз состоит из сводов, валов, впадин и прогибов (рис. 233, 234).

Токмовский свод располагается в западной части антеклизы и граничит на северо-западе с Московской синеклизой, на юго-западе с Рязано-Саратовским прогибом, на востоке и северо-востоке через Казанскую седловину соединяется с Татарским сводом. Поверхность фундамента имеет сложное строение и состоит из положительных и отрицательных структур с мощностью чехла соответственно более 1 км и до 2 км. Наиболее резкий градиент мощностей чехла фиксируется на юго-западе в зоне сочленения с Рязано-Саратовским прогибом, где проходит глубинный разлом амплитудой до 2,5 км (г. Рязань). Сложные дислокации фундамента нашли отражение и в строении осадочного чехла. Над блоками фундамента возникают локальные поднятия в чехле, многие из которых нарушены сбросами.

Котельничский (Сысольский) свод расположен к северо-востоку от Токмовского. На западе граничит с Московской синеклизой, на востоке – с Кировско-Кажимовским грабенообразным прогибом. Свод имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму, размер его 450×175 км. Он сложен двумя вершинами – в районах городов Котельнич и Сыктывкар. Преобладающие глубины залегания фундамента 1,5–1,75 км. В строении свода участвуют валы (Моломский и Объячевский) с глубиной залегания фундамента менее 1,5 км, и Опаринская впадина, фундамент которой погружается на глубину более 2 км. Совместно с Токмовским сводом Котельничский свод образует крупное поднятие фундамента на западе Волго-Уральской антеклизы. Это поднятие начало разделяться на составляющие его своды уже в девонское время. Восточный склон свода ограничен крупным разломом, которому в чехле соответствует флексурно-разрывная зона.



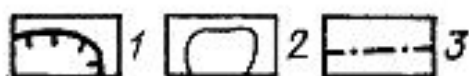
Рис. 233. Схема региональной тектоники Восточно-Европейской платформы:

- 1 – щиты; границы;
- 2 – региональных поднятий;
- 3 – синеклиз;
- 4 – передовые прогибы :
(а – Предуральский;
б – Предднепровский;
в – Предкарпатский);
- 5 – южная граница платформы;
- 6 – Урал



Рис. 234. Схема тектонического строения Волго-Уральской антеклизы: 1 – граница Волго-Уральской антеклизы; 2 – своды:

- 1 – Токмовский,
- 2 – Котельнический,
- 3 – Сысольский,
- 4 – Жигулевско-Пугачевский,
- 5 – Татарский,
- 6 – Коми-Пермяцкий,
- 7 – Камский,
- 8 – Оренбургский,
- 9 – Пермско-Башкирский;
- 3 – оси впадин



Татарский свод находится в центральной части антеклизы, размер его 250X80 км. На западе он граничит с Кировско-Кажимовским прогибом, на юге и востоке – с Верхнекамским прогибом, на севере – с Притиманским прогибом. Глубина залегания фундамента в пределах свода в среднем 1,5–1,75 км, амплитуда относительно соседних прогибов достигает 2,5 км. Осадочный чехол начинается с силурийско-девонских отложений и включает в себя каменноугольные и пермские комплексы. В строении Татарского свода участвуют Немско-Лостнинское, Климковское, Кирсановское поднятия, Олутнинская и Пудемская депрессии. Вдоль восточной и западной границ свода проходят зоны крупных разломов.

Пермско-Башкирский свод фиксируется на востоке Волго-Уральской антеклизы. На западе он граничит с Верхнекамским прогибом, на востоке – с Предуральским передовым прогибом, на севере посредством небольшой седловины сочленяется с Камским сводом. По кровле фундамента свод представляет собой крупное поднятие (230×170 км) с глубиной залегания фундамента менее 3 км, тогда как в прилегающих прогибах фундамент погружается на глубину более 5 км. Для свода характерно несоответствие структурных планов между различными горизонтами палеозоя и кровлей фундамента.

Коми-Пермяцкий свод – погребенная положительная структура, ориентированная в субмеридиональном направлении. Размер свода 250х80 км. Он граничит на севере с Притиманским прогибом, на востоке и юге – с Верхнекамским, на западе – с Кировско-Кажимовским. Кровля фундамента находится на глубине от 1,5 до 1,75 км. Коми-Пермяцкий свод характеризуется несоответствием структурных планов палеозойско-мезозойских отложений и кровли фундамента. По горизонтам верхнего палеозоя и мезозоя своду территориально соответствует северное продолжение Верхнекамского прогиба.

Камский свод располагается на северо-востоке антеклизы. Он граничит с Предуральским передовым прогибом и Верхнекамским прогибом, на юге через седловину соединяется с Пермско-Башкирским сводом. Размер свода 175×100 км; простирание, близкое к меридиональному; глубина залегания фундамента в среднем менее 2,5 км.

Жигулевско-Пугачевский свод находится на юге Волго-Уральской антеклизы. На западе граничит с Рязано-Саратовским прогибом, на востоке – с Бузулукской впадиной. Размер свода 150×125 км, глубина залегания фундамента 1,5–1,75 км. На севере свод ограничен крупным Жигулевским разломом, амплитуда которого достигает 500 м.

Оренбургский свод расположен на крайнем юго-востоке Волго-Уральской антеклизы. Характеризуется наиболее глубоким залеганием

фундамента (до 6 км) и, следовательно, наибольшей мощностью чехла по сравнению с другими сводами антеклизы. По фундаменту своду соответствует Соль-Илецкий выступ, с юга и юго-востока отделенный глубинными разломами от Прикаспийской синеклизы и Предуральского передового прогиба, амплитуда разломов достигает 3–4 км. Строение свода осложнено крупным одноименным валом, имеющим субширотное простирание.

В строении Волго-Уральской антеклизы большое значение имеют прогибы и впадины, разделяющие крупные положительные геоструктурные элементы. К ним относятся Калтасинский, Верхнекамский прогибы, Бузулукская впадина, Кировско-Кажимский и Серноводско-Абдуллинский грабенообразные прогибы (авлакогены). Прогибы и впадины, как правило, заложились и активно развивались в палеозойско-мезозойское время, тогда как авлакогены являются структурами более раннего (рифейского) возраста. Кроме того, авлакогены имеют лучше выраженную форму грабена.

Верхнекамский прогиб разделяет Татарский и Пермско-Башкирский своды, а на севере переходит в Коми-Пермяцкий свод, с которым был объединен в позднем палеозое. Длина прогиба 750 км при ширине 90 км, максимальное погружение фундамента 5 км. Прогиб выполнен в основном породами палеозоя и мезозоя.

Кировско-Кажимский авлакоген расположен в северной части антеклизы и разграничивает Котельнический, Коми-Пермяцкий и Татарский своды. Авлакоген ограничен разломами амплитудой до 1 км, вытянут в субмеридиональном направлении на 600 км при ширине до 80 км. Поверхность фундамента осложнена горстами и грабенами и погружена на глубину до 2,5 км. Авлакоген выполнен мощной толщей осадочно-вулканогенных образований рифейского, ранне-среднедевонского возраста. Заложение авлакогена произошло в рифее, развитие его продолжалось в ранне-среднедевонское время. В дальнейшем произошла инверсия режима, и по более молодым горизонтам над грабенообразным прогибом возникло крупное валообразное поднятие (Вятский мегавал), которое представляет собой систему отдельных небольших валов и поднятий, располагающихся кулисообразно вдоль оси авлакогена.

Среди положительных структур Восточно-Европейской платформы необходимо выделять и седловины, не имеющие самостоятельного структурного значения и выполняющие роль сочленения синеклиз и антеклиз. Выделяют Сухонскую, Латвийскую, Жлобинскую и другие седловины. Первая является наиболее характерной структурой этого типа. *Сухонская седловина* сочленяет Московскую и Мезенскую синеклизы.

Это область относительно повышенного залегания фундамента (1,5–2 км). В ее строении участвуют Сухонский и Киземский валы, разделенные небольшим понижением. Валы имеют северо-восточное простирание; размеры 200×30 км; глубины до кровли фундамента составляют 1,5–1,75 км. Структурные планы валов по отложениям перми и кровли фундамента совпадают.

Московская синеклиза расположена в центральной части Русской плиты; размер ее 1000×400 км; ориентировка восточно-северо-восточная (от г. Великие Луки до пос. Шарья). На севере и северо-западе синеклиза граничит с юго-восточным склоном Балтийского щита, на юго-востоке – с Волго-Уральской антеклизой, на юге – с Воронежским массивом, на юго-западе – с Белорусским массивом. Тектоническое строение синеклизы изучено недостаточно. Установлено, что отложения чехла начинаются с рифейского комплекса, а в структуре синеклизы выделяют поднятия и депрессии. Глубина залегания фундамента колеблется от 1,5 до 3,5 км. Поверхность кристаллического фундамента разбита разломами на блоки, которые и определяют сложную структуру чехла. Среди положительных структурных элементов наибольшее значение имеют Нелидовское, Калининское, Клиновское, Череповецкое, Пестцовское поднятия, Устюгский, Рыбинский валы и др. Поднятия находятся в юго-западной части синеклизы. Наиболее крупное из них, Нелидовское, имеет размер 250×1000 км и глубину залегания фундамента 1,5 км. Валы приурочены преимущественно к северо-восточной и восточной частям синеклизы.

Отрицательные структуры Московской синеклизы в большинстве случаев имеют северо-восточное простирание и характеризуются относительно глубоким залеганием фундамента (до 3,5 км). К ним относятся Крестцовский, Рыбинский, Вагский прогибы, а также Московская, Волгоградская, Костромская, Галичская впадины. Наиболее крупный Крестцовский прогиб (350×100 км) располагается на северо-западном борту синеклизы и вытянут в северо-восточном направлении. Борты прогиба осложнены разломами амплитудой до 1 км. Прогиб выполнен мощной толщей додевонских отложений (до 2 км), состоящих из терригенных пород с прослоями вулканогенных образований. Прогиб активно формировался в додевонское время, в позднем палеозое он проявился в качестве самостоятельной структурной единицы.

В строении Московской синеклизы важную роль играют авлакогены: Подмосковский, Калужский, Щелковский, Рослятинский и другие, общая площадь которых достигает 40 тыс. км². Некоторые исследователи в качестве авлакогена склонны рассматривать и Крестцовский прогиб. Для авлакогенов характерны четкая линейность, ограниченная разломами, и осадочно-вулканогенный комплекс додевонского возраста

(обычно рифейского) мощностью около 2–2,5 км. Своим происхождением авлакогены обязаны нисходящим вертикальным движениям блоков фундамента по разломам. Они служили своеобразными первичными бороздами, которые положили начало развитию Московской синеклизы. Подмосковский, Калужский, Щелковский, Рослятинский и другие авлакогены создают целую систему (Московско-Гжатскую) грабенообразных прогибов, вытянутых в северо-восточном направлении на расстояние до 1000 км (от Москвы до Котласа). Заложение и формирование этих авлакогенов происходило на ранней (доплитной, или авлакогенной) стадии развития платформы.

Палеозойские тектонические движения привели к инверсии режима в пределах этой системы авлакогенов и образованию в ряде случаев системы поднятий (Любимо-Рослятинская система поднятий).

Мезенская синеклиза фиксируется на крайнем севере Русской плиты, между Балтийским щитом и Тиманской грядой. На юге она через Сухонскую седловину сочленяется с Московской синеклизой. На некоторых тектонических картах она выделяется как впадина, входящая в состав Московской синеклизы. В целом, фундамент Мезенской синеклизы имеет сложное строение. На фоне его спокойного залегания фиксируется ряд положительных и отрицательных структур. К первым относят Пеняжский, Койнаасский, Косланский валы, Карпогорское и Сурское поднятия, ко вторым – Лешуковский, Котлас-Яренский и Притиманский прогибы.

Балтийская синеклиза находится в крайней западной части Русской плиты. Граничит на севере с Балтийским щитом, на юге – с Белорусской антеклизой, на востоке через Латвийскую седловину – с Московской синеклизой. По геофизическим данным, наиболее погруженная часть синеклизы располагается в акватории Балтийского моря. В пределах континентальной части синеклизы максимальная глубина кровли фундамента (до 2,5 км) наблюдается в районе г. Калининграда. Синеклиза выполнена отложениями палеозойского и мезозойского возраста.

Балтийская, Московская и Мезенская синеклизы образуют огромную область прогибания в теле Восточно-Европейской платформы, протягивающуюся от берегов Балтийского до берегов Баренцева моря. Эта область прогибания окаймляет с юга, юго-востока и востока Балтийский щит, отделяя его от расположенных южнее крупных положительных структур платформы (Украинский щит. Белорусский и Воронежский массивы, Волго-Уральская антеклиза).

Печорская синеклиза расположена на крайнем северо-востоке Восточно-Европейской платформы, вплотную примыкая к горно-складчатым сооружениям Урала. С северо-запада она ограничена Ти-

манской грядой, вместе с которой образует Тимано-Печорскую область рифейской складчатости. Осадочный чехол в пределах Печорской синеклизы сложен палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями, мощность которых превышает 6 км. В строении синеклизы участвуют линейно-вытянутые в северо-западном направлении положительные структурные элементы, разделенные впадинами. Эти тектонические элементы разграничены крупными разломами, которые определяют блоковое горстообразное строение поднятий. Выделяют Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы, горсты Хоседа и Сорокина, Гамбурцева, Чернова (рис. 235).

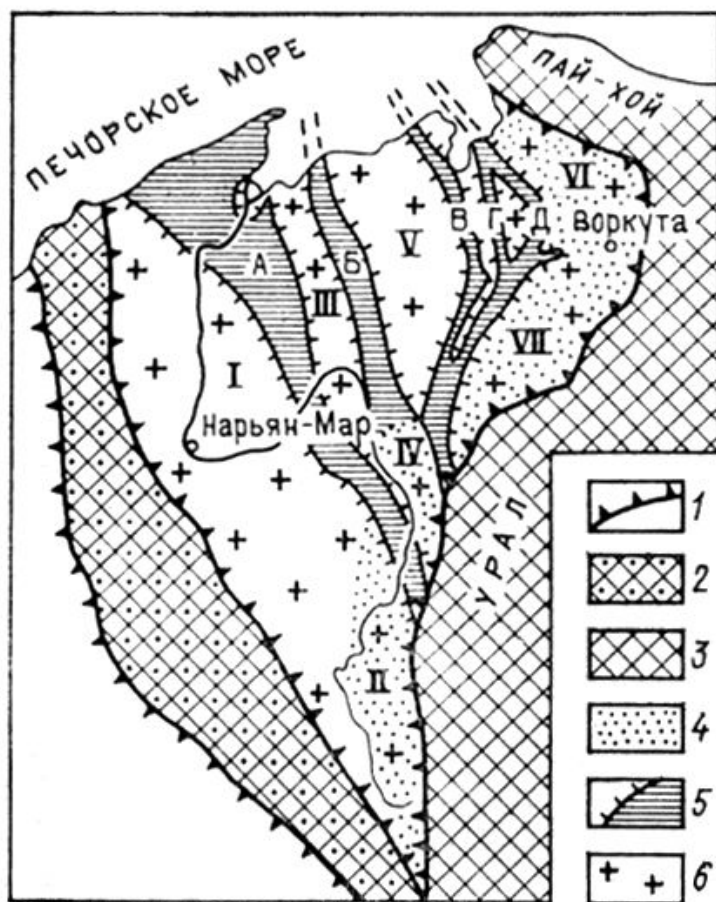


Рис. 235. Схема тектонического строения Печорской синеклизы:

Наиболее крупный положительный элемент синеклизы – Печоро-Кожвинский мегавал. От прилегающих впадин (Ижма-Печорской и Денисовкой) он отделен системой кулисообразно расположенных разломов. В додевонское время и практически в течение всего девона на месте современного мегавала располагался узкий грабенообразный ров типа авлакогена. Общая мощность только девонских отложений Печоро-Кожвинского мегавала достигает 4 км, девонские отложения полностью скважинами не вскрыты. В начале каменноугольного периода структура

испытала положительную инверсию и сформировалось валообразное поднятие. По различным горизонтам чехла отмечается несовпадение структурных планов. Поперечными разломами Печоро-Кожвинский мегавал разделен на ряд блоков (Среднешапкинский, Дзеля-Терехсвитский, Лыжско-Кыртаельский). В северном направлении ответвление от Печоро-Кожвинского мегавала образует Шапкино-Юрьяхинский вал.

Мегавалы и гряды Печорской синеклизы разделены крупными впадинами: Ижмо-Печорской, Денисовской, Хорейверской, Коротаихинской, Косью-Роговской, Большесынинской и Верхнепечорской. Последние четыре впадины входят в состав Предуральского передового прогиба. Ижма-Печорская впадина, разделяющая Тиманскую гряду и Печоро-Кожвинский мегавал, является наиболее крупной впадиной синеклизы. Границами ее служат глубинные разломы, которые в чехле обычно выражаются флексурно-разрывными зонами (рис. 236).



Рис. 236. Геологический разрез по профилю Урал – Тиман, по А. Я. Креме и др. 1 – фундамент; 2 – складчатая область; 3 – разломы

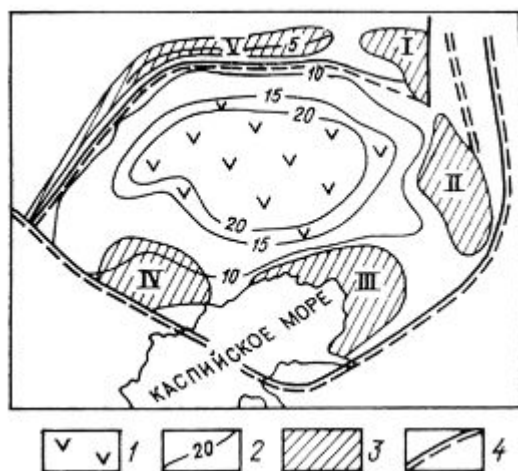


Рис. 237. Строение Прикаспийской синеклизы, по Р.Г. Гарецкому и Л.Г. Кирюхину: 1 – область отсутствия «гранитного» слоя; 2 – изогипсы поверхности фундамента, км; 3 – зоны нефтегазонакопления (I – Оренбургская, II – Кенкияк-каратюбинская, III – Южноэмбаинская, IV – Астраханская, V – Приволжско-Уральская); 4 – разломы, ограничивающие Прикаспийскую синеклизу

В составе впадины выделяют ряд поднятий (Седюяхинское, Омро-Сойвинское) и тектонических ступеней (Велью-Тэбукская, Лемью-Ираельская и Лыжно-Лузская), осложненных локальными поднятиями, вытянутыми преимущественно в северо-восточном направлении согласно простиранию разломов фундамента. Впадины, входящие в состав Предуральского передового прогиба, характеризуются глубиной залегания кровли фундамента до 15 км.

Прикаспийская синеклиза занимает юго-восточную часть Русской плиты. Она ограничена системой кольцевых глубинных разломов, отделяющих ее от Волго-Уральской антеклизы и Воронежского массива. В чехле разломам соответствуют флексурно-разрывные зоны (Волгоградская, Жадовская, Токаревская и др.). С поверхности синеклиза сложена мощной толщей кайнозойских образований, что свидетельствует об интенсивном ее прогибании и в современную эпоху. Глубина залегания фундамента в центральных районах синеклизы достигает 20 км (по геофизическим данным). В центральных районах синеклизы земная кора утоняется до 35 км, из нее выпадает (или резко сокращает свою мощность) «гранитный» слой, и осадочный чехол залегает непосредственно на «базальтовом» слое коры (рис. 237).

Осадочный чехол синеклизы включает в себя отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Специфика чехла состоит в наличии мощной толщи каменной соли раннепермского возраста (кунгурский ярус). Соленосная толща развита в пространстве неравномерно: наряду с мощными соляными грядами, грабенами и куполами, существуют «окна» в межкупольных зонах, где каменная соль отсутствует. Соленосный комплекс делит весь чехол синеклизы на над- и подсолевую толщи (рис. 238).

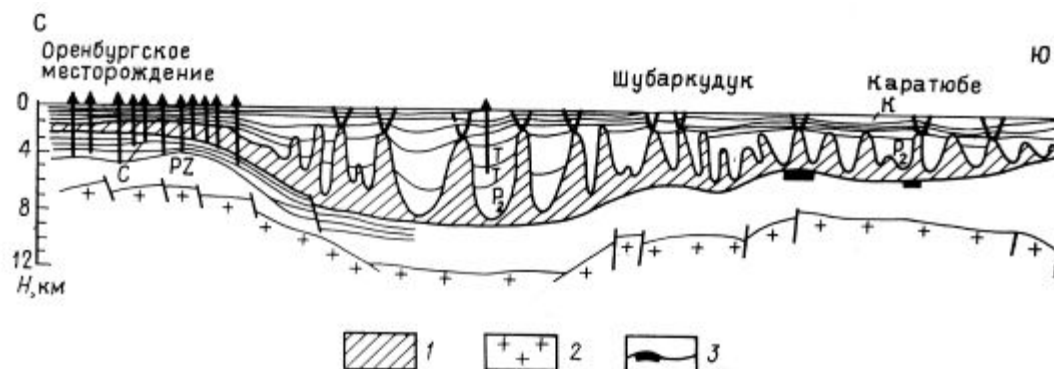


Рис. 238. Геологический профиль через восточную часть Прикаспийской синеклизы, по Н.Н. Комисаровой и др.: 1 – соленосная толща кунгурского возраста, образующая соляные купола; 2 – фундамент; 3 – месторождения углеводородов

Первая толща изучена лучше. Она сложена преимущественно терригенными образованиями перми, мезозоя и кайнозоя; строение ее осложнено соляной тектоникой. Подсолевая толща, в состав которой входят палеозойские образования, бурением практически не исследована, за исключением отдельных бортовых районов.

В тектоническом отношении Прикаспийская синеклиза представляет собой краевую область интенсивного прогибания Русской плиты. Такие краевые синеклизы выделяют иногда как «батисинеклизы» или «экзосинеклизы».

Украинская синеклиза протягивается от Донбасса на северо-запад до Белорусского массива на расстояние около 1500 км при ширине 250 км. Синеклиза разделяет Украинский щит и Воронежский массив. Осадочный чехол начинается с девонских отложений и включает в себя последующие комплексы палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр. Заложение синеклизы произошло в девонский период вследствие опускания узкой полосы фундамента Русской плиты по глубинным разломам, до этого Украинский щит и Воронежский массив представляли собой единый палеоцит. Синеклиза имеет грабенообразную структуру, поэтому многие ученые справедливо рассматривают ее в качестве авлакогена. Тектоническое строение синеклизы осложнено соляной тектоникой. В разрезе платформенного чехла выделяют верхнедевонскую и нижнепермскую соляные толщи, которые разделяют осадочный чехол на под-, меж- и надсолевые отложения. Общая мощность чехла достигает 7 км. Украинская синеклиза в целом имеет блоковое строение. Диагональная система разломов разбивает ее на ряд подчиненных структурных элементов: Днепрово-Донецкую впадину, Припятский прогиб и разделяющее их Черниговское поднятие.

Днепроовско-Донецкая впадина (авлакоген) асимметрична, южный склон ее более пологий, чем северный. Впадина представляет собой грабен, в котором фундамент опущен на глубину 5–6 км. По бортам впадина осложнена разломами, над которыми в чехле располагаются флексуры, антиклинальные поднятия и соляные купола. Заложение впадины произошло в начале девона. В конце палеозоя границы ее расширились за счет вовлечения в погружение окраин Воронежского массива и Украинского щита. В пределах Днепровско-Донецкой впадины выделяются центральная зона (наиболее погруженная) и две бортовые зоны: северная – Роменская и южная – Исачковская.

На северо-западе Днепровско-Донецкая впадина ограничена поперечным Черниговским поднятием, в пределах которого фундамент поднят до 1–3 км. Поднятие ограничено разломами, по которым в девонское время осуществлялась вулканическая деятельность. В составе девонско-

го комплекса здесь выделяют вулканогенно-осадочную толщу мощностью более 1 км.

К северо-западу от Черниговского поднятия располагается Припятский прогиб (авлакоген). Северный и южный его борта осложнены крупными разломами надвигового типа амплитудой до 2 км. Прогиб имеет сложное блоковое строение. В его пределах выделяют Лохвицкое и Лютненское поднятия, которым соответствуют гравиметрические максимумы. Глубина залегания фундамента в пределах поднятий 3 км, в прогнутых частях прогиба – 6 км. Осадочный чехол Припятского прогиба осложнен соляными телами и антиклинальными поднятиями, вытянутыми вдоль разломов.

Рязано-Саратовский прогиб (авлакоген) разделяет Волго-Уральскую антеклизу и Воронежский массив. Простирается северо-восточное, длина 600 км, ширина 40-90 км. Впервые этот отрицательный элемент Русской плиты был выделен в 1946 г. Н.С. Шатским под названием Пачелмского прогиба. В отличие от обычных платформенных структур типа синеклиз этот прогиб характеризуется узкой, необычайно вытянутой формой, большой глубиной залегания фундамента и разломным ограничением. Подобные отрицательные структуры платформ, формирующиеся в самом начале их развития в условиях остывания земных недр, Н.С.Шатский предложил называть авлакогенами. Рязано-Саратовский авлакоген ограничен разломами амплитудой до 2,5 км, в его пределах фундамент погружен на глубину до 4 км. Авлакоген выполнен мощной толщей рифейских, палеозойских и мезозойских образований, причем наибольшие мощности характерны для терригенного комплекса среднего и верхнего девона, нижнего палеозоя и рифея. По поверхности каменноугольных и верхнедевонских отложений наблюдается пологое моноклиальное погружение от Воронежского массива на северо-восток. Это свидетельствует о том, что Рязано-Саратовский грабен в конце палеозоя приобрел тенденцию к восходящим инверсионным движениям, что вообще характерно для структур этого типа.

Среди отрицательных элементов Русской плиты определенное место занимают однокрылые структуры, наиболее крупными из которых являются моноклинали. Как правило, они служат переходным звеном между положительными и отрицательными геоструктурными элементами. Причем, чем выше ранг этих элементов, тем значительнее по размерам и моноклинали. При тектоническом районировании территорий моноклинали выделяют далеко не всегда, включая их в состав либо положительного, либо отрицательного структурного элемента. В ряде случаев, когда моноклинали достигают достаточно крупных размеров и не вписываются в рамки ограничивающих геоструктурных элементов, не-

обходимо выделять их в качестве самостоятельных структур, отличающихся специфическим тектоническим строением. В пределах Русской плиты к таким крупным моноклиналям относят южный и юго-восточный склоны Балтийского щита, южный и юго-западный склоны Украинского щита.

Моноклираль Балтийского щита занимает южную и юго-восточную части прогиба, являясь зоной перехода от него к Балтийской, Московской и Мезенской синеклизам. Глубина залегания фундамента колеблется от 0 до 1,5 км. Границы моноклинали часто определяются глубинными разломами, образующими в чехле крупные флексуры. В ряде районов моноклинали падающая в юго-восточном направлении поверхность фундамента осложнена узкими грабенами (Онежский, Воже-Лачский, Корецкий, Нижнемезенский и др.), расположенными в основном в восточной и юго-восточной частях моноклинали. Глубина залегания фундамента в их пределах достигает 3 км. Грабены разделяют поднятия моноклинали (Онежское, Кулайское). В южной части моноклинали, на границе ее с Крестцовским прогибом фундамент имеет ступенеобразное погружение, обусловленное разломами.

Моноклираль Украинского щита выделяется к юго-западу и югу от прогиба. Представляет собой моноклиналиное погружение фундамента, глубина погружения которого колеблется от 0 до 3 км. С юга и запада моноклираль ограничена глубинным разломом типа краевого шва, отделяющего Русскую плиту от областей более молодой складчатости. Строение моноклинали изучено недостаточно. На западе она переходит в Предкарпатский передовой прогиб.

Тектоническое строение краевых областей Восточно-Европейской платформы осложнено рядом передовых прогибов различного возраста заложения. Общее для них – значительное погружение кровли фундамента по сравнению с прилегающими районами платформы. Часто совместно с моноклиналиными склонами платформ передовые прогибы образуют *краевые системы* (по Е.В.Павловскому) – области наиболее погруженного залегания фундамента. Передовые прогибы в силу особенностей своего строения располагаются частично на платформе, а частично на территории прилегающей горно-складчатой области, имея платформенный и геосинклиналиный склоны. В связи с тем, что территориально передовые прогибы расположены в большей степени на платформе, рассматриваться они будут при изучении той или иной платформы, хотя возникновение и развитие передового прогиба непосредственно связано с формированием прилегающей горно-складчатой области. В пределах Восточно-Европейской платформы выделяют Предуральский, Преддонецкий и Предкарпатский прогибы.

Предуральский передовой прогиб протягивается практически вдоль всего западного склона Урала. Заложение прогиба произошло в конце палеозоя, в период завершения геосинклинального развития Урала и роста уральских горно-складчатых сооружений. Прогиб выполнен флишем и молассами каменноугольного возраста и перми. Общая мощность чехла достигает 12 км. Важное значение в его строении имеют рифовые массивы, вытянутые цепочками вдоль глубинных разломов, осложняющих платформенный склон прогиба. Выделяют несколько эшелонов рифов: в направлении внутренней области прогиба возраст рифов изменяется от раннепермского до девонского и силурийского. Поперечными поднятиями Предуральский передовой прогиб делится на ряд впадин (Коротайхская, Косью-Роговская, Большесынинская, Верхнепечорская, Северо-Уральская, Уфимско-Соликамская и Бельская). Все впадины имеют четко выраженное асимметричное строение: западный склон – пологий, восточный – крутой. В западных частях впадины представлены типично платформенными структурами; осевые зоны характеризуются спокойным залеганием слоев, иногда нарушаемым соляной тектоникой; в пределах восточных участков впадин обычны узкие линейные складки, нарушенные сбросами и взбросами.

Преддонецкий передовой прогиб, как и Предуральский, имеет герцинский возраст. Размеры его незначительны. Чехол сложен образованиями позднего палеозоя мощностью до 10 км.

Предкарпатский передовой прогиб альпийского возраста располагается перед альпийскими горно-складчатыми сооружениями Карпат, сочленя их с Восточно-Европейской платформой. Ширина прогиба 40–60 км, глубина залегания фундамента до 15 км. Выделяют внешнюю (платформенная) и внутреннюю (складчатая) зоны прогиба. Платформенная зона сложена молассами тортонского и сарматского возраста и по системе сбросов ступенчато опускается во внутренние части прогиба. Зона осложнена пологими платформенными поднятиями (Опары, Учёрско-Дашава и др.). Складчатая зона прогиба соответствует наиболее прогнутой его части. Сложена сильно дислоцированными породами миоцена и палеогена, смятыми в сложные дистармоничные складки, опрокинутые на северо-восток и разбитые сетью надвигов. Эта зона имеет чешуйчатое (скибовое) строение, в связи с чем выделяют Майданскую, Бориславскую, Долинскую, Самборскую и Калужскую чешуи (скибы). Складчатое крыло прогиба по пологому Стебникскому надвигу надвинуто на платформенное крыло.

При рассмотрении тектонической структуры осадочного чехла Восточно-Европейской платформы привлекает внимание закономерная смена региональных поясов поднятий и прогибаний.

На северо-западе платформы располагается крупнейшая область поднятия – Балтийский щит, в пределах которого осадочный чехол полностью отсутствует. К востоку и югу от него в виде дуги прослеживается внутренний региональный пояс прогибания, включающий в себя моноклинали Балтийского щита, Мезенскую, Московскую и Балтийскую синеклизы. Фундамент здесь погружен на глубину до 3,5 км. Далее к востоку и югу пояс прогибания сменяется новым региональным поясом поднятий, в состав которого входят Тиманская гряда, Волго-Уральская антеклиза, Воронежский массив, Украинский щит и Белорусский массив. В ряде мест этого пояса фундамент выходит на дневную поверхность, в большинстве же случаев он погружен в среднем до глубины 1 км. Пояс поднятий к востоку и югу сменяется окраинным региональным поясом прогибания, охватывающим Печорскую синеклизу, Предуральский передовой прогиб, Прикаспийскую и Украинскую синеклизы и моноклинали Украинского щита. Этот пояс характеризуется наиболее глубоким залеганием фундамента – до 20 км. Образование региональных поясов поднятий и опусканий обусловлено существованием диагональной сети глубинных разломов, которые играют большую роль в тектоническом строении Восточно-Европейской платформы. В осадочном чехле над ними возникают флексурно-разрывные зоны и антиклинальные поднятия.

Последнее обстоятельство заставляет учитывать положение разломов при выборе направлений поисковых работ на нефть и газ.

8.1.3. Основные этапы истории геологического развития

Восточно-Европейская платформа испытала длительную и чрезвычайно сложную геологическую историю развития. Беломорская складчатость, проявившаяся в конце архея (2,6 млрд лет назад), привела к закрытию ряда океанических структур и к появлению первых жестких массивов, известных как *эпиархейские ядра*, определивших в дальнейшем существование крупных положительных элементов платформы: щитов, массивов, антеклиз. Возникший протоконтинент был неустойчив и в начале протерозоя подвергся частичному распаду с образованием подвижных зон, выделяемых иногда как протогeosинклинали (Свекофенская, Курско-Криворожская). В пределах сохранившихся эпиархейских ядер накопление осадков происходило в субплатформенных условиях в грабенообразных прогибах рифтогенного типа.

В середине раннего протерозоя (2 млрд лет назад) и в конце его (1,6 млрд лет назад) проявились соответственно ранне- и позднекарельская эпохи складчатости. В условиях высокого теплового потока и высокого стояния кровли астеносферы молодая континентальная кора подверглась внедрению базальтовой магмы и частичному плавлению с образованием

интрузий габброанортозитов и гранитов-рапакиви. В результате произошло упрочение коры, ее консолидация, и эпиархейские блоки оказались спаяны. Возникла *эпикарельская* (древняя) платформа. На месте протогеосинклиналей образовались горно-складчатые сооружения, которые эродировались и нивелировались различными геологическими факторами. Уже во второй половине раннего протерозоя в ряде мест будущей Восточно-Европейской платформы начал формироваться орогенный комплекс формаций – конгломераты, песчаники, глины, доломиты, диабазы с интрузиями гранитов. Эти породы, испытавшие в дальнейшем метаморфизм, относятся к сариолийской серии. В период формирования орогенного комплекса в ряде мест рассматриваемой древней платформы существовали отдельные интракратонные геосинклинальные трогги, которые замкнулись лишь в самом конце раннего протерозоя (позднекарельская складчатость), придав фундаменту древней платформы еще большую прочность и жесткость. В связи с этим вторую половину раннепротерозойского периода в развитии платформы рассматривают как ее *кратонизацию* (по А. А. Богданову).

Начиная с ятулийского времени (конец раннего протерозоя), на отдельных блоках Восточно-Европейской платформы формировался ранний осадочный (протоплатформенный) чехол. Нижняя часть его (ятулий, иотний) в дальнейшем оказалась прорванной интрузией гранитов-рапакиви; в этом отразилась специфика тектонического режима начальных этапов образования чехла древних платформ. С рифея осадочный чехол формировался уже на значительной территории древней платформы, причем осадки накапливались в авлакогенах. В то время Восточно-Европейская платформа переживала *авлакогенную* (доплитную) стадию своего развития.

В прилегающих геосинклиналях земная кора продолжала развиваться как типичная геосинклиналь. В конце позднего протерозоя (венд) проявилась байкальская платформообразующая эпоха складчатости. В результате ее к остоу эпикарельской платформы присоединились дополнительные платформенные участки (Тимано-Печорская область) – самые молодые территории в системе Восточно-Европейской докембрийской платформы. Активизация тектонических движений в прилегающих геосинклиналях в конце протерозоя привела к оживлению магматической деятельности и в пределах платформы. В авлакогенах начали формироваться осадочно-вулканогенные образования (валдайский комплекс).

С позднего венда началась новая стадия развития платформы, получившая название стадии *синеклиз*. Втягивалась в погружение большая часть платформы, за исключением щитов. В отдельных, изолированных

депрессиях (синеклизах) формировался платформенный чехол. Наиболее интенсивные прогибания захватили территории, прилегающие к авлакогенам. Время заложения синеклиз было различным. Так, Московская синеклиза начала развиваться с конца рифея, Балтийская – с раннего кембрия, Украинская с девонского времени.

В палеозое платформа вступает в *плитную* стадию развития. Несмотря на активные прогибания, захватившие Восточно-Европейскую платформу, в первой половине раннего палеозоя (каледонский этап) в ее пределах еще продолжали существовать крупные устойчивые области земной коры, не втянутые в погружение: Балтийский щит, Украинско-Воронежский палеошит, некоторые палеовыступы (современные своды) Волго-Уральской антеклизы. В конце раннего палеозоя территория платформы испытала всеобщее поднятие и регрессию моря. Наступил длительный континентальный перерыв, продолжавшийся в течение раннедевонской эпохи. В среднем девоне значительные опускания, протекавшие в прилегающих геосинклиналях, привели к постепенному наступлению моря и на платформу. Позднепалеозойский (герцинский) этап развития Восточно-Европейской платформы знаменовался новым раскалыванием жестких массивов фундамента и дальнейшим развитием плитного пространства. Украинско-Воронежский палеошит был расчленен Днепровско-Донецким и Припятским авлакогенами на Украинский щит, Воронежский и Белорусский массив. Была втянута в погружение и вся Волго-Уральская антеклиза. Расширились границы Мезенской, Московской, Балтийской и других синеклиз, которые окончательно сформировались в Русскую плиту. С пермского периода Восточно-Европейская платформа испытывала восходящие вертикальные движения, приведшие к постепенному обмелению и засолению морских бассейнов, а в дальнейшем к их полной регрессии. Это поднятие платформы, максимально проявившееся в среднем триасе, продолжалось до ранней юры. Им завершился герцинский этап развития платформы.

В мезозойскую и кайнозойскую эры Восточно-Европейская платформа подвергалась активному влиянию Средиземноморской геосинклинали. Оно проявилось в субширотной ориентации молодых структур платформы и в направлении морских трансгрессий и регрессий. Начиная с поздней юры, Восточно-Европейская платформа испытала новую трансгрессию моря со стороны Средиземноморской геосинклинали. Море захватило южные и центральные районы платформы. Морской режим господствовал в течение мелового периода; в палеогене и неогене эпохи регрессий и трансгрессий моря чередовались. В антропогене вся территория платформы была охвачена регрессией, что отразило замыкание геосинклинального режима в пределах Средиземноморской геосинкли-

нали и образование горно-складчатых сооружений Карпат и Кавказа. Тенденция к поднятию сохраняется и в настоящее время, причем наиболее активно она проявляется в районе Балтийского щита (до 2 – 5 см в год).

В соответствии с основными этапами развития Восточно-Европейской платформы в структуре ее фундамента и чехла можно выделить два структурных этажа (яруса). Нижний структурный этаж – фундамент, состоящий из двух структурных подэтажей: геосинклинального и орогенного; верхний структурный этаж – осадочный чехол, также состоящий из двух структурных подэтажей: авлакогенного (доплитного) и плитного. Каждый из выделенных структурных этажей и подэтажей отражает определенный крупный этап геологической истории развития платформы, характеризовавшийся специфическими чертами развития.

8.1.4. Полезные ископаемые

В пределах Восточно-Европейской платформы выявлены важнейшие полезные ископаемые: нефть, газ, железные руды, каменный уголь, апатит, минеральные соли и др.

Месторождения *нефти и газа* – ценнейшие полезные ископаемые платформы. Нефть и газ сосредоточены главным образом в Волго-Уральской антеклизе. Они содержатся в песчаниках, алевролитах и известняках девонского, каменноугольного и пермского возраста. В большинстве случаев залежи связаны с антиклинальными складками, приуроченными к сводам и валам. В качестве примера можно назвать нефтяные месторождения Ромашкинское, Туймазинское, Новоелховско-Акташское (Республика Татарстан), Мухановское, Кулешовское (Куйбышевская область), из газовых месторождений следует упомянуть Оренбургское.

В Печорской синеклизе промышленная нефтегазоносность характерна почти для всего разреза чехла – от силура до перми. Основные нефтегазосодержащие толщи – терригенные отложения девонского и каменноугольного возраста и галогенно-терригенно-карбонатные отложения нижней перми. Залежи связаны с антиклиналями, зонами выклинивания коллекторов, с рифовыми массивами.

В Прикаспийской синеклизе месторождения нефти и газа сосредоточены в мезозойских терригенных породах надсолевого комплекса (Доссор, Макат, Каратон, Байчунас и др.). Они приурочены к соляным куполам и диапировым складкам и сравнительно невелики по масштабам. В последние годы в бортовой зоне синеклизы получены промышленные притоки нефти и газа из подсолевых карбонатных отложений

каменноугольного возраста (площади Западно-Тепловская, Кенкиак, Тенгиз, Нижнеастраханское и др.).

В Днепровско-Донецкой впадине нефтяные месторождения сосредоточены в западной ее части, а газовые, в основном, в восточной. Залежи находятся главным образом в терригенных породах карбона и нижней перми и связаны с антиклиналями, диапировыми складками и соляными куполами. Наиболее известно Шебелинское газовое месторождение. Припятский прогиб содержит месторождения нефти и газа (Речицкое, Осташковичское, Ельское и др.) в песчаниках под- и межсолевых отложений девона. Залежи связаны с локальными поднятиями и тектонически экранированными ловушками. Территория Балтийской синеклизы является в настоящее время объектом интенсивных поисковых работ на нефть и газ. Здесь уже открыты нефтяные и газовые месторождения. Активные поисковые работы развернуты в центральной, наиболее прогнутой части синеклизы, перекрытой водами Балтийского моря. В Предуральском передовом прогибе нефтяные и газовые месторождения локализируются в раннепермских рифах (Чусовские городки).

Предкарпатский передовой прогиб содержит залежи нефти и газа в терригенных породах палеогенового возраста. Залежи концентрируются главным образом во внутренней зоне прогиба.

Каменный уголь известен в нескольких бассейнах платформы – Печорском, Подмосковном, Львовско-Волынском, Камском, Днепровском и Новодмитровском. Печорский угольный бассейн (месторождения Воркутинское, Интинское и др.) содержит продуктивные пласты в отложениях нижней перми и карбона; мощность угольных пластов от 0,6 до 8 м; глубина их залегания до 1,8 км. Подмосковный угольный бассейн сложен бурыми углями раннекаменноугольного возраста. Мощность угольных пластов 0,5–15 м, глубина их залегания от 50 до 125 м. Общие запасы достигают 24 млрд т. На западе Восточно-Европейской платформы, на границе с ПНР, находится Львовско-Волынский угольный бассейн. Уголь содержится в нижнекаменноугольных породах, общие его запасы 1,75 млрд т. Камский угольный бассейн расположен в Татарской и Башкирской АССР и Пермской области. Пласты бурого угля имеют мощность до 25 м при глубине залегания 900–1400 м. Возраст угля – раннекаменноугольный. В западной части Восточно-Европейской платформы имеются два угольных бассейна: Днепровский бассейн бурых углей, приуроченный к палеогеновым впадинам Украинского щита, и Новодмитровский буроугольный бассейн (близ г. Славянска).

Горючие сланцы на территории платформы образуют два крупных бассейна накопления – Прибалтийский и Поволжский. Первый располо-

жен на севере Эстонии, в западной части Ленинградской области, в Чудовском районе Новгородской и Гдовском районе Псковской области. Пласты горючих сланцев ордовикского возраста достигают мощности 2,7 м, залегают на глубине до 100 м. Общие запасы 20,4 млрд т. Поволжский бассейн горючих сланцев находится в пределах Куйбышевско-Саратовского Поволжья и Заволжья. Продуктивные пласты залегают среди юрских пород.

Залежи *железных руд* известны в центре Русской плиты – это железорудные бассейны Курской магнитной аномалии (КМА) и Кривого Рога. Руды локализованы в метаморфизованных породах фундамента – джеспилитах. Последние представляют собой кварциты с прослоями магнетита, их возраст – ранний протерозой. Курская магнитная аномалия приурочена к Воронежскому массиву. Магнитные аномалии здесь были установлены еще в XVIII в., но пласты железных руд были вскрыты скважинами лишь в 1923 г., а первые месторождения (Коробковское и Салтыковское) были разведаны после 1930 г. Решающую роль в разведке КМА сыграл И. М. Губкин, долгое время возглавлявший здесь поисковые работы. Богатые руды представляют собой кору выветривания джеспилитов, сложены они гематитом и мартитом. Глубина их залегания колеблется от 30 до 500 м. Среднее содержание железа достигает 62%. Бедные руды представлены пластами железистых кварцитов (джеспилитов), имеющих мощность до 400 м. Содержание железа в них колеблется от 25 до 40 %.

Криворожский железорудный бассейн имеет сходные геологические условия, эксплуатируется с 1881 г. Однотипные месторождения железных руд известны на Кольском п-ове и в г. Кременчуге. На платформе выявлены месторождения железных руд осадочного происхождения (Тульское, Липецкое и Коперское). Руды сложены лимонитом, разрабатываются с давних пор.

Месторождения *марганца* открыты близ г. Никополя (Никопольское месторождение). Залежь приурочена к горизонтально лежащей толще палеогенового возраста, которая в нижней части сложена карбонатными породами, а в верхней – оксидными минералами марганца (пиролюзит, манганит). Месторождение эксплуатируется с конца XIX в.

Медь и никель известны на Кольском п-ове. Сульфатное оруденение магматических медно-никелевых руд приурочено к гипербазитовому поясу протерозойских интрузий. Месторождения образуют две группы: Печенгскую и Мончегорскую. Медно-никелевое оруденение в них проявлено в виде жильных тел и вкрапленников. В послевоенные годы в Днепровской области открыты месторождения силикатных руд никеля, связанных с корой выветривания ультраосновных пород. Месторождения *бокситов* озер-

ного происхождения в нижнекаменноугольных отложениях известны в центральных и северо-западных районах Русской плиты (Тихвинское, Онежское и Подмосковное месторождения).

Олово и молибден приурочены к гранитным интрузиям протерозойского возраста на Кольском полуострове. Залегают в кварцевых жилах гидротермального происхождения. *Титан* добывается из рutilцирконовых россыпей палеогенового возраста правобережья Днепра на Украине. Титансодержащие пески известны также в Карелии (Пудожгорское месторождение).

Фосфаты сосредоточены в Хибинских месторождениях. Они связаны с интрузиями щелочных и ультращелочных горных пород. Залежи представлены апатит-нефелиновыми телами с содержанием P_2O_5 до 29 %. На Русской плите известны месторождения фосфоритов желвачного типа. К ним относят месторождения юрского (Егорьевское, Верхнекамское) и мелового возраста (Сапинское, Мальцевское, Щигровское и др.). Залежи *каолина* установлены в пределах Украинского щита в коре выветривания докембрийских кристаллических пород (месторождения Глуховецкое, Лунинецкое, Боровичи).

Слюда приурочена к пегматитовым жилам Карелии и Украинского щита. Вместе со слюдой (мусковитом) извлекают также полевой шпат и кварц. Наиболее распространены из *строительных материалов* украинский лабрадор, карельские мраморы и граниты-рапакиви, шокшинские кварциты.

На Восточно-Европейской платформе известны также месторождения серы и гипса в пермских отложениях, стекольных (кварцевых) *песков* и огнеупорных *глин* в палеогеновых образованиях, различные *минеральные воды*.

8.2. ДОКЕМБРИЙСКАЯ СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

8.2.1. Границы платформы

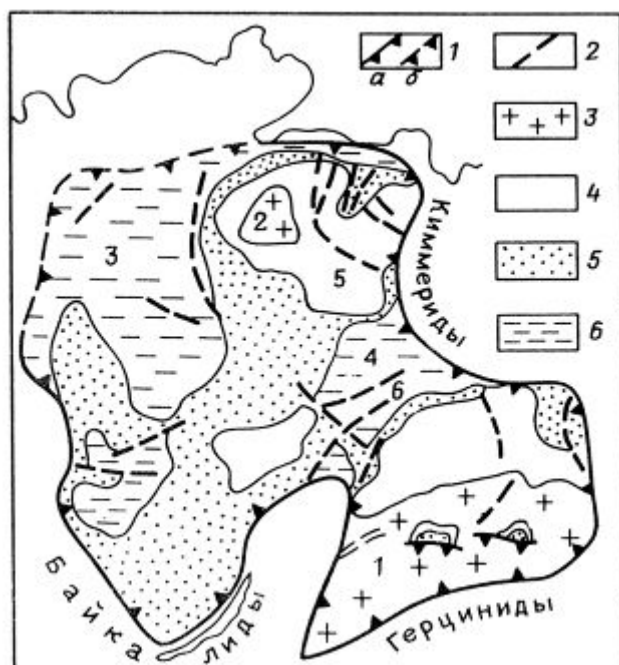
Сибирская платформа расположена в Центральной и Восточной Сибири. Поверхность Сибирской платформы в отличие от Восточно-Европейской почти целиком представляет собой денудационную возвышенность с высотами от 0,5 до 2,5 км. Основную часть платформы занимают Средне-Сибирское плоскогорье, Ангара-Ленское плато, Становое и Алданское нагорья. Низменные равнины приурочены к северной и восточной окраинам платформы. Это Северо-Сибирская и Центрально-Якутская низменности. Поверхность платформы эродирована реками, относящимися к бассейнам Карского моря и моря Лаптевых. Почти вся

территория платформы располагается в области развития многолетней мерзлоты.

Восточная современная граница платформы прослеживается от устья Лены до Охотского моря сначала под Предверхоянским краевым прогибом и затем по Нельканскому краевому шву (рис. 50).

Этими структурами платформа отделяется от киммерид Верхояно-Чукотской области. Северная и западная границы перекрыты чехлом осадков Западно-Сибирской плиты, поэтому проведены условно по усступу рельефа в правобережье Енисея и Хатанги. Наиболее сложна южная граница платформы, так как она осложнена мезозойской тектоникой и разновозрастными гранитными интрузиями. Граница проходит от Удской губы вдоль южного склона Станового хребта до истоков Олекмы по Северо-Тукурингскому разлому, который отделяет платформы от герцинид Монголо-Охотского пояса. Затем от Витима граница резко поворачивает на север, доходя практически до Лены, и опять на юг к юго-западному краю Байкала, огибая тем самым байкалиды Байкало-Патомского нагорья. Затем граница продолжается в северо-западном направлении до устья Подкаменной Тунгуски, оставляя с запада байкалиды Восточных Саян и Енисейского края.

Возможно, что в момент образования платформа занимала гораздо большую площадь, включая срединные массивы Верхояно-Чукотской



1 – границы платформы достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 – разломы; 3 – выходы фундамента на поверхность; 4–6 – залегание кровли фундамента на глубине, км: 4 – до 2; 5 – от 2 до 5; 6 – свыше 5.

Цифрами обозначены:

1 – Алдано-Становой щит,
2 – Анабарский щит,
3 – Тунгусская синеклиза,
4 – Вилюйская синеклиза,
5 – Анабарская антеклиза,
6 – Вилюйско-Патомский авлакоген

Рис. 239. Рельеф кровли фундамента и основные структуры Сибирской платформы, по Е.Е. Миланавскому с упрощениями

области и области, переработанные байкальской складчатостью (рис. 239).

8.2.2. Структура платформы

На Сибирской платформе выделяются два выхода кристаллического фундамента на поверхность – Алдано-Становой и Анабарский щиты. Остальная территория платформы представляет собой Лено-Енисейскую плиту. От щитов фундамент плавно погружается, образуя две крупные отрицательные структуры – Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы. Склоны Анабарского щита образуют Анабарскую антеклизу. Под Вилюйской синеклизой находится крупнейший Вилюйско-Патомский авлакоген (рис. 240). Есть и другие более мелкие структуры. Амплитуда вертикальных движений фундамента достигает 15 км.



Рис. 240. Геологический профиль Сибирской платформы, по Масайтису

В отличие от Восточно-Европейской платформы, на Сибирской в большей степени проявилась складчатая и разрывная тектоника, нарушающая как фундамент, так и чехол. Также значительно большую роль в структуре платформы играют магматические образования чехла – породы трапповой формации. В целом фундамент платформы опущен на большую глубину, что является одной из причин ее более слабой изученности.

8.2.3. Фундамент платформы

Фундамент Сибирской платформы сложен глубокометаморфизованными архейскими и нижнепротерозойскими породами, которые изучены с поверхности на территории щитов и вскрыты немногими скважинами под осадками чехла. Архейские образования на Сибирской платформе по строению существенно отличаются от архея Восточно-Европейской и большинства других древних платформ. Познакомимся со строением фундамента на примере Алдано-Станового щита.

Алдано-Становой щит сложен архейскими и в меньшей степени нижнепротерозойскими метаморфическими и интрузивными породами. В южной (Становой) части фундамент прорван многочисленными интрузиями палеозойского и мезозойского возраста.

Нижние части архейского разреза (алданский комплекс) представлены кварцитами с реликтами первичной слоистости, гнейсами и амфиболитами, на которых с несогласием залегают кальцифиры, мраморы и графитовые гнейсы. Общая мощность толщи превышает 15 км. Фациальный анализ показывает, что в низах толщи преобладают первично осадочные породы – продукты разрушения первичной коры, которые сменяются вулканитами основного состава и карбонатами, свидетельствующими о подводных условиях накопления. Высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации пород по интенсивности значительно превосходит степень метаморфизма архейских образований Восточно-Европейской платформы. Завершили формирование алданского комплекса процессы региональной гранитизации.

В структурном отношении архей Алдано-Станового щита также существенно отличается от Балтийского. Главным структурным элементом здесь являются "гнейсовые овалы" – концентрически замыкающиеся опрокинутые к центру овала изоклинальные складки (рис. 241).

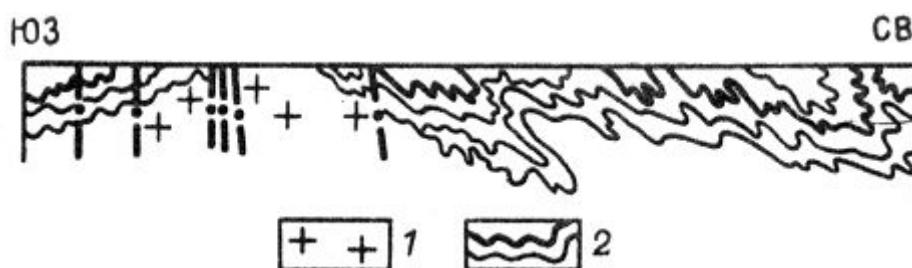


Рис. 241. Геологический разрез Верхнеалданского складчатого овала, по Л.И.Салону: 1 – древние граниты; 2 – гнейсы и сланцы архейского возраста

Следующим по возрасту (позднеархейско-нижнепротерозойским) является "троговый комплекс", заполнивший многочисленные прямолинейные грабенообразные прогибы. Это вулканогенно-осадочные образования мощностью 2–5 км, измененные в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях метаморфизма. Нижние части комплекса сложены, как правило, терригенно-вулканогенными формациями, верхние – железисто-кремнистыми.

Троговый комплекс трансгрессивно перекрывается отложениями раннепротерозойской удоканской серии, приуроченной к одноименному прогибу. Это в основном мелководные метаморфизованные терригенные образования мощностью до 10 км, содержащие горизонт медистых песчани-

ков. В структурном плане это пологая брахисинклиналь, осложненная по краям линейными складками (рис. 242). Одновременно с удоканской серией складчатости подвергся троговый комплекс. Завершилось образование удоканской серии становлением огромного лополита порфировидных калиевых гранитов, близких к рапакиви.

Самыми молодыми породами фундамента являются нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные отложения улканской серии, также приуроченной к одноименной тектонической впадине. Серия представ-

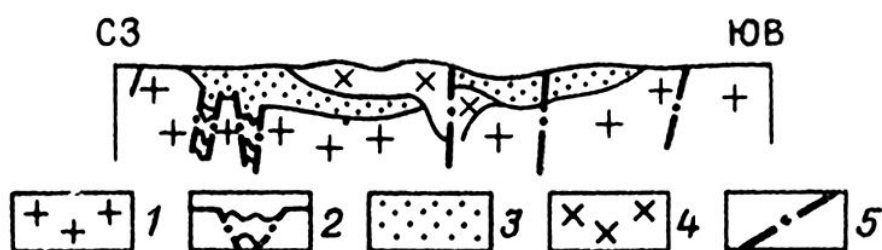


Рис. 242. Схематический геологический профиль Удоканской впадины, по Лейтесу и др.: 1 – архейские гнейсы и сланцы; 2 – раннепротерозойские шовные трогии; 3 – нижнепротерозойский протоплатформенный комплекс; 4 – нижнепротерозойский лополит гранитоидов; 5 – нарушения

лена зеленокаменно метаморфизованными вулканитами основного, среднего и кислого состава с подчиненным количеством кварцитов и красноцветных песчаников. Отложения удоканской и улканской серий рядом исследователей рассматриваются как древний протоплатформенный чехол.

Южная Становая часть щита отличается от Алданской условиями и возрастом метаморфизма, простираемостью структур, вмещающих троговый комплекс, и мощнейшими процессами тектоно-термальной активизации. Эти процессы выражались в сильном прогреве и внедрении многочисленных интрузий, например таких, как Джугджурский массив анортозитов архейского возраста.

8.2.4. Строение платформенного чехла

Типичный чехол начал формироваться на Сибирской платформе раньше, чем на Восточно-Европейской – уже в начале позднего протерозоя. В разрезе чехла также выделяются несколько этажей, разделенных крупными стратиграфическими перерывами.

Нижний (первый) этаж чехла Сибирской платформы сложен рифейскими отложениями. Они залегают на нижнепротерозойских с региональным перерывом и угловым несогласием, приурочены как к авлакоге-

нам, так и к площадным понижениям и представлены терригенными песчано-гравийными отложениями. Выше по разрезу обломочные породы сменяются карбонатными. Нередко рифей содержит покровы базальтов и горизонты туфов (рис. 54). Авлакогены имеют преимущественно субмеридиональное простирание и располагаются по окраинам платформ.

Второй этаж чехла сложен непрерывным разрезом от вендских (юдомий) до силурийских отложений. В большинстве районов платформы юдомий залегают на древних образованиях с перерывом, а местами и с угловым несогласием. Основание разреза сложено терригенными породами, которые сменяются доломитами и известняками. При этом накопление карбонатных пород с частными внутриформационными размывами продолжалось вплоть до конца силура. В отдельных местах отмечены прослои обломочных пород разной размерности, но фациальная характеристика тех и других однозначно указывает на господство мелководных морских и лагунных условий с теплым, иногда засушливым климатом. Море покрывало практически всю платформу, захватывая даже большую часть щитов, о чем свидетельствуют останцы кембрийских отложений (рис. 243).

Начиная с ордовика, площадь морского бассейна постепенно сокращалась, и в конце силура море на большей части платформы отсутствовало.

Третий этаж чехла накапливался с конца среднего девона по триас. Нижнедевонские отложения присутствуют только на северной окраине платформы. Отложения третьего этажа характеризуются гораздо большей изменчивостью и неоднородностью и концентрируются в северо-западной части платформы (рис. 243).

Девонская часть разреза представлена морскими терригенно-карбонатными и континентальными красноцветными отложениями, а также вулканитами основного и щелочного состава. Также присутствуют соленосные толщи, что говорит о жарком и засушливом климате. Вулканические породы представлены лавами, пирокластами, дайками и силлами трапповой формации суммарной мощностью несколько сотен метров.

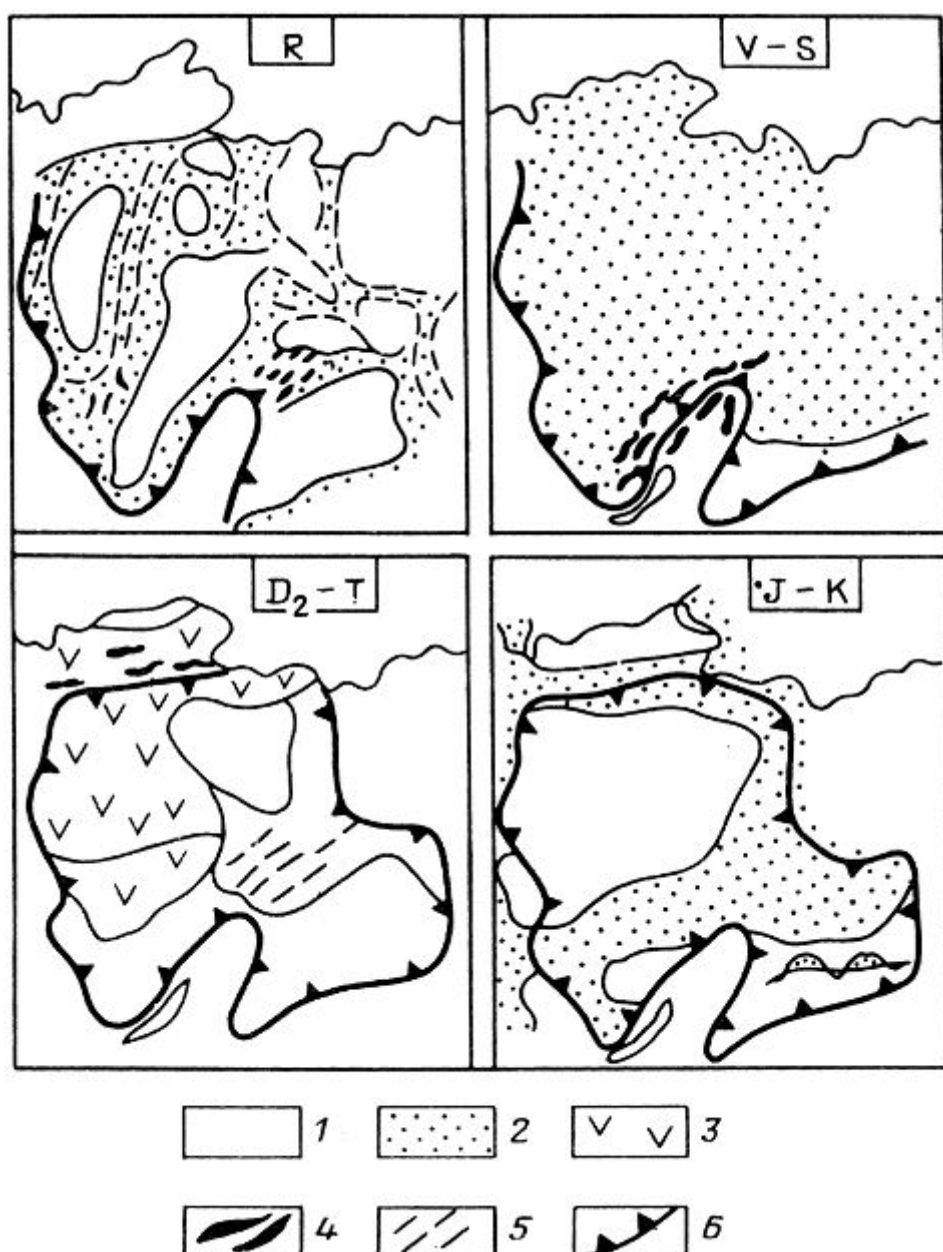


Рис. 243. Распределение областей размыва и накопления на Сибирской платформе: 1 – области размыва; 2 – области накопления; 3 – области развития траппов; 4 – оси складок; 5 – разломы; 6 – границы платформы

Приурочены они, главным образом, к Вилюйско-Патомской системе авлакогенов.

Каменноугольная и пермская системы распространены в районе Тунгусской синеклизы. Нижнекаменноугольный относительно маломощный горизонт представлен терригенно-карбонатными морскими отложениями. На них с размывом залегает тунгусская серия, сложенная

сероцветными, в основном, континентальными угленосными отложениями среднего карбона и перми. Верхняя часть пермской системы состоит из терригенно-туфогенных образований.

Триасовая система представлена вулканогенными образованиями трапповой формации и связанными с ними многочисленными интрузиями основного состава. Это покровы базальтов мощностью от нескольких до ста метров с прослоями туфов, туффитов и осадочных пород. Интрузивные образования представлены пластовыми и секущими телами, прорывающими подстилающие отложения и вулканогенную толщу. Фациальный анализ указывает на трещинные излияния в условиях выровненной низкой поверхности. В перерывах между излияниями эрозия почти отсутствовала. Такие же образования распространены северней и западней платформы.

Четвертый этаж чехла представлен юрско-меловыми отложениями. Они отсутствуют на большей части Тунгусской синеклизы, которая после прекращения траппового вулканизма была приподнята, но заполняют ряд наложенных и возрожденных впадин на юге и востоке платформы (рис. 243).

Юрские отложения залегают трансгрессивно на породах различного возраста. В основном они расположены по окраинам и выполняют Вилюйскую синеклизу. Большой частью это сероцветные терригенные морские отложения, сменяющиеся в южном направлении континентальными, которые часто угленосны. Меловые отложения залегают согласно на юрских и представлены преимущественно континентальными угленосными толщами. На Алдано-Становом щите к меловым породам относятся лавы кислого и среднего состава, сохранившиеся в виде эрозионных останцов.

Интрузивный магматизм мезозойского возраста широко распространен на юге платформы. В Алданской области это мелкие дайки, силлы и лакколиты кислого, среднего и щелочного состава. В Становой области к поздней юре и началу мела относятся крупные массивы гранодиоритов и гранитов, занимающих более 20% площади.

На юго-востоке и востоке Анабарской антеклизы среди отложений второго этажа чехла выявлена обширная область развития кимберлитовых тел. Они прорывают верхнепротерозойские и палеозойские отложения, иногда содержат ксенолиты траппов триасового возраста и очень редко фаунистически охарактеризованные обломки пород раннемелового возраста. В то же время были найдены алмазы в базальных конгломератах юры. Некоторые кимберлитовые трубки с размывом перекрываются пермской угленосной толщей. Все это позволяет устано-

вить разновозрастность трубок и неоднократность проявления кимберлитового вулканизма.

Завершают разрез чехла Сибирской платформы кайнозойские отложения пятого этажа. Палеоген и неоген на подстилающих толщах залегают с размывом и представлены ограниченными по площади маломощными континентальными осадками. В некоторых районах платформы они сохранились на водоразделах в виде коры выветривания, но основной областью их распространения является восточная часть Вилуйской синеклизы. Там они представлены кварцевыми и аркозовыми песками, косослоистыми песчаниками и глинами. Мощность отложений достигает нескольких сотен метров.

Четвертичные отложения распространены повсеместно и представлены самыми разнообразными генетическими типами континентальных пород. Основными факторами, контролирующими распределение фаций, были рельеф, широтное положение и климат. Вследствие сухости климата развитие покровных ледников было значительно меньшим, чем на Восточно-Европейской платформе.

8.2.5. Тектонические этапы развития

История образования фундамента и чехла Сибирской платформы, так же, как и Восточно-Европейская, разделяется на три этапа: кратонизации, переходный и плитный.

Начальный этап образования Сибирской платформы (этап кратонизации) завершился в первой половине нижнего протерозоя. В отличие от других древних платформ нижнеархейские серые гнейсы и зеленокаменные пояса, объединяемые в гранит-зеленокаменный структурно-формационный комплекс, на Сибирской платформе не известны. В то же время обилие в низах алданского комплекса переотложенного кварцевого и высокоглиноземистого материала позволяет предполагать существование древнейших жестких блоков континентальной протокры, подвергшихся выветриванию и разрушению. Очень высокая степень разогрева пород, придающая им пластичность, способность к течению и нагнетанию материала в сводовые участки антиклинальных структур, масштабы гранитизации приводят к выводу о том, что ведущую роль на начальном этапе развития платформы играли вертикальные тектонические движения.

В конце архея жесткая кора подверглась процессам растяжения, в результате которых образовались глубокие трог, отличающиеся от зеленокаменных поясов прямолинейностью очертаний. Троги Алдано-Станового щита на ранних стадиях своего развития, вероятно, представляли собой древнейшие структуры проторифтового типа, период запол-

нения и стабилизации которых можно считать временем завершения формирования фундамента.

Следующий переходный этап формирования платформы продолжался от середины до конца раннего протерозоя. В этот этап вертикальные движения привели к образованию нескольких широких тектонических впадин типа Удоканской, отложения которых образуют проточехол. По отношению к погребенным под ним трогам, эти впадины играли такую же роль, какую играют фанерозойские синеклизы к захороненным под ним авлакогенам.

Начиная с рифея, платформа вступила в плитный этап развития. Но, в отличие от Восточно-Европейской платформы, где накоплению чехла предшествовало образование и заполнение авлакогенов, на Сибирской платформе погружения в рифее проявлялись как в авлакогенах, так и в межавлакогеновых участках. Авлакогены появились во внутренних частях платформы, вероятно, в связи с началом движения литосферных плит и возникновением Урало-Монгольского геосинклинального пояса (рис. 54). Жесткие западные окраины древней платформы дробились на ряд мелких плит, разделенных многочисленными прогибами. В конце рифея часть их испытала складчатость и воздымание, а вдоль этих поднятий образовались неглубокие впадины, напоминающие краевые прогибы. Их можно считать первыми современными границами платформы. Районы образования коры океанического типа (собственно геосинклинальные пояса) располагались, вероятно, западнее и южнее.

В процессе формирования осадочного чехла различаются четыре цикла: каледонский (венд – силур), герцинский (девон – триас), мезозойский (юра – мел) и кайнозойский. Каждому циклу соответствует свое расположение областей поднятия и погружения.

Каледонский цикл развития чехла характеризуется значительным погружением фундамента и кембрийской трансгрессией, которая захватила всю территорию платформы, за исключением Становой области щита и байкалид на юге и западе. Наиболее глубокое погружение происходило в кембрии в районах западной части Вилуйской и Тунгусской синеклиз. В ордовике область опускания значительно сократилась, а интенсивность – снизилась. На рубеже силура и девона вся платформа испытала поднятие и осушение за исключением крайней северо-западной части.

Позднекаледонские тектонические движения в районе Байкало-Патомского нагорья проявились в западной части Вилуйской впадины и в юго-восточном Предбайкалье в виде узких линейных складок и надвигов небольшой амплитуды.

В среднем девоне возобновились погружения, которые положили начало **герцинскому циклу** развития чехла. Это цикл формирования и заполнения Тунгусской синеклизы и возрождения Вилуйско-Патомской системы авлакогенов. С начала цикла и до конца девона в связи с возрождением разломов в Вилуйской впадине происходили мощные извержения лав и пирокластических продуктов. В условиях закрытых бассейнов накапливались соленосные отложения. В Тунгусской синеклизе в среднем карбоне – перми формировались угленосные толщи. Во второй половине цикла дифференцированные глыбовые движения разделили Вилуйскую впадину на Ыгытинский и Кемпендяйский грабены и Сунтарский горст (рис. 240). Тунгусская синеклиза, вероятно, была разбита множеством глубинных разломов, достигавших верхней мантии. По ним произошли излияния громадного количества магмы в виде основных пород трапповой формации (рис. 243, 3). Аналогичные процессы, но значительно меньшие по масштабам, происходили также в Урало-Монгольском поясе, в Верхоянской области и в северной части Предуралья Краевого прогиба. В конце триаса произошло общее поднятие, небольшие складчатые деформации в авлакогенах и интенсивная складчатость в северной (Таймырской) окраине платформы.

Мезозойский цикл развития платформы характеризуется значительной перестройкой ее тектонического плана, которая связана с развитием Тихоокеанского геосинклинального пояса. Щиты и территория Тунгусской синеклизы в течение юры и мела были подняты. Северо-восточная часть платформы была вовлечена в прогибание, окончательно формируя Вилуйскую синеклизу, которая наследовала палеозойскую систему Вилуйско-Патомских прогибов. В связи с ростом складчатого сооружения на месте Верхоянской миогеосинклинали прилегающая к нему зона превратилась в краевой прогиб платформы. В слабое опускание вовлекалось юго-западное продолжение Вилуйской синеклизы, образуя Ангаро-Вилуйский прогиб. Вероятно, именно в это время произошло дробление восточной части Лавразийской литосферной плиты и оформление современной восточной границы Сибирской платформы.

Тектоническую активизацию, выразившуюся в образовании межгорных впадин и в мощном позднемезозойском магматизме, испытала южная окраина платформы. К числу таких впадин относятся Канско-Рыбинская, наследующая палеозойский прогиб, Иркутская, Чульманская и др. Мощный магматизм и поднятие Становой зоны завершились ее надвижением на Алданскую.

Магматизм плитного этапа на Сибирской платформе был гораздо более мощным, чем на Восточно-Европейской. Состав и время вспышек наибольшей палеозойской активности почти совпадают, а позднемезозойские магматические процессы аналогов не имеют. Вулканиче-

ский и интрузивный магматизм на Алдано-Становом щите начались в конце триаса и продолжались, усиливаясь вплоть до позднего мела. В Становой зоне позднемезозойский магматизм выразился в наземном извержении и внедрении крупных батолитов гранодиоритов и гранитов. В кайнозое магматическая активность полностью прекратилась.

Для кайнозойского цикла развития Сибирской платформы характерно устойчивое поднятие. На значительных площадях формировалась кора выветривания. Начиная с неогена в районах Байкало-Патомского нагорья и примыкающей к нему части платформы, происходят активные тектонические движения, в результате которых образовались огромные грабенообразные впадины типа озера Байкал. Эти впадины рассматриваются как современные рифты.

8.2.6. Полезные ископаемые

По разнообразию полезных ископаемых Сибирская платформа не уступает Восточно-Европейской, а по запасам некоторых из них значительно ее превосходит.

К главным ископаемым фундамента относятся железные руды и медь. Первые имеют в основном осадочно-метаморфогенное и метасоматическое происхождение и локализуются в архейских и нижнепротерозойских метаморфических породах. Основные запасы меди связаны с Удоканским стратиформным месторождением. Они приурочены к медистым песчаникам раннепротерозойского возраста.

Металлические ископаемые чехла представлены небольшими месторождениями осадочных железных руд в ордовикских, пермских и юрских слоях. С позднемезозойской и палеогеновой корой выветривания связаны бокситовые залежи. В Алданском и некоторых других районах известны золотоносные россыпи.

Из неметаллических ископаемых чехла наибольшее значение имеют месторождения солей и угольные бассейны. Огромные запасы каменной соли имеются в кембрийских отложениях на юго-западе платформы (Усолъе-Сибирское) и в девонских – в Кемпендяйском грабене. Громадные запасы каменного угля заключены в Тунгусском бассейне, разведаны и эксплуатируются юрские месторождения Южно-Якутского бассейна. Крупные месторождения бурых углей связаны с юрскими отложениями Иркутской и Канской впадин. Большое значение имеет Вилуйский буроугольный бассейн. Месторождения нефти и газа открыты в мезозойских толщах в Вилуйской синеклизе и в нижнепалеозойских – в Ангаро-Ленском районе.

Полезные ископаемые, связанные с фанерозойским магматизмом, наиболее разнообразны. К магматическим породам трапповой формации

приурочены скарновые месторождения железных руд на юго-западе Тунгусской синеклизы (Ангаро-Илимский и другие районы). С дифференцированными базитовыми интрузиями связаны уникальные медно-никелевые месторождения Норильского района. Многие угольные пласты Тунгусской синеклизы под воздействием магматических пород метаморфизованы до состояния графита. В бассейнах Тунгусок находятся месторождения исландского шпата.

С кимберлитовыми трубками палеозойского возраста связаны сибирские алмазы. На Алдано-Становом щите находятся месторождения золота, связанные с мезозойским комплексом известково-щелочных интрузий.

8.3. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

8.3.1. Прибайкальская и Алтае-Саянская области байкальской и каледонской складчатости

Этот район представляет собой юго-западное обрамление Сибирской платформы и образован байкальскими и каледонскими тектоническими структурами (рис. 244).

Прибайкальская область включает Байкало-Патомское нагорье, Саяно-Енисейский район и Енисейский кряж. От Алтае-Саянской области она отделяется Тувинским разломом.

Архей и нижний протерозой Прибайкальской области принципиально не отличается от таковых Сибирской платформы. Верхнепротерозойские отложения залегают с перерывом и местами с угловым несогласием. Это метаморфизованные терригенно-карбонатные породы и породы спилит-диабазовой формации, прорванные гранитами, гранодиоритами и граносиенитами. Венд сложен грубообломочными красноцветными толщами молассовой формации. Местами их возраст датируется раннекембрийским. В структурном плане рифей и венд представлены широкими синклиниями и узкими антиклиналиями, осложненными разрывной тектоникой (рис. 245). Палеозойские и мезозойские отложения практически отсутствуют. В ограниченном объеме они есть только в Канской наложенной впадине.

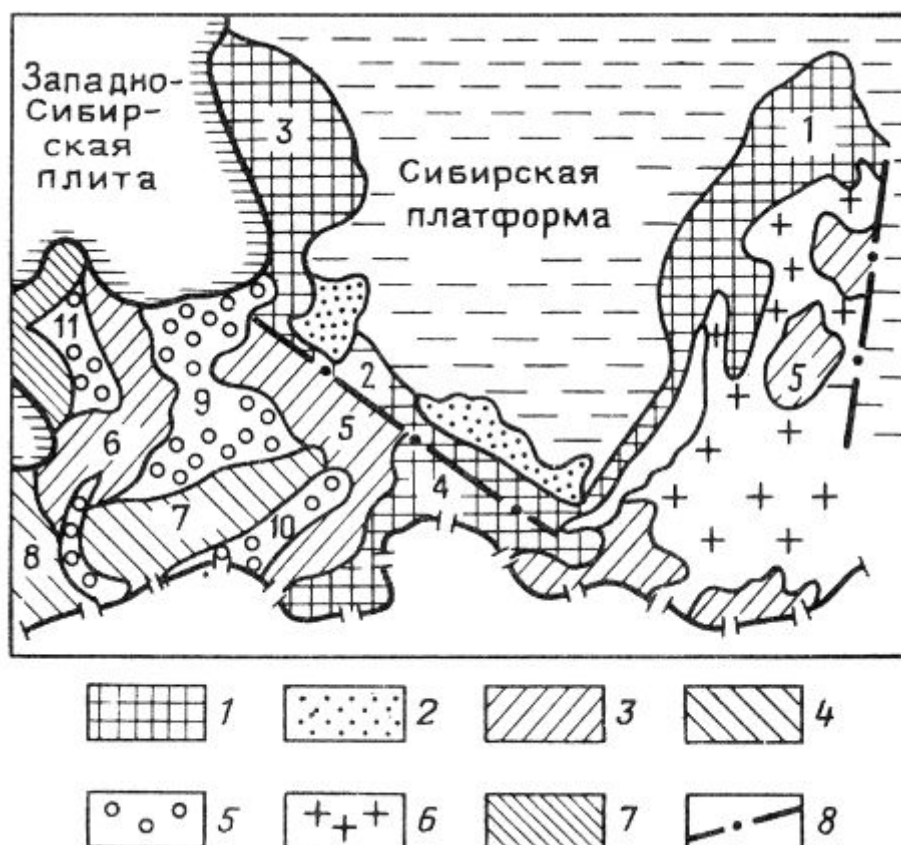


Рис. 244. Тектоническая схема Прибайкальской и Алтае-Саянских складчатых областей. По тектонической карте СССР: 1 – байкалиды; 2 – наложенные впадины; 3 – салаириды; 4 – поздние каледониды; 5 – эпикаледонские впадины; 6 – Баргузино-Витимский батолит; 7 – герцениды; 8 – разломы. Цифрами обозначены: 1 – Байкало-Патомское нагорье, 2 – Саяно-Енисейский район, 3 – Енисейский кряж, 4 – Тувино-Саянская область, 5 – Восточные Саяны, 6 – Кузнецкий Алатау и Горная Шория, 7 – Западные Саяны, 8 – Горный Алтай, 9 – Минусинская впадина, 10 – Тувинская впадина, 11 – Кузнецкая впадина

Таким образом, разрез Прибайкальской области состоит из нескольких структурных этажей, которым соответствуют комплекс основания (AR – PR₁), геосинклинальный комплекс R, орогенный комплекс (V) и комплекс активизации (D, N – настоящее время). Последний представлен осадочной молассой, приуроченной к рифтовым впадинам.

Каледонский тектонический этап развития земной коры протекал с кембрия по силур включительно. В конкретных регионах тектоническая активность завершилась в разные сроки – в середине кембрия произошла салаирская складчатость, в конце ордовика – таконская, в конце силура – эрийская (позднекаледонская). В пределах описываемого района выделяются Алтае-Саянская и Баргузино-Витимская области каледонской складчатости (рис. 244).

Баргузино-Витимская область расположена во внутренней части дуги Байкало-Патомского нагорья и долгое время считалась байкалидами. В по-

следние годы установлен ее салаирский возраст. Область в основном "заполнена" Ангаро-Витимским батолитом раннепалеозойского возраста, в кровле которого находятся останцы слоистого комплекса (рис.245).



Рис. 245. Схематический тектонический разрез Байкало-Патомского нагорья, по Г.П. Леонову: 1–5 – структурно-формационные комплексы: 1 – основания, 2 – геосинклинальный, 3 – орогенный, 4 – плитный, 5 – активизации; 6 – гранитоиды различного возраста; 7 – крупные разломы

Наиболее древними из слоистых образований являются архейские и нижнепротерозойские породы, имеющие сложный разрез и слагающие нижний структурный этаж. Архей представлен кристаллическими сланцами, а нижний протерозой – метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами спилит-диабазовой формации с офиолитами. Завершают разрез этажа несогласно залегающие красноцветные вулканогенно-осадочные породы.

Следующий этаж сложен рифейско-среднекембрийскими отложениями. Рифей представлен вулканогенно-осадочной метаморфизованной толщей, а кембрий – гранитизированными терригенно-карбонатными отложениями известняковой формации. На них резко несогласно залегает верхнекембрийско-силурийская красноцветная моласса. Нижнепалеозойские отложения интенсивно дислоцированы вплоть до образования опрокинутых веерообразных складок, осложненных шарьяжами.

Верхнепалеозойские отложения начинаются с каменноугольных и представлены в основном вулканитами и интрузивными телами кислого и щелочного состава. Они не образуют сплошного чехла и приурочены к узким тектоническим зонам. Мезозой и кайнозой представлены мало мощной корой выветривания. Завершают разрез эоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные грубообломочные отложения, приуроченные к глубоким грабенообразным впадинам.

Итак, в разрезе ранних каледонид Баргузино-Витимской складчатой области выделяются следующие структурно-формационные комплексы: комплекс основания (AR-PR₁), состоящий в свою очередь из геосинклинальных и орогенных формаций; комплекс геосинклинальный (R-Є₂); комплекс орогенный (Є₃-S). Первый комплекс активизации в связи с герцинскими тектоническими движениями (С₂-Т) и второй комплекс активизации (Р-Н). Плитный комплекс практически отсутствует (рис. 246).



Рис. 246. Схематический тектонический разрез Баргузино-Витимской области, по Л.И. Салопу

Алтае-Саянская область включает в себя Тувино-Монгольский массив байкалид, салаириды Восточный Саян, Тувы, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, поздние каледониды Западных Саян, эпикаледонские впадины – Минусинскую, Тувинскую и Кузнецкую.

Особенности геологического строения и развития байкалид и салаирид Алтае-Саянской области, в общем, аналогичны описанным. Рассмотрим более подробно поздние каледониды Западных Саян.

Самыми древними являются метаморфические сланцы по терригенным породам позднепротерозойского возраста (комплекс основания). На них с размывом и угловым несогласием залегают кембрийско-нижнесилурийские толщи спилит-диабазовой и флишевой формаций. Они образуют единый структурный этаж с напряженной линейной складчатостью (геосинклинальный комплекс). С салаиридами этот комплекс граничит по глубинным разломам, маркируемым офиолитовыми поясами.

Орогенный структурно-формационный комплекс в салаиридах начинается с серой молассы верхнего кембрия – ордовика, а в поздних каледонидах – с отложений верхнего силура. Этап тектонической активизации характеризуется образованием в девонском периоде впадин, наложенных на разновозрастное складчатое основание, причем девонские отложения представлены красноцветной молассой с вулканитами основного состава, общей для всей Алтае-Саянской складчатой области. На ней с небольшим угловым несогласием залегает каменноугольно-юрская угленосная толща. В формационном отношении это преимущественно

континентальная моласса, переходящая в плитный комплекс. Активные глыбовые движения фундамента в позднепалеозойское время привели к простым складчатым деформациям орогенных формаций в Минусинской и Тувинской впадинах и к линейным складкам по окраинам Кузнецкой впадины.

Начиная с триаса, во впадинах накапливается плитный комплекс. Его стратиграфия и литологический состав во многом аналогичны Сибирской платформе, включая проявления траппового магматизма.

Сопоставляя структурно-формационные комплексы разных областей описываемого района, можно восстановить историю его тектонического развития. Дробление южного края Сибирской платформы и движение микроплит началось еще в раннем протерозое, причем образовывались участки с океанической корой, о чем свидетельствуют офиолиты в комплексе основания Баргузино-Витимских салаирид. В результате карельской складчатости океанический бассейн закрылся. Прибайкальская область в это время представляла собой окраину платформы. Раннепротерозойская история Алтае-Саянской области неизвестна. В рифее возобновились движения плит, захватывая внутренние части Сибирской платформы. Образовались впадины типа широких авлакогенов. Возможно, что в Алтае-Саянской области в это время существовали районы с океанической корой. В позднекембрийское время сначала Прибайкальская область, а потом Баргузино-Витимская претерпели воздымание, деформации и магматизм, оставаясь с этих пор континентом и испытывая стабильное поднятие. С эоцена и по настоящее время они пересекаются Байкальской рифтовой зоной, которая отделяет Амурскую плиту от Евро-Азиатской.

Известная история тектонического развития поздних каледонид начинается с дробления байкальских складчатых сооружений. Движения плит привели к разрыву континентальной коры. К концу раннего палеозоя океанические бассейны закрылись и Алтае-Саянская область испытала поднятие. Последующие движения привели к образованию широких межгорных впадин, в которых накопились осадки комплекса активизации, переходящие в платформенный чехол.

Прибайкальские байкалиды – крупная рудная провинция. В Енисейском кряже находится Ангара-Питский бассейн гематитовых и сидеритовых руд, связанный с кембрийскими отложениями. В Северном Прибайкалье в протерозойских сланцах расположено крупное полиметаллическое месторождение Холоднинское. С гранитоидами связаны месторождения молибдена, со щелочными породами – флюорита. Офиолитовая ассоциация вмещает месторождения асбеста. Кроме того, в

районе имеются медные, полиметаллические, марганцевые, бокситовые и другие месторождения.

В каледонидах Алтае-Саянской области наибольшее значение имеют железные и марганцевые руды, каменный уголь, ртуть и асбест. Железные и марганцевые руды контактово-метасоматического происхождения расположены в Кузнецком Алатау и Горной Шории. В Западных Саянах и Туве расположены месторождения меди, ртути, асбеста, драгоценных и поделочных камней. Огромное значение имеют Кузнецкий, Минусинский и Тувинский каменноугольные бассейны.

8.3.2. Западно-Сибирская плита

Отложения Западно-Сибирской плиты перекрывают западную часть Урало-Монгольской молодой платформы. На западе и юге из-под них выступают складчатые сооружения фундамента. Восточная граница практически совпадает с границей Урало-Монгольской и Сибирской платформ. Северная граница неясна, так как проходит где-то под водами Карского моря.

Фундамент плиты изучен вблизи щитов, по данным глубоких скважин в южной части и по геофизическим данным на севере. Он сложен

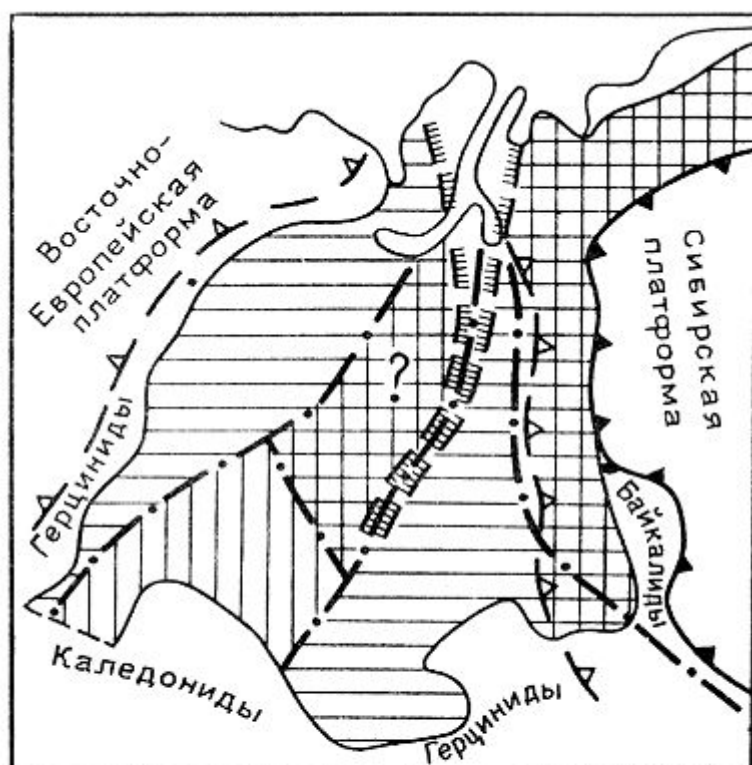
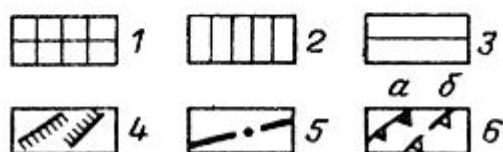


Рис. 247. Тектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты, по П.К. Куликову, Н.В. Шаблинской: 1 – байкалиды; 2 – каледониды; 3 – Герциниды; 4 – Култогорско-Уренгойский рифт, 5 – основные разломы, 6 – границы платформ: современные (а) и древние (б)



складчатыми сооружениями преимущественно герцинского и каледонского возраста на юго-западе и, предположительно, байкальского – на северо-востоке (рис. 247). Многими разломами фундамент разбит на отдельные блоки, глубина залегания которых меняется в среднем от 1 до 7 км.

Опущенные блоки образуют крупные протяженные грабены, заполненные триасовыми и, отчасти, нижнеюрскими отложениями. Повышенный тепловой поток и микросейсмическая активность позволяют предполагать их рифтовую природу. Над поднятыми блоками выпадают из разреза чехла доверхнеюрские горизонты и сокращаются мощности отложений. Кровля фундамента во многих случаях представлена каолиновой корой выветривания мощностью до 50 м. В строении осадочного чехла плиты выделяют два этажа. Нижний представлен переходным структурно-формационным комплексом, в составе которого участвуют триасовые и нижнеюрские отложения. Верхний этаж является собственно плитным комплексом и включает отложения от среднеюрских до четвертичных включительно.

Над эпипалеозойским фундаментом переходный комплекс не образует сплошного покрова, а выполняет грабенообразные впадины над основными разломами. Комплекс состоит из триасовых грубообломочных пород, чередующихся с траппами и перекрытых песчано-глинистыми, часто угленосными нижнеюрскими отложениями. На байкальском фундаменте триасовые и, возможно, более древние отложения по геофизическим данным имеют мощность до 4 км и залегают в виде сплошного покрова.

Плитный комплекс начинается среднеюрскими или верхнеюрскими отложениями. Западно-Сибирская плита является уникальной областью исключительно терригенного осадконакопления. Весь разрез плиты вплоть до олигоцена – результат компенсированного заполнения периодически прогибающегося неглубокого бассейна. Толща сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с примесью карбонатного материала, глинами. На долю песчаных фракций приходится около 40%. В нижнеюрских и нижнемеловых слоях в ограниченном количестве присутствуют угленосные осадки. Начиная с олигоцена, разрез представлен континентальной толщей озерно-болотного, речного и делювиального происхождения. Это пески, алевролиты и глины с прослоями бурых углей. Четвертичные отложения образуют сплошной покров и сложены ледниковыми, озерно-болотными и речными осадками.

В истории развития Западно-Сибирской плиты, как и любой платформы, выделяется три этапа: геосинклинальный, переходный (тафрогенный) и плитный. В геосинклинальный этап в результате байкальских, ка-

ледонских и герцинских тектонических движений закрылся Палеоазиатский океан, и возникла огромная горно-складчатая страна. В конце позднего палеозоя в ней происходили глыбовые движения и мощная эрозионная деятельность. Погребенная кора выветривания свидетельствует о том, что к началу переходного этапа рельеф платформы был в основном выровнен. При этом необходимо отметить, что северо-восточная окраина плиты, возможно, весь палеозой развивалась как составная часть Сибирской платформы. С конца перми до начала юры платформа находилась в переходном этапе развития. В это время формировалась сложная сеть рифтоподобных впадин (*тафрогенов*), заполняемых молассой. Многочисленные разломы контролировали трапповый магматизм как на территории плиты, так и Сибирской платформы. Излияния базальтов по площади и объему были грандиозными. Истощение мантии и внедрение в земную кору колоссального количества мантийного вещества привели, вероятно, к деструкции коры и к длительному устойчивому погружению. Начался плитный этап развития. Над тафрогенами развивались синеклизы, прогибы или впадины. В средне- и позднеюрское время территория плиты испытывала значительное опускание, обусловившее трансгрессию. В раннем мелу на территории плиты существовал опресненный бассейн. Новая крупная морская трансгрессия началась в позднем мелу.

В олигоцене море покинуло плиту, но эту частную регрессию вряд ли можно считать окончательной сменой знака вертикальных движений, поскольку случались неоднократные трансгрессии в четвертичный период, а северная часть плиты и сейчас опускается.

Основное богатство Западно-Сибирской плиты – месторождения торфа, нефти и газа. В ней сосредоточено 60% СССР и 30% мировых запасов торфа, выявлено более 150 месторождений нефти и газа.

МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС (ОБЛАСТИ ЭПИПЛАТФОРМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ)

Особое место в тектонической структуре территории бывшего Советского Союза занимают области эпиплатформенной активизации, к которым относятся горно-складчатые сооружения Монголо-Охотского пояса. Возобновление активных тектонических движений после установления платформенного режима развития отмечается как мезозойское (поздний мел).

Монголо-Охотский пояс окаймляет с юга докембрийскую Сибирскую платформу и Алтае-Саянскую эпикаледонскую область, протягиваясь в субширотном направлении от берегов Охотского моря вдоль те-

чения р. Амура до юго-восточных отрогов Алтая. Значительная часть территории пояса находится за пределами СССР, в МНР.

8.4.1. Стратиграфия

Докембрийские комплексы известны в восточной части Монголо-Охотского пояса (Джагдино-Тукурингрский антиклинорий). Это многокилометровая толща гнейсов, гранитогнейсов, слюдистых сланцев, кварцитов и филлитов с линзами мраморов. Породы сильно дислоцированы и глубоко метаморфизованы.

Палеозойская группа представлена всеми системами и сложена разнообразными метаморфическими комплексами: кремнистыми и глинистыми сланцами, мраморизованными известняками, кварцитами, яшмами. В верхней части разреза (пермский отдел) появляются мощные (до 4 км) толщи континентальных конгломератов (верхняя молассовая формация). По всему палеозойскому разрезу широко развиты магматические вулканогенные породы: диабазы, порфирит-диабазы, лавобрекчии, туфопесчаники, туффиты и т. д. Общая мощность палеозойских отложений превышает 10 км.

Мезозойские отложения начинаются с песчано-сланцевых образований триаса, содержащих прослои лав и туффитов. Общая мощность этой толщи 2–4 км. На породах триаса располагаются ниже-среднеюрские отложения, представленные прибрежноморскими песчаниками, сланцами и конгломератами мощностью до 3,5 км. Выше по разрезу несогласно залегает континентальная толща конгломератов, грубозернистых песчаников и алевролитов с прослоями базальтов, андезитов и липаритов. Мощность ее до 4 км, возраст – верхняя юра – нижний мел. Верхнемеловые отложения Монголо-Охотского пояса отражают новую активизацию тектонических движений, приведших к интенсивным подвижкам по глубинным разломам. Они представлены конгломератами и мощными покровами эффузивов (кварцевые порфиры, диабазовые порфиры, андезитобазальты и т.д.). Мощность достигает 1,5 км.

Кайнозойские образования (палеоген, неоген и антропоген) установлены в прогибах и впадинах. Это континентальные озерно-болотные и речные песчаники, глины с прослоями лигнитов, торфяники, галечники.

8.4.2. Тектоника

Существуют различные точки зрения на тектоническую природу Монголо-Охотского пояса. М.М.Тетяев в 20-е годы высказал мысль о мезозойском возрасте этой зоны. В 1936 г. В. А. Обручев доказал, что Монголо-Охотский пояс образовался в результате герцинской складчатости и затем был переработан более поздними мезозойскими движе-

ниями. Последующие исследования подтвердили эту точку зрения, и в настоящее время многие ученые рассматривают Монголо-Охотский пояс как область эпиплатформенной активизации.

В составе Монголо-Охотского пояса выделяют следующие основные структурные элементы: Буреинский срединный массив, Ачинское поднятие, Джагдино-Тукурингрский, Шантарский, Хингано-Буреинский антиклинорий, Ононско-Газимуровский синклинорий, ряд межгорных впадин и наложенную Зейско-Буреинскую впадину (рис. 248).

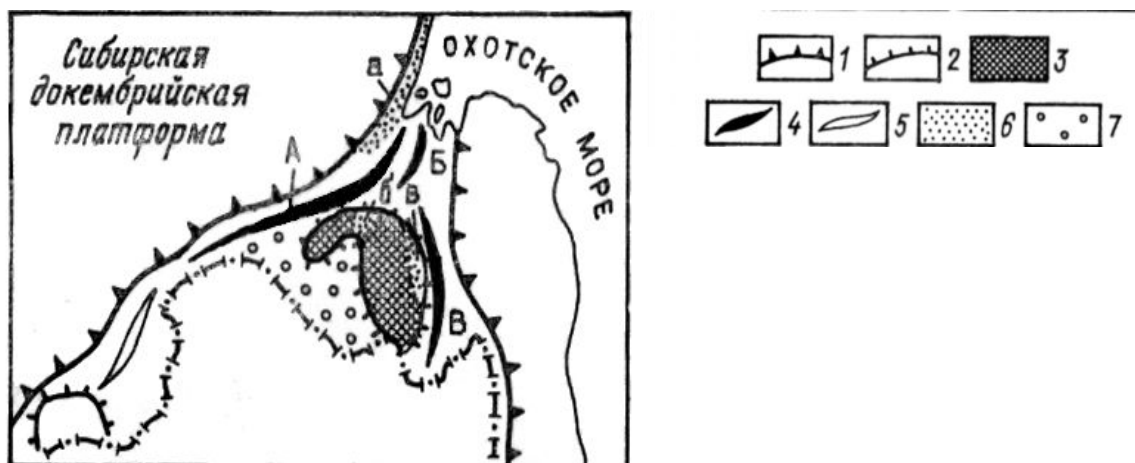


Рис. 248. Схема тектонического строения Монголо-Охотского пояса: 1 – границы пояса в пределах СССР; 2 – Ачинское поднятие; 3 – Буреинский срединный массив; 4 – оси антиклинориев (А – Джагдино-Тукурингрский; Б – Шантарский; В – Хингано-Буреинский); 5 – ось Ононско-Газимуровского синклинория; 6 – межгорные впадины (а – Верхнезейско-Удская; б – Амуро-Зейская; в – Буреинская); 7 – Зейско-Буреинская наложенная мезозойская впадина

Буреинский срединный массив имеет, вероятно, байкальский возраст консолидации. Фундамент его сложен архейскими и протерозойскими гранитоидными интрузиями, местами сохранились кембрийские терригенно-карбонатные породы.

Ачинское поднятие располагается в западной части пояса и также представляет собой область ранней консолидации.

Антиклинории Монголо-Охотского пояса сложены докембрийскими и нижне-палеозойскими комплексами. Они имеют глыбово-складчатое строение. Наиболее крупный из них – Джагдино-Тукурингрский – протягивается на 400 км при ширине 40–50 км.

Ононско-Газимуровский синклинорий – сложнопостроенная зона, состоящая из серии крупных линейно вытянутых складок северо-восточного простирания.

Межгорные впадины, (Верхнезейско-Удская, Буреинская и Амуро-Зейская) начали формироваться с позднемелового времени, т.е. с момен-

та активизации движений в пределах Монголо-Охотского пояса. Они заполнены угленосными молассами позднемелового и кайнозойского возраста.

Зейско-Буреинская впадина наложилась на Буреинский массив в позднемеловое-палеогеновое время. Она заполнена рыхлыми осадками, имеющими пологие углы залегания.

8.4.3. Основные этапы истории геологического развития

В докембрии и палеозое область современного Монголо-Охотского пояса входила в состав Палеоазиатского океана. В конце карбона Монголо-Охотская геосинклиналь испытала завершающую складчатость в связи с закрытием океанических структур. В перми и мезозое горный рельеф выравнивался, о чем свидетельствуют мощные молассы, заполнявшие межгорные впадины того времени. В позднем мелу активизировались тектонические движения, существенным образом переработавшие герцинскую структуру Монголо-Охотского пояса. По глубинным разломам отдельные блоки коры испытали дифференцированные вертикальные движения, приведшие к обновлению горного рельефа и формированию новых межгорных впадин. В отличие от герцинской складчатости, которая охватила весь Монголо-Охотский пояс, мезозойские активные движения интенсивно проявились лишь в центральной части.

8.4.4. Полезные ископаемые

Из полезных ископаемых большое значение имеют *полиметаллические руды и олово*. В восточной части пояса известно Шерловогорское месторождение *молибдена, вольфрама, сурьмы, ртути, мышьяка*, связанное с мезозойскими гранитами.

Флюорит – важное полезное ископаемое Восточного Забайкалья. Месторождения приурочены к зонам субмеридиональных поперечных разломов.

Бурый и каменный угли локализуются в нижнемеловых и палеогеновых породах (Буреинское месторождение и др.).

Проблема *нефтегазоносности* территории еще не решена. Имеются перспективы для поисков нефти и газа в Зейско-Буреинской впадине.

Таблица 14

Основные события тектонического развития Земли

Вре- мя	Тектониче- ская эпоха, этап	Структурно-форма- ционные комплексы, формации, харак- терные слои, впер- вые проявившиеся на планете	Основные «вехи» и закономерности тектонического развития	Стадия развития Земли
AR	Беломорская	Гранит-зеленокаменный ком- плекс. Джеспилиты	Формирование ядер древних плат- форм	
PR	Карельская	«Шовный» комплекс. Протоплатформенный комплекс	Соединение ядер в единые древние платформы. Формирование прото- чехла. Рождение Гондваны. Разделе- ние коры на континентальные и океанические структуры	Пермо- бильная
R	Байкальская	Геосинклинальный комплекс. Платфор- менный комплекс. Траппы.	Начало движения крупных плит. Воз- никновение геосинклинальных поясов. Появление первых складчатых струк- тур. Расширение континентов. Рожде- ние континентов. Рождение Пангеи I. Заложение первых платформенных структур	Геосинк- линально- платформенная
C-S	Каледонский	Плитный комплекс	Образование каледонид и Северо- Атлантического материка. Формати- рование плит древних платформ	
C P D-P	Герцинский	Угленосные отложения	Первая эпоха угленакопления». Раз- витие деструктивных процессов на древних платформах и в складчатых областях. Образование герцинид и молодых платформ. Рождение Пан- геи II	
J T-K K	Киммерий- ский	Первые осадки и по- роды ложа океана	Формирование плит молодых плат- форм. Нарастание деструктивных процессов. Активизация Монголо- Охотского пояса. Раскол Пангеи II. «Вторая эпоха угленакопления». Об- разование киммерид. Отделение вул- каническим поясом Восточно- Азиатской геосинклинали	Рифтовая
P K- наст. время	Альпийский		«Третья эпоха угленакопления». Об- разование альпид и современного состояния в распределении конти- нентов и океанов. Образование внут- риазиатского пояса возрожденных гор. Оледенение северного полуша- рия	

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. Геохронологическая шкала.....	351
2. Карта № 3.....	354
3. Карта № 4.....	355
4. Карта № 5.....	356
5. Карта №7.....	357
6. Карта №11.....	358
7. Карта №12.....	359
8. Карта №18.....	360
9. Карта №22.....	361
10. Карта №31.....	362
11. Карта № 120.....	363
12. Карта №31а.....	364
13. Карта №78.....	365
14. Бланк-карта (тектоническая схема СНГ).....	366
15. Тектоническая карта СНГ.....	367
16. Сетка Вальтера – Шмидта.....	368

Стратиграфическая (геохронологическая) шкала

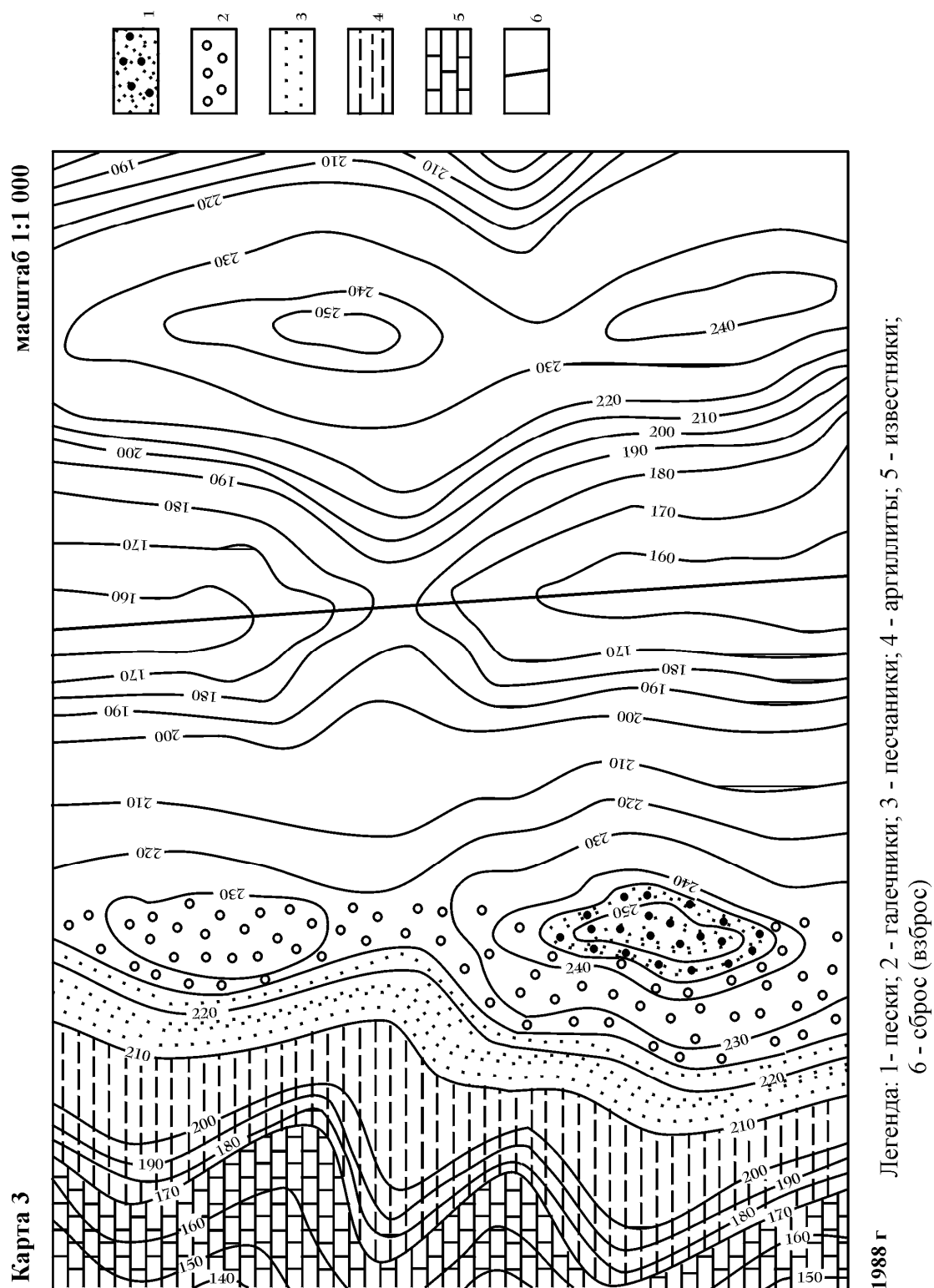
Эпоха (эра)	Эпоха (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Ярус (век)	Индекс	Возраст, млн лет
Ф а н е р о з о й	Кайнозойская KZ	Четвертичная		Плейстоцен-голоцен		1,8
		Неогеновая (неогеновый) N	Плиоцен N ₂	Гелазский Пьяченский Занкский	N _{gl} N _{pia} N _{zan}	5,3
			Миоцен N ₁	Мессинский Тортонский Серравальский Лангийский Бурдигальский Аквитанский	N _{mes} N _{tor} N _{srv} N _{lan} N _{bur} N _{aqt}	23
		Палеогеновая (палеогеновый) P	Олигоцен P ₂	Хаттский Рупельский	P _h P _r	34
			Эоцен P ₁	Приабонский Бартоновский Рюгеский Йирский	P _p P _b P _r P _i	55
			Палеоцен P ₀	Танетский Зеландский Датский	P _t P _{sl} P _d	65
	Мезозойская MZ	Меловая (меловой) K	Верхний K ₂ (меловая)	Маастрихтский Кампанский Сантонский Коньякский Туронский	K _{2m} K _{cp} K _{st} K _{cn} K _t	97
			Нижний K ₁ (триасовая)	Альбский Аптский Барремский Готеривский Валажжисский Берриасский	K _{al} K _a K _{br} K _h K _v K _b	145
		Юрская (юрский) J	Верхний J ₁ (меловая)	Титонский Кимериджский Оксфордский	J _{1t} J _{km} J _o	157
			Средний J ₂ (средняя)	Келловейский Батский Байосский Лаленский	J _{2c} J _{bt} J _b J _a	178
			Нижний J ₃ (триасовая)	Тоарский Плинсбахский Синемюрский Геттангский	J _{3t} J _{3p} J _{3s} J _{3h}	200
		Триасовая (триасовый) T	Верхний T ₁ (меловая)	Рэтский Норийский Карнийский	T _{1r} T _{1n} T _{1k}	228
			Средний T ₂ (средняя)	Ладинский Анзийский	T _{2l} T _{2a}	245
			Нижний T ₃ (триасовая)	Оленекский Индекский	T _{3o} T _{3i}	251
	Палеозойская PZ	Пермская (пермский) P	Татарский P ₃ (триасовая)	Вятский Северодвинский	P _{3v} P _{3s}	265,8
			Биярмийский P ₂ (биармийская)	Уржумский Казанский	P _{2ur} P _{2kz}	270,6
			Приуральский P ₁ (приуральская)	Уфимский Кунгурский Артинский Сакмарский Ассельский	P _{1u} P _{1k} P _{1ar} P _{1s} P _{1a}	295
		Каменноугольная (каменноугольный) C	Верхний C ₃ (меловая)	Гжельский Касимовский	C _{3g} C _{3k}	300
			Средний C ₂ (средняя)	Московский Башкирский	C _{2m} C _{2b}	318,1
			Нижний C ₁ (триасовая)	Серпуховский Визейский Турнейский	C _{1s} C _{1v} C _{1t}	360
		Девонская (девонский) D	Верхний D ₄ (меловая)	Фаменский Франский	D _{4fm} D _{4f}	382
			Средний D ₂ (средняя)	Живетский Эйфельский	D _{2g} D _{2ef}	392
			Нижний D ₁ (триасовая)	Эмский Пражский Лохковский	D _{1e} D _{1p} D _{1l}	418
		Силурийская (силурийский) S	Верхний S ₂ (меловая)	Пржидольский Лудловский	S _{2p} S _{2ld}	424
			Нижний S ₁ (триасовая)	Веплоцкий Лландоверийский	S _{1w} S _{1l}	443
		Ордовикская (ордовикский) O	Верхний O ₃ (меловая)	Ангилльский Карадокский	O _{3a} O _{3k}	458
			Средний O ₂ (средняя)	Лланвиригский	O _{2l}	490
			Нижний O ₁ (триасовая)	Нижнеаренигский Тремадокский	O _{1a} O _{1t}	500
		Кембрийская (кембрийский) Є	Верхний Є ₃ (меловая)	Бяльбрийский Аксайский Сакский Аюокканский	Є _{3b} Є _{3ak} Є _{3s} Є _{3as}	509
			Средний Є ₂ (средняя)	Майский	Є _{2m}	535
			Нижний Є ₁ (триасовая)	Амгинский Тойонский Ботомский Атдабанский Томмотский	Є _{1am} Є _{1tn} Є _{1b} Є _{1at} Є _{1t}	

Шкала докембрия

Акротема (акрон)	Эонотема (эон)	Эратема (эра)	Система (период)	
	Фанерозойская	Палеозойская	Кембрийская	
Протерозойская PR	Верхнепротерозойская PR ₂	535±1	Вендская V	Верхний отдел V ₂ — 570-555 —
		600		Нижний отдел V ₁
		Верхнерифейская RF ₃ (Каратавий)		
	Рифейская RF надэратема	1030 Среднерифейская RF ₂ (Юрматиний)		
		1350 Нижнерифейская RF ₁ (Бурзяний)		
	1650 Нижнепротерозойская PR ₁ (Карельская KR)	Верхнекарельская KR ₂		
		2100 Нижнекарельская KR ₁		
2500 Архейская AR	Верхнеархейская AR ₂ (Лопийская LP)	Верхнелопийская LP ₃ 2800		
	3150 Нижнеархейская AR ₁ (Саамская SM)	Среднелопийская LP ₂ 3000 Нижнелопийская LP ₁		

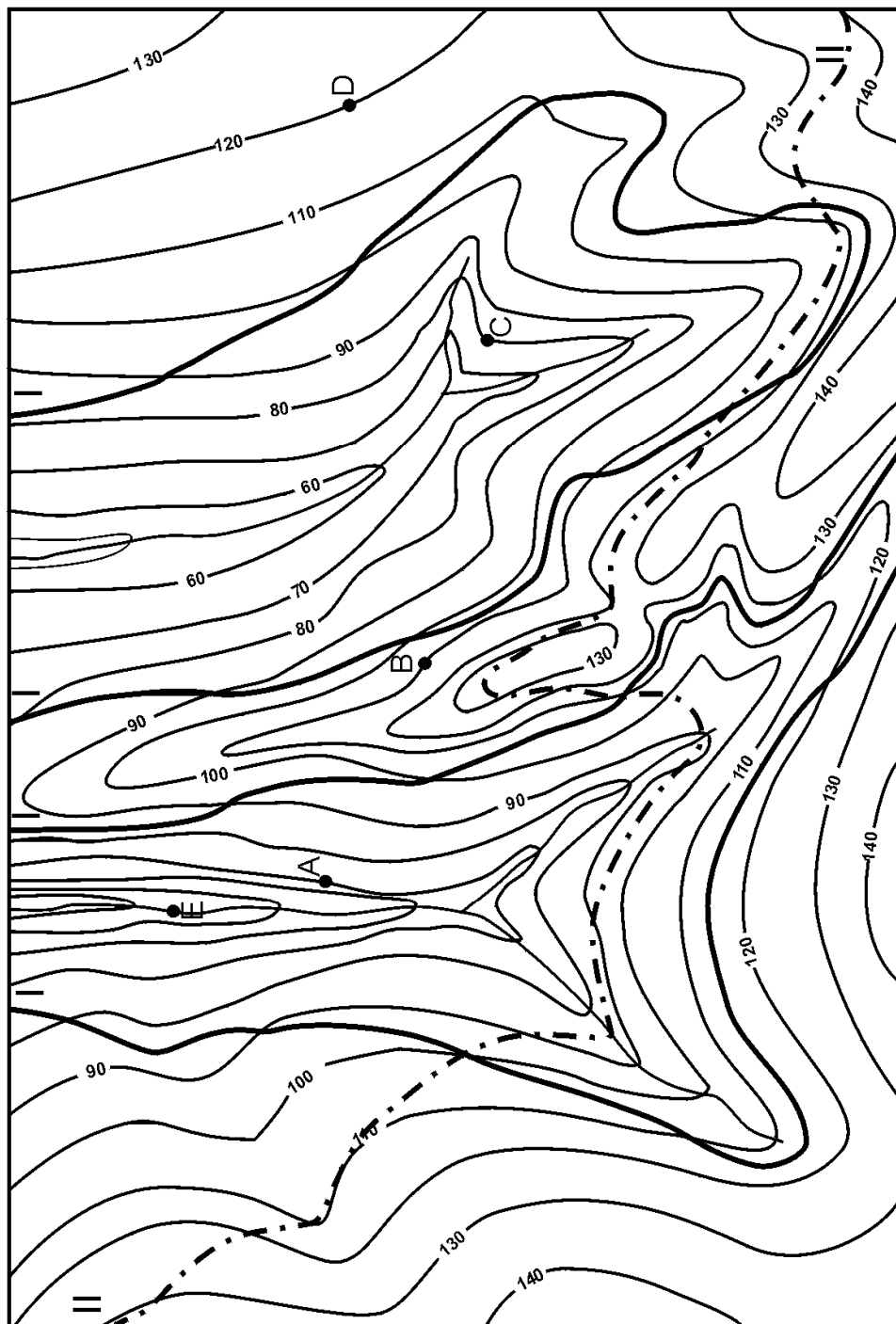
Шкала четвертичной системы

Общие стратиграфические подразделения					Основные хронологические рубежи (млн лет)	Геохронологические подразделения						
Система	Надраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Звено	Степень		Период	Эпоха	Фаза	Пора	Термохрон, криохрон		
Четвертичная (квартер) Q	Голоцен Q _h	Плейстоцен Q _p	Неоплейстоцен Q _N	Верхнее	Четвертая	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Поздний криохрон		
					Третья					Поздний термохрон		
	Вторая				Ранний криохрон							
	Первая				Ранний термохрон							
	Среднее											
				Нижнее								
					Верхнее							
				Нижнее								
	Верхнее											
				Нижнее								
	Верхнее											
				Нижнее								
	Верхнее											
				Нижнее								
Неогеновая						Неогеновый						
Плиоцен						Плиоценовая						
Верхний												



масштаб 1:1 000

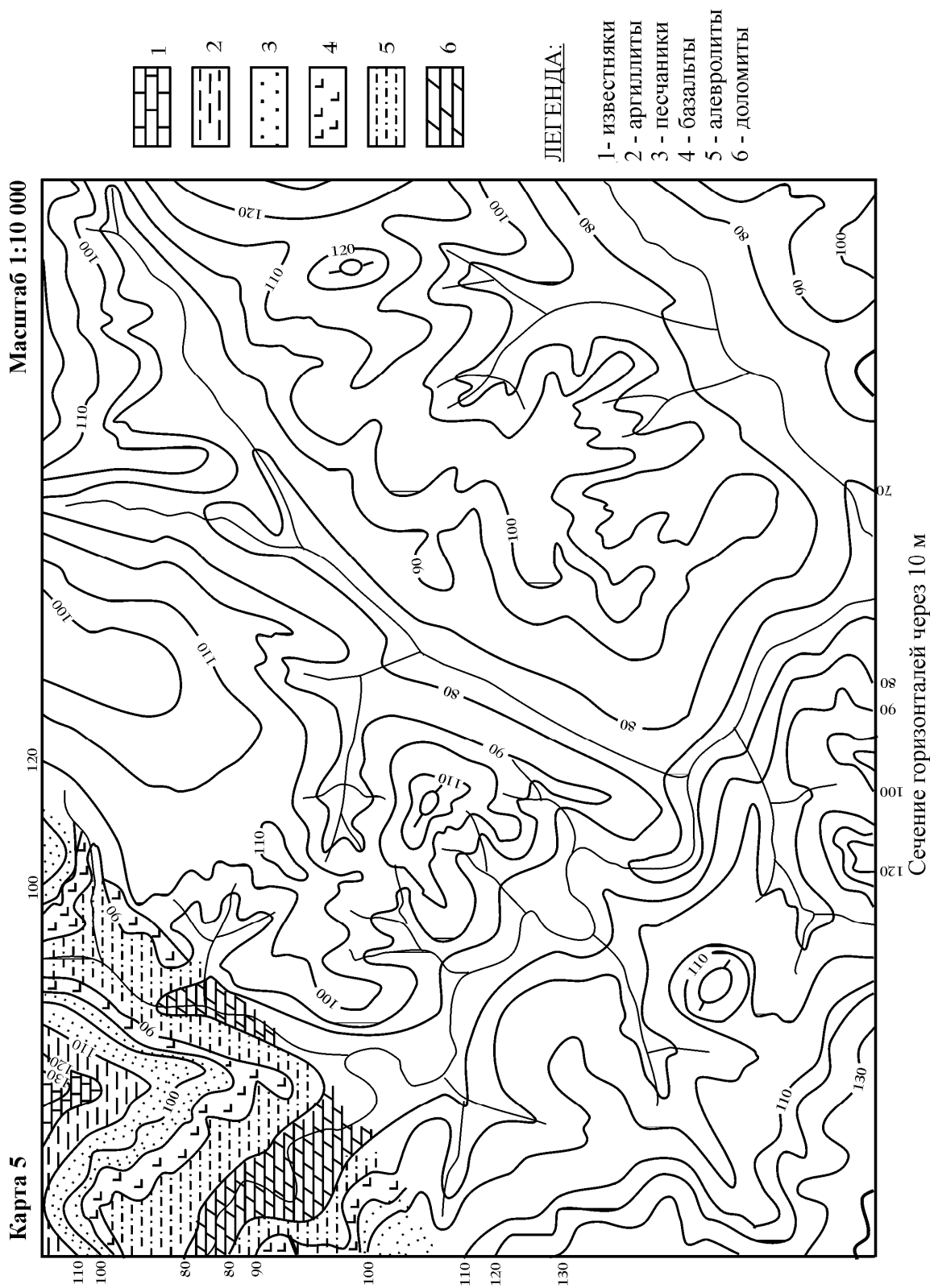
Карта 4



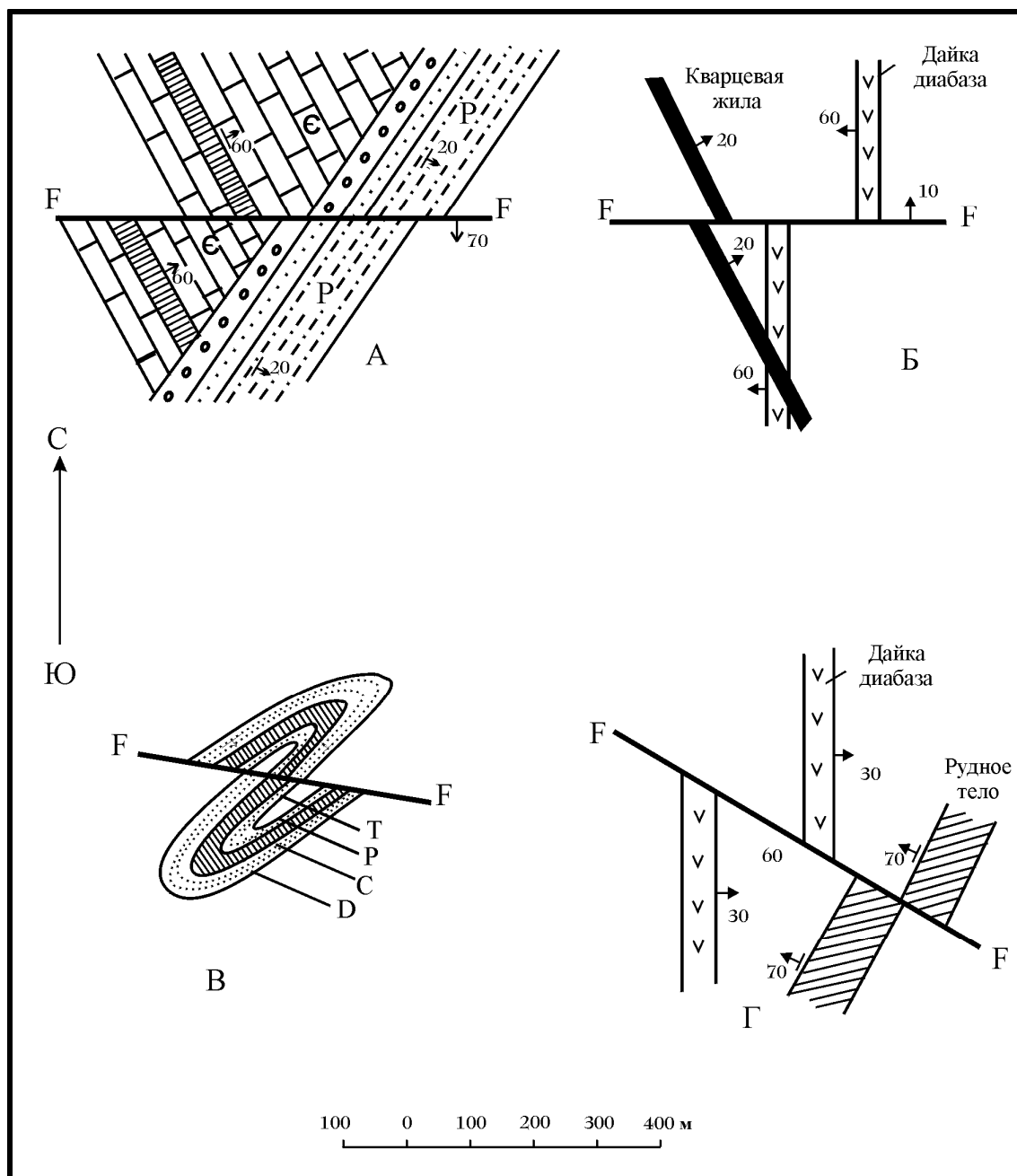
Сечение горизонталей через 10 м

I и II - выходы плоскостей напластования

A, B, C, D, E - точки выходов плоскостей напластования с различными элементами залегания

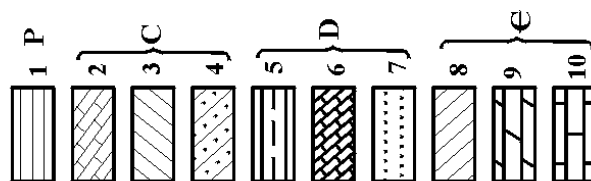


Карта 7



Масштаб 1:10 000

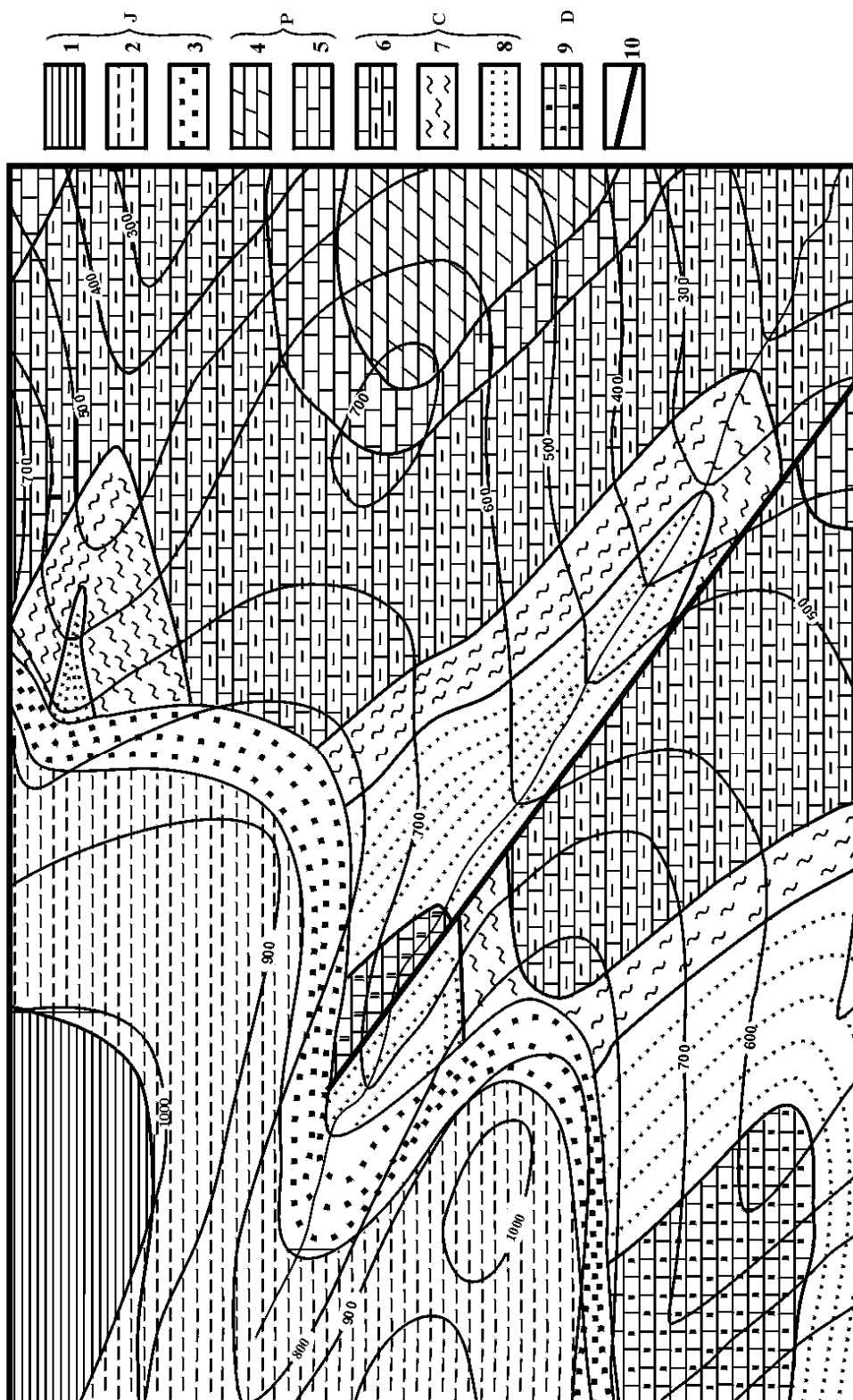
Карта 11



1982 г. ЛЕГЕНДА: 1 - глины серые; 2 - кремнистые известняки; 3 - глины бурые; 4 - конгломераты; 5 - песчанистые глины; 6 - тонкослоистые известняки; 7 - песчаники; 8 - глинистые сланцы; 9 - доломиты; 10 - известняки

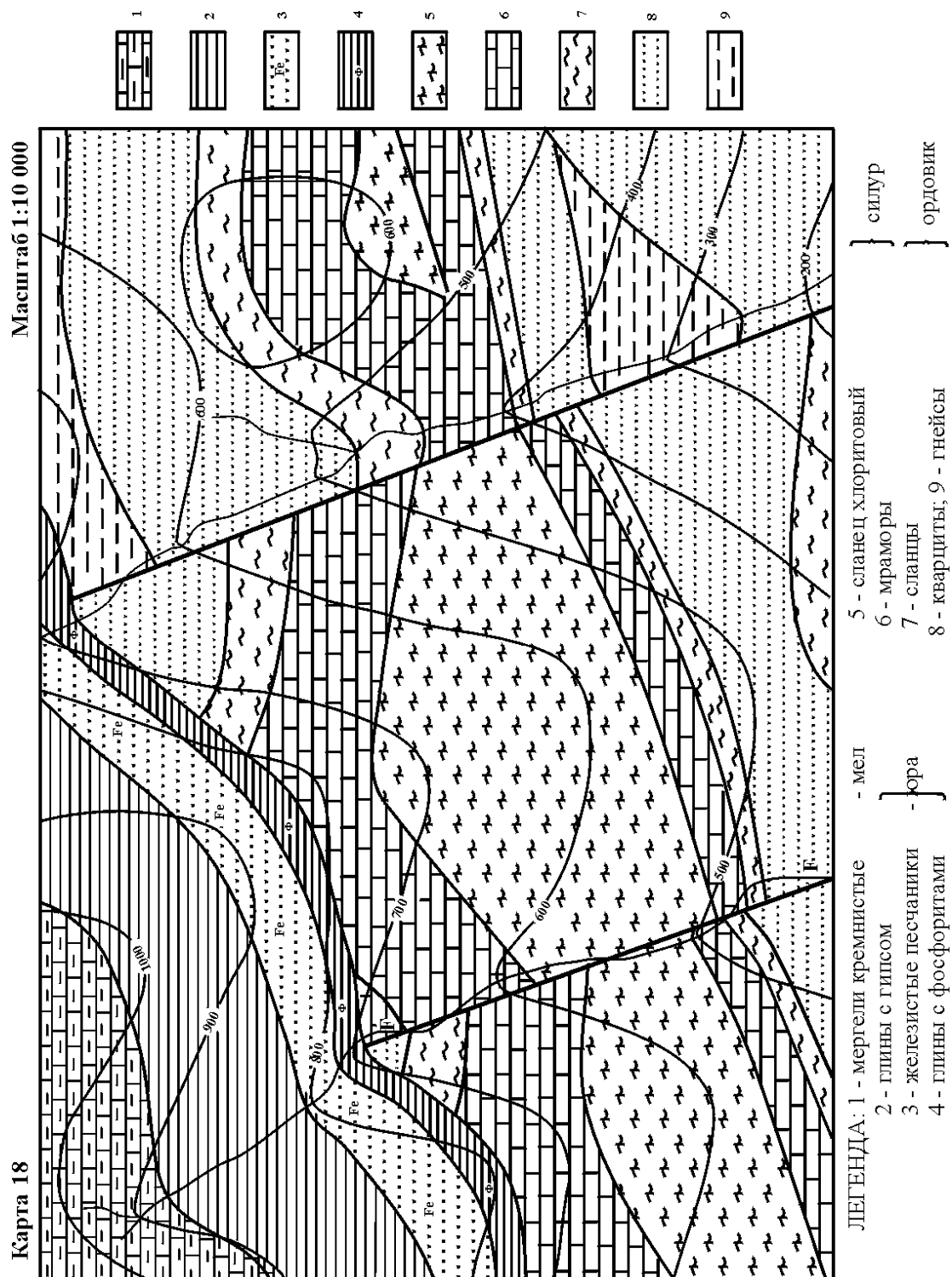
Карта 12

Масштаб 1:10 000



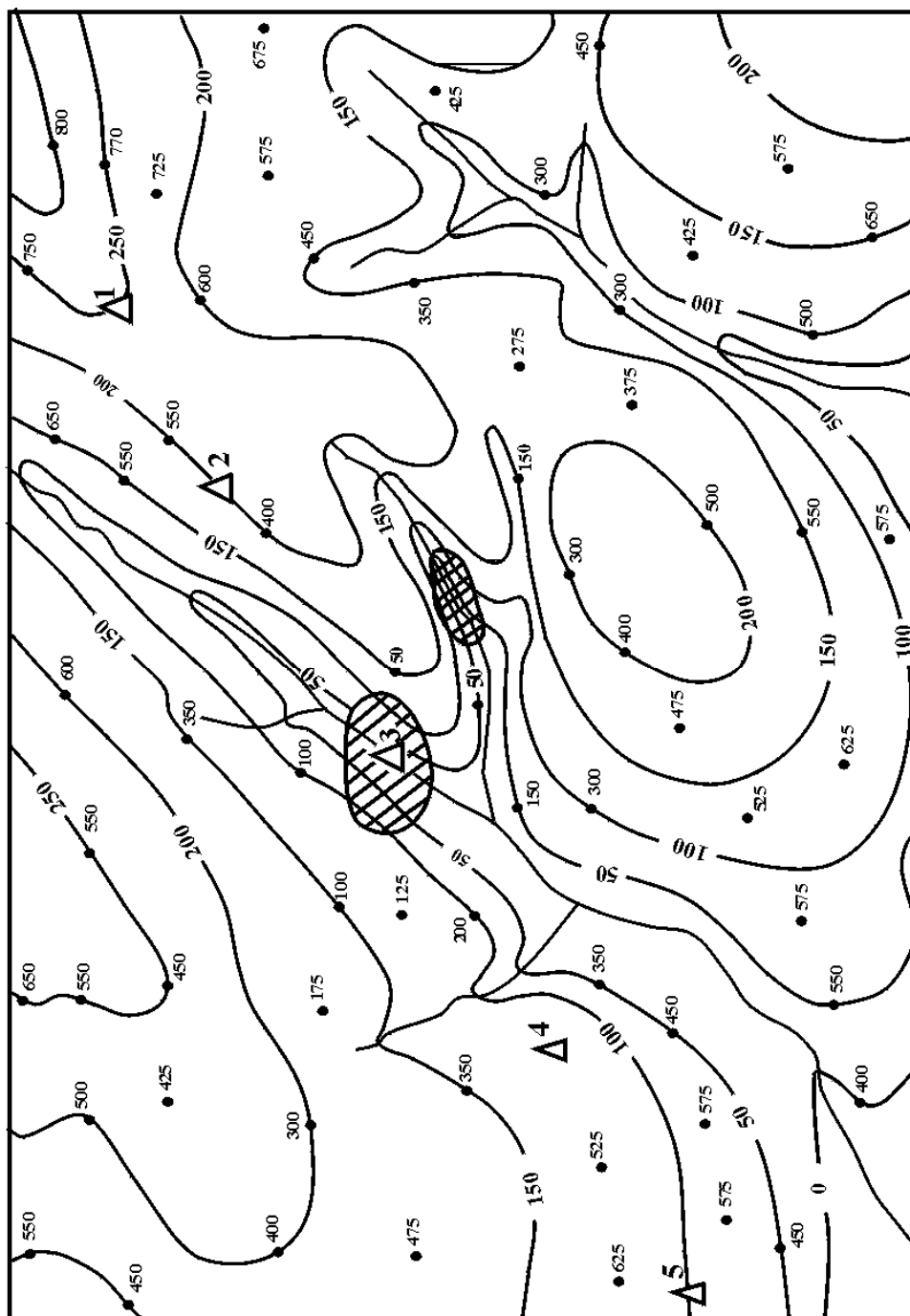
Сечение горизонталей через 100 м

ЛЕГЕНДА: 1-угленосная толща; 2 - аргиллиты; 3 - конгломераты; 4 - доломиты; 5 - известняки;
6 - мергели; 7 - черные битуминозные сланцы; 8 - нефтеносные песчаники; 9 - кремнистые известняки;
10 - дизъюнктив

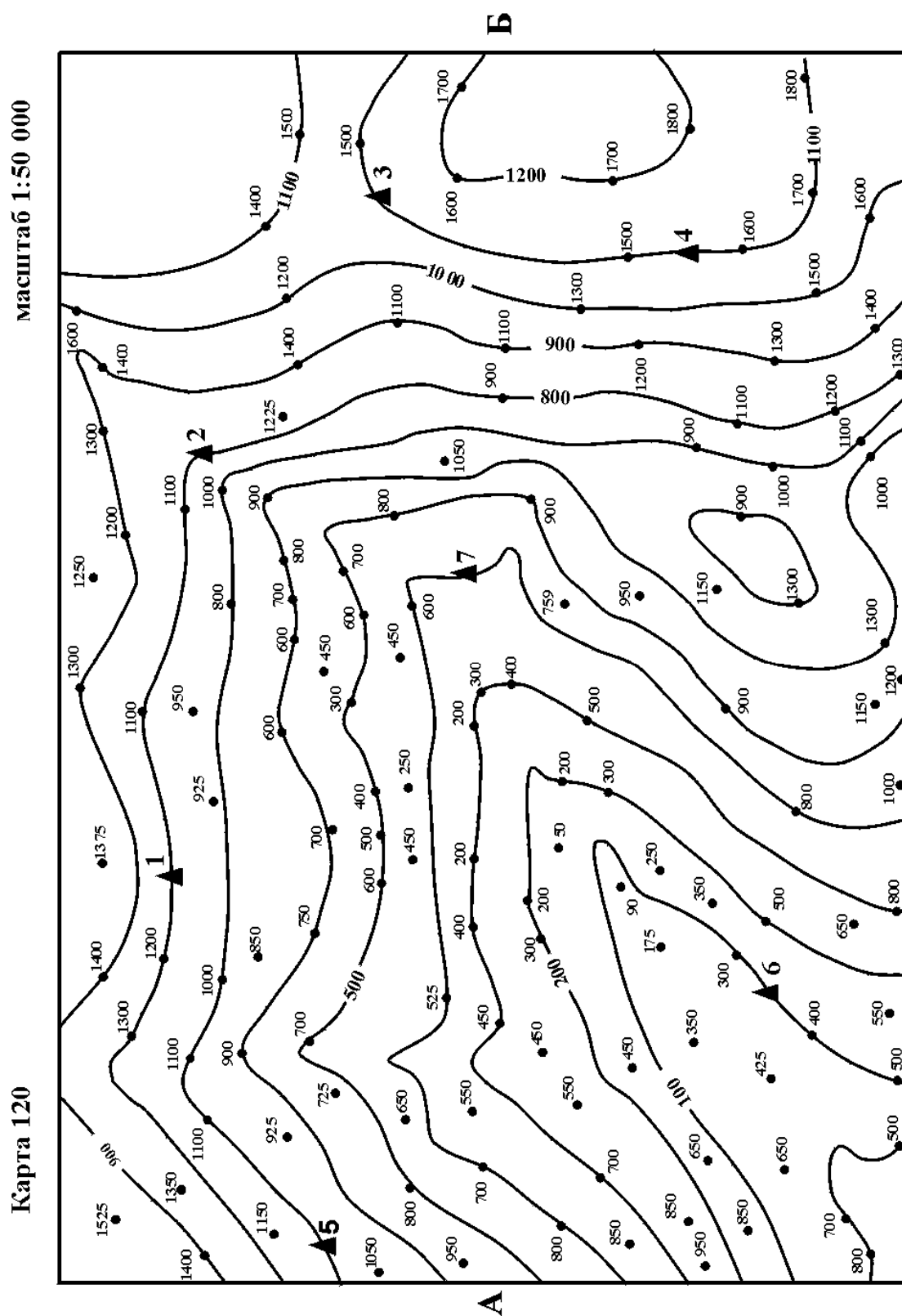


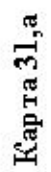
Масштаб 25 000

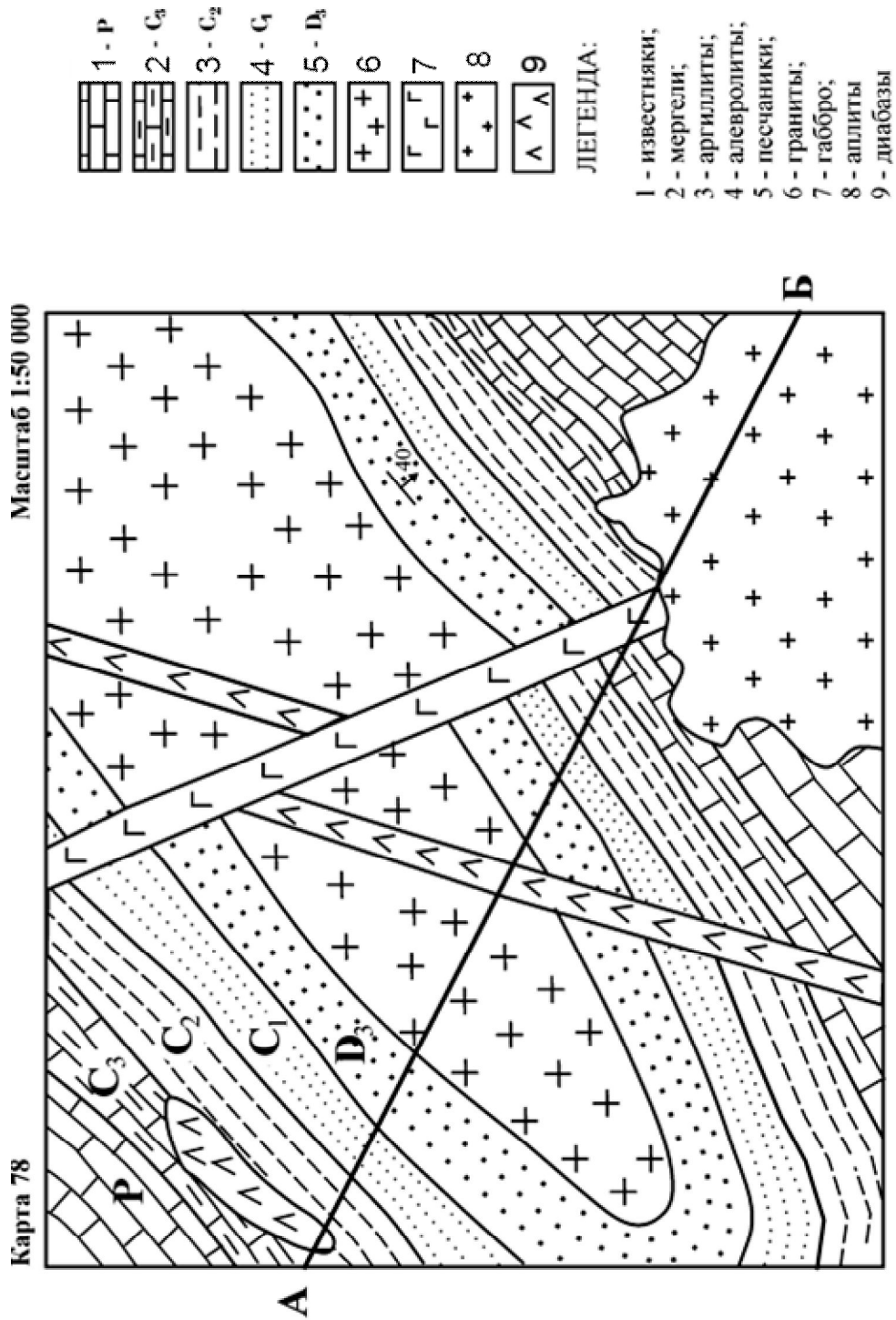
Карта 31



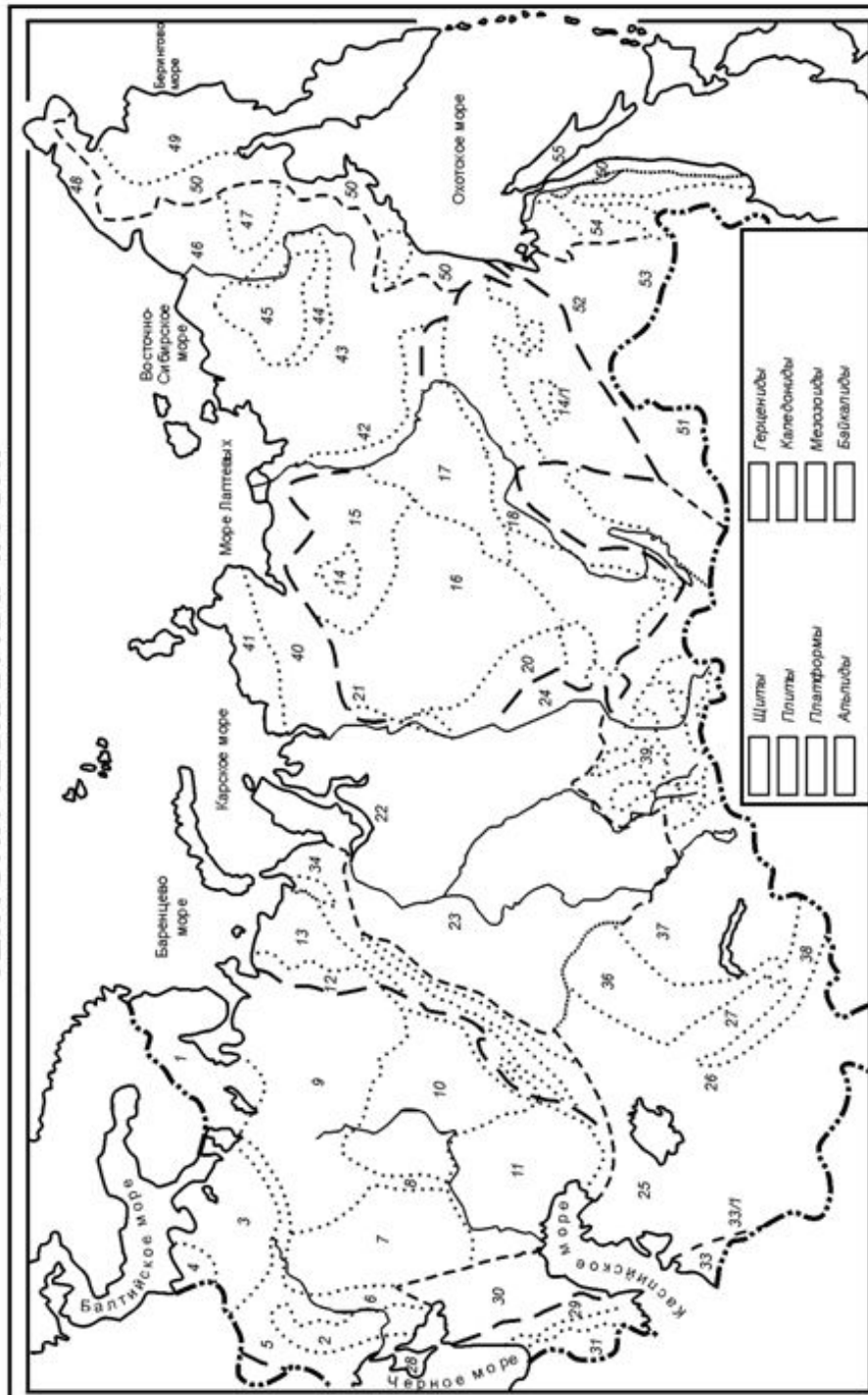
Точки с цифрами обозначают буровые скважины, глубина которых до кровли нефтеносной свиты дана в метрах. Треугольник 1-5 буровые скважины, глубину которых до кровли нефтеносной свиты требуется определить. Заштрихованы выходы нефтеносной свиты на поверхность.



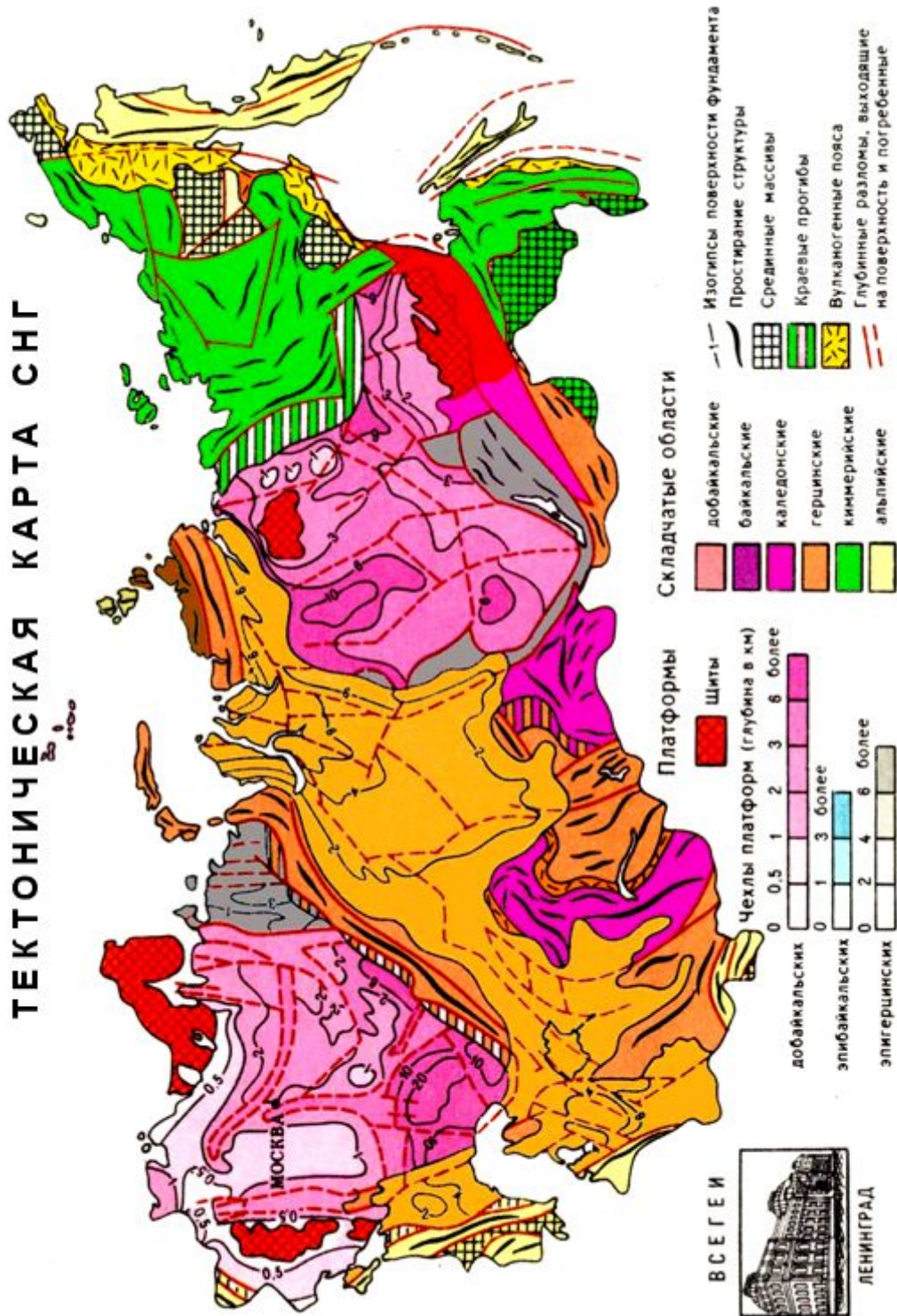


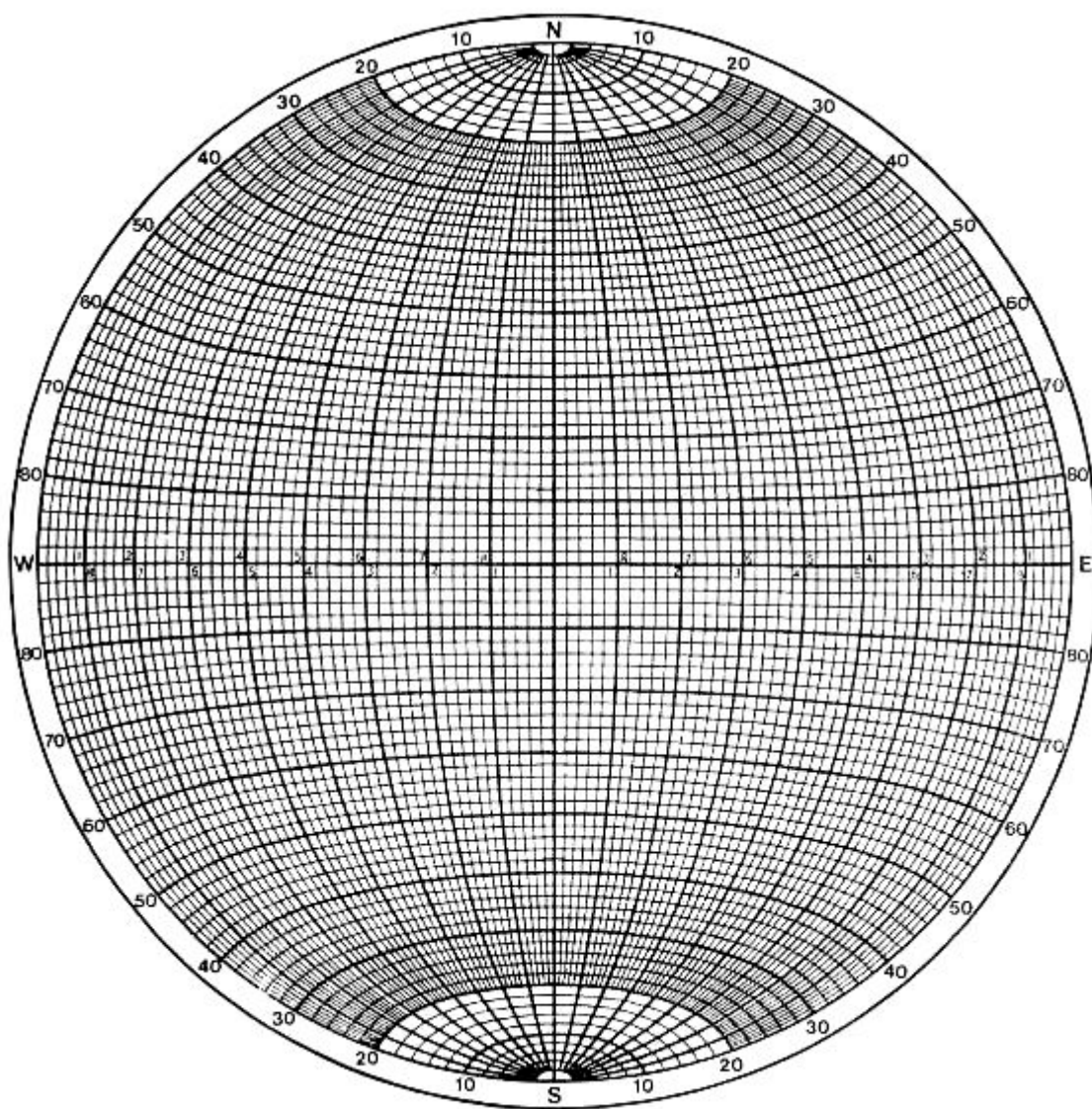


ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СНГ



- Русская платформа**
- 1 - Балтийский щит
 - 2 - Украинский щит
 - 3 - Белорусская актикла
 - 4 - Балтийская синеклиза
 - 5 - Польско-литовская синеклиза
 - 6 - Украинская синеклиза
 - 7 - Воронежская синеклиза
 - 8 - Мещеринская синеклиза
 - 9 - Московская синеклиза
 - 10 - Волго-Уральская синеклиза
 - 11 - Прикаспийская синеклиза
 - 12 - Таманское поднятие
 - 13 - Ленкоранская синеклиза
- Сибирская платформа**
- 14-15 - Ангарский массив
 - 14/1 - Ангарский щит
 - 16 - Туруханская синеклиза
 - 17 - Битовская синеклиза
 - 18 - Ангаро-Ленский прогиб
 - 19 - Байкальская складчатая зона и поднятие
 - 20 - Енисейское поднятие
 - 21 - Туруханское поднятие
 - 22 - Западно-Сибирская платформа
 - 23 - Обско-Тазовская синеклиза
 - 24 - Иртышская синеклиза
 - 25 - Каспийская синеклиза
- Туранская платформа**
- 25 - Северо-Устьевский прогиб
 - 26 - Северо-Казанский прогиб
 - 27 - Чувашская платформа
 - 28 - Крым
 - 29 - Мезокавказский прогиб
 - 30 - Северо-Кавказская синеклиза
 - 31 - Малый Кавказ
 - 32 - Куринская платформа
 - 33 - Колетай
 - 33/1 - Предкавказский прогиб
 - 34 - Урал
 - 35 - Предуральский прогиб
- Корско-кавказская зона**
- 36 - Западная зона Центр. Кавказа
 - 37 - Восточная зона Центр. Кавказа
 - 38 - Тавр
 - 39 - Аппалачская складчатая область
 - 40 - Хатинский прогиб
 - 41 - Сев. зона Тавра и Северная зона
 - 42 - Восточная зона
 - 43 - Каспийская зона
 - 44 - Закавказская зона
 - 45 - Кавказская зона
 - 46 - Южная зона
 - 47 - Юго-западная зона
 - 48 - Алаш-Туркестанская зона
- Примурская складчатая область**
- 49 - Корско-кавказская зона
 - 50 - Охотский прогиб
 - 51 - Восточно-байкальская Примурская складчатая область
 - 52 - Герцинский прогиб
 - 53 - Буринский прогиб
 - 54 - Сихотэ-Алиинская складчатая область
 - 55 - Сахалин





СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И.И., Бурдэ А.И. и др. Геодинамические реконструкции. – Л.: Недра, 1989. – 278 с.
2. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. – МГУ, 1956. – 493 с.
3. Атлас схематических геологических карт для упражнений. Приложение к книге проф. Е.В.Милановского «Геологические карты, их чтение и составление». – Геолразведиздат, 1933. – 67 с.
4. Бейли Д., Седдон Т. Доисторический мир. – М.: Росмэн, 1995. – 160 с.
5. Белоусов В.В. Структурная геология. – МГУ, 1961. – 205 с.
6. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. – М.: Недра, 1985. – 207 с.
7. Белоусов В.В. Основы геотектоники. – М.: Недра, 1989. – 382 с.
8. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. – М.: Мир, 1984. – 262 с.
9. Верзилин Н.Н. Живое вещество как определяющий фактор развития палеогеографических обстановок и геологических процессов в истории Земли // Современные геологические проблемы учения В.И. Вернадского о биосфере. Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1990. – С. 129–155.
10. Вронский В.А., Войткевич Г.В. Основы палеогеографии: учебное пособие. – Ростов-на-Дону: Феникс, 1997. – 570 с.
11. Владимирская Е.В., Кагарманов А.Х., Спасский Н.Я. и др. Историческая геология с основами палеонтологии. – Л.: Недра, 1985. – 423 с.
12. Гор Р. Экологические кризисы в истории Земли // За рубежом. – 1989. – № 38. – С. 20–21.
13. Голубовский В.А., Милеев В.С. и др. Атлас схематических геологических бланковых карт. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1976. – 47 с.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин Л.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, Магматизм и металлогения. – М.: Недра, 1976. – 231 с.
15. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (Роскомнедра). М., 1995. – 244 с.
16. Историческая и региональная геология в системе геологического образования. / Под ред. проф. А.Х. Кагарманова. – СПб.: Горный ин-т, 1999. – 156 с.
17. Каньгин А.В. Автогенетическая концепция эволюции биосферы и проблема глобальных экологических кризисов // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири / Материалы научной конференции Томского госуниверситета, 1998. – Т. 1. – С. 221–225.

18. Каскевич Г.Э. Трансорогенные разломы Восточной Якутии и сопредельных территорий. / Г.Э.Каскевич. Тихоокеанская геология, 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 76–81.
19. Кошляк В.А. Гранитоидные коллекторы нефти и газа. – Уфа: Тау, 2002. – 256 с.
20. Куликов В.Н., Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование: Учебник для техникумов. – М.: Недра, 1991. – 286 с.
21. Куликов В.Н., Михайлов А.Е. Руководство к практическим занятиям по структурной геологии и геологическому картографированию. – М.: Недра, 1993. – 144 с.
22. Кушнарев И.П. Методы изучения разрывных нарушений. – М.: Недра, 1977. – 248 с.
23. Лобье Л. Оазисы на дне океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 156 с.
24. Международный тектонический словарь. – М.: Мир, 1991. – 190 с.
25. Милановский Е.Е. Геология СССР: Учебник в 3-х томах. – Т. 2. – М.: МГУ, 1987. – 413 с.
26. Милановский Е.Е. Геология СССР: Учебник в 3-х томах. – Т. 3. – М.: МГУ, 1991. – 383 с.
27. Милановский Е.Е. Глобальная цикличность геологического развития Земли в фанерозое и проблемы великих вымираний // Историческая и региональная геология в системе геологического образования / Под ред. А.Х. Кагарманова. – СПб.: Горный ин-т, 1999. – С. 34–35.
28. Милосердова Л.В., Мацера А.В., Самсонов Ю.В. Структурная геология. Учебник для вузов. – Изд. Нефть и газ, 2004. – с.
29. Михайлов А.Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. – М.: Недра, 1967. – 275 с.
30. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1973. – 432 с.
31. Михайлов А.Е., Шершуков В.В., Успенский Е.П. и др. Лабораторные работы по структурной геологии, геокартированию и дистанционным методам. – М.: Недра, 1988. – 196 с.
32. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
33. Наливкин В.Н. Тектоническое строение платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Сб. «Материалы по советской нефтяной геологии». – М.: Госгеолтехиздат, 1963.
34. Немков Г. И., Левицкий Е.С., Гречишникова И.А. и др. Историческая геология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1986. – 352 с.
35. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. – Л.: Недра, 1982. – 208 с.

36. Неручев С.Г. Периодичность крупных геологических и биологических событий фанерозоя. – Геология и геофизика, 1999. Т. 40. – № 4. – С. 493–511.
37. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сб. статей. – М.: Мир, 1974. – 471 с.
38. Одесский И.А. Практические задачи седиментационной периодичности. Текст лекций. – Л.: ЛГИ, 1987. – 65 с.
39. Основы региональной геологии СССР. Учебник для вузов / Цейслер В.М., Караулов В.Б., Успенская Е.А., Чернова Е.С. – М.: Недра, 1984. – 358 с.
40. Павлинов В.Н., Соколовский А.К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Основы общей геотектоники и методы геологического картирования. – М.: Недра, 1990. – 318 с.
41. Парфенова М.Д. Историческая геология с основами палеонтологии: учебное пособие. – Томск: Изд. ТПУ, 1998. – 547 с.
42. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология: учебное пособие. – Томск: Изд. НТЛ, 2000. – 262 с.
43. Региональная геология СССР. В 2-х томах. Т. 2. Азиатская часть. Изд. 2, пересм. и доп. М.: Недра, 1975. – 464 с.
44. Савина Н.И. Основы и методы стратиграфии: учебное пособие. – Томск: Изд. ТГУ, 2002. – 196 с.
45. Садил Й., Пешек Л. Планета Земля. – Прага: Артия, 1968. – 191 с.
46. Смирнова М.Н. Основы геологии СССР: Учебник, изд. 3-е, доп. – М.: Высшая школа, 1984. – 384 с.
47. Сапфиров Г.Н. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1982.
48. Соколов Б.А., Кравченко Т.П. и др. Структурные и историко-генетические построения при поисках нефти и газа. – М.: МГУ, 1991. – 96 с.
49. Сократов Г.И. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1972. – 280 с.
50. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. – М.: МГУ, 1991. – 445 с.
51. Смирнова М.Н. Основы геологии СССР: Учебник, изд. 3-е, доп. – М.: Высшая школа, 1984. – 384 с.
52. Соколов Б.С. Очерки становления венда. – М.: КМКЛТд., 1997. – 156 с.
53. Структурная геология и тектоника плит: в 3-х томах. Т. 1. Пер. с англ. /Под ред. К. Сейферта. – М.: Мир, 1990. – 315 с., ил.; Т. 2. Пер. с англ. /Под ред. К. Сейферта. – М.: Мир, 1991. – 376 с.; Т. 3. Пер. с англ. /Под ред. К. Сейферта. – М.: Мир, 1991. – 350 с.
54. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. – М.: Недра, 1985. – 112 с.

55. Филиппов В.П., Самсонов Ю.В., Милосердова Л.В. и др. – Геометризация недр и решение геологических задач. – М.: Нефть и газ, 2001.
56. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985. – 326 с.
57. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Недра, 2005. с.
58. Хаин В.Е. Планета Земля. От ядра до ионосферы. Учебное пособие. – М.: КДУ, 2007. – 244 с.
59. Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. – М.: Недра, 1967. – 479 с.
60. Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология / Под ред. В.Е. Хаина. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 448 с.
61. Январёв Г.С. Историческая и региональная геология: учебное пособие. – М.: Недра, 1993. – 271 с.
62. Ясаманов Н.А. Популярная палеогеография. – М.: Недра, 1985. – 136 с.
63. De Sitter L.U., 1964, Structural Geology, 2 end ed. New-York: Me Graw-Hill, 551 p.
64. Ramsay J.G., 1967, Folding end Fracturing of Rock. New-York: Me Graw-Hill, 568 p.
65. Dennis J.G. Structural geology. N.-Y. 1972.
66. Spinar Z., Burian Z. Leben in der Urzeit. – Leipzig. Jena. Berlin: Urania.
67. Карлович И.А. Геология. Учебное пособие для вузов. – М.: Академический проспект, 2003. – 703 с.
68. Удивительная планета Земля. Иллюстрированный атлас эволюции. – Франция: ЗАО «Издательский дом Ридерз Дайджест», 2003. – 320 с.
69. Общая геология: в 2тт. / Под редакцией профессора А.К. Соколовского. – М.: КДУ, 2006. Т. 1 – 448 с., Т. 2 – 208 с.

Интернет – ресурсы

Библиотека		Адрес
1	Научно-техническая библиотека ТПУ им. В.А. Обручева	www.lib.tpu.ru
2	Научно-техническая библиотека ТГУ	www.tsu.ru
3	Научная библиотека Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина	www.gubkin.ru
4	Научная библиотека МГУ им. М.В. Ломоносова	www.lib.msu.su
5	Библиотека Санкт-Петербургского университета	www.unilib.neva.ru
6	Научно-техническая библиотека СибГТУ	www.lib.sibstru.kts.ru
7	Список ссылок на страницы Российских библиотек	www.nounb.scinuov.ru:81.library.ruslib.html.w
8	Российская Государственная библиотека	www.rsl.ru
9	Государственная публичная научно-техническая библиотека	www.gpntb.ru
10	Библиотека естественных наук РАН	www.ben.irex.ru
11	Всероссийская государственная библиотека иностранной литературы	www.libfl.ru
12	Библиотека Академии наук	spb.org.ru.ban
13	Национальная электронная библиотека	www.nel.ru
14	Библиотека ВНИИОЭНГ	vniioeng.mcn.ru
15	Всероссийский институт научной информации по техническим наукам (ВИНИТИ)	fuji,viniti.rnsk.su
16	Российская национальная библиотека, г. Санкт-Петербург	www.nlr.ru
17	ЖУРНАЛЫ	
18	Геология нефти и газа	www.geoinform.ru
19	Геотектоника	www.geotectonica.ru
20	Известия ВУЗов «Геология и разведка»	msgpa.edu.ru
21	Geological Society of America Bulletin	pubs.journals.ruwww.geosociety.org
22	Geological Structure	www.geolos.str.ru

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ЧАСТЬ 1	СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
Глава 1.	Общие сведения
1.1.	Предмет структурной геологии
1.2.	Структурная геология и её связь с науками о Земле.....
1.3.	Методы структурной геологии и геологического картирования
1.3.1.	Методы структурной геологии
1.4.	Геологическая карта
1.4.1.	Общие требования к оформлению геологических карт ...
1.4.2.	Условные знаки геологических карт
1.4.3.	Условные обозначения (легенда)
1.4.4.	Стратиграфические колонки
1.4.5.	Геологические разрезы
Глава 2.	Структурные формы и структуры
2.1.	Слоистые (стратиграфические) структурные формы
2.1.1.	Структурные типы слоистости и их происхождение
2.1.2.	Первичные особенности поверхности наложения
2.1.3.	Генезис слоистой текстуры осадочных толщ
2.1.4.	Согласное и несогласное залегание горных пород
2.1.5.	Несогласие как геологическое тело и признаки несогласий
2.1.6.	Особые формы тел осадочных горных пород ...
Глава 3.	Залегания осадочных, магматических и метаморфических горных пород
3.1.	Горизонтальное залегание слоев
3.1.1.	Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте, разрезе и измерение мощности слоя
3.1.2.	Составление геологических карт, разрезов и стратиграфических колонок
3.2.	Наклонное залегание слоев
3.2.1.	Элементы залегания слоев
3.2.2.	Изображение наклонных плоскостей и слоев
3.2.3.	Определение заложения и решение задач с помощью заложения
3.2.4.	Изображение наклонно залегающих слоев на карте
3.2.5.	Изображение наклонно залегающих слоев на геологических разрезах
3.3.	Пликативные формы залегания слоев
3.3.1.	Понятие об условиях деформации горных пород
3.3.2.	Незамкнутые пликативные структурные формы
3.3.2.1.	Признаки флексур на геологических картах, разрезах и материалах дистанционных съемок
3.3.3.	Полузамкнутые структурные формы
3.3.3.1.	Структурный нос

3.3.3.2.	Структурный залив	75
3.3.3.3.	Изображение полусамкнутых структур на геологических чертежах	76
3.3.4.	Закрытые структурные формы	77
3.3.4.1.	Складки и их элементы	78
3.3.4.2.	Морфологическая классификация складок	80
3.3.4.3.	Динамические условия образования складок	84
3.3.4.4.	Геологические условия образования складок	86
3.3.4.5.	Характеристика складок в комплексах	89
3.3.4.6.	Значение складок для нефтегазовой геологии	94
3.3.5.	Особенности изображения складок на картах и разрезах	94
3.3.5.1.	Построение разрезов складок	96
3.3.5.2.	Структурные карты и методы их построения	102
3.3.6.	Построение геологических разрезов	113
3.3.7.	Графическое изображение залежей углеводородов	123
3.4.	Разрывные дислокации	126
3.4.1.	Трещины в горных породах (диаклазы)	126
3.4.1.1.	Классификация трещин	127
3.4.1.2.	Изучение трещин в горных породах	132
3.4.1.3.	Графические методы изображения ориентировки трещин	133
3.4.2.	Дизъюнктивы (разрывы со смещениями)	139
3.4.2.1.	Элементы дизъюнктива	139
3.4.2.2.	Классификация дизъюнктивов	140
3.4.2.3.	Глубинные разломы	147
3.4.2.4.	Парагенезисы разломов и складок	148
3.4.2.5.	Распознавание разломов на картах, аэро- и космических снимках	148
3.4.2.6.	Изображение дизъюнктивов, сочетаний дизъюнктивов и складок на геологических чертежах	150
3.4.2.7.	Значение разломов и трещин в геологии	153
3.4.2.8.	Решение дизъюнктивов	154
3.5.	Формы залегания магматических пород	162
3.5.1.	Формы залегания интрузивных пород	162
3.5.1.1.	Внутреннее строение интрузивных массивов	170
3.5.1.2.	Изображение интрузивных тел на геологических картах и разрезах	173
3.5.2.	Формы залегания эффузивных пород	174
3.5.2.1.	Фации вулканогенных пород	175
3.5.2.2.	Особенности строения и залегания эффузивных и туфогенных горных пород	180
3.6.	Формы залегания метаморфических пород	183
3.6.1.	Значение магматических и метаморфических пород для нефтяной геологии	187
Глава 4.	Региональные структуры земной коры	189
4.1.	Основные тектонические структуры земной коры	191
4.1.1.	Основные структурные элементы континентов	193
4.1.2.	Основные структурные элементы океанов	200

4.1.3.	Структуры переходных зон « континент – океан»	202
ЧАСТЬ 2	ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	210
Глава 5.	Общие сведения об исторической геологии	211
5.1.	Стратиграфическая и геохронологическая шкалы	213
Глава 6.	Палеонтология	216
6.1.	Современные представления об этапности развития органического мира	217
6.2.	Эволюционная лестница жизни	221
6.2.1.	Царство Растения	222
6.2.1.1.	Высшие растения	223
6.2.2.	Царство Животные	229
6.2.2.1.	Простейшие	229
6.2.2.2.	Многоклеточные	231
Глава 7.	Историческая часть	242
7.1.	Догеологическая история Земли	242
7.2.	Геологическая история Земли	243
7.2.1.	Докембрий	244
7.2.1.1.	Протогей (архей и нижний протерозой)	245
7.2.1.2.	Поздний протерозой (рифей)	249
7.2.2.	Фанерозойский эон (эонотема)	255
7.2.2.1.	Палеозойская эра (эратема)	255
7.2.2.1.1.	Ранний (нижний) палеозой	257
7.2.2.1.2.	Поздний (верхний) палеозой	261
7.2.2.2.	Мезозойская эра	271
7.2.2.3.	Кайнозойская эра (эратема)	283
ЧАСТЬ 3	РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ	290
Глава 8.	Тектоническое районирование	291
8.1.	Докембрийская Восточно-Европейская платформа	294
8.1.1.	Стратиграфия	295
8.1.2.	Тектоника	303
8.1.3.	Основные этапы истории геологического развития	320
8.1.4.	Полезные ископаемые	323
8.2.	Докембрийская Сибирская платформа	326
8.2.1.	Границы платформы	326
8.2.2.	Структура платформы	328
8.2.3.	Фундамент платформы	328
8.2.4.	Строение платформенного чехла	330
8.2.5.	Тектонические этапы развития	334
8.2.6.	Полезные ископаемые	337
8.3.	Урало-Монгольский пояс	338
8.3.1.	Прибайкальская и Алтае-Саянская области байкальской и каледонской складчатости	338
8.3.2.	Западно-Сибирская плита	343
8.4.	Монголо-Охотский пояс (области эпиплатформенной активизации)	345
8.4.1.	Стратиграфия	346

8.4.2.	Тектоника	346
8.4.3.	Основные этапы истории геологического развития	348
8.4.4.	Полезные ископаемые	348
ПРИЛОЖЕНИЯ		350
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ		369
ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ		373
Содержание.....		374

Учебное издание

Кныш Сергей Карпович
Гумерова Нина Вадимовна
Полиенко Александр Константинович

Учебное пособие

Научный редактор
доктор наук
профессор

И.В. Кучеренко

Редактор

Верстка
Дизайн обложки

Подписано к печати 00.00.2009. Формат 60+84/8. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ.л. 000. Уч.-изд.л. 000.
Заказ XXX. Тираж XXX экз.

Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту ISO 9001:2000

ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.