

**Федеральное агентство по образованию**  
**Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования**  
**Ухтинский государственный технический университет**

**Н.П. Минова, Л.П. Бакулина**

# **Геология**

**Учебное пособие**

**2-е издание, дополненное**

Ухта 2009

УДК 551.1/4 075

М 62

Минова, Н.П.

Геология [Текст]: учеб. пособие / Н.П. Минова, Л.П. Бакулина. – 2-е изд., доп. – Ухта: УГТУ, 2009. – 116 с., ил.

ISBN 5-88179-362-5

Учебное пособие предназначено для студентов специальностей 130503 (РЭНГМ), 130501 (ПЭМГ), 13504 (БС) направления 130500 – «Нефтегазовое дело».

В пособии содержатся сведения о физических свойствах минералов и формах минеральных образований, приводится описание главнейших породообразующих минералов и характеристика магматических, метаморфических и осадочных пород и условий их образования. На основании приведенных характеристик предложены рекомендации по диагностике минералов и горных пород в лабораторных условиях.

В пособии содержатся сведения об относительном возрасте горных пород и способах его определения, приводятся геохронологическая таблица фанерозоя и докембрия, методика построения стратиграфической колонки и геологических разрезов. В краткой форме изложены результаты основных этапов развития планеты.

Пособие содержит методические указания и задания для выполнения лабораторных работ.

*Рекомендовано к изданию Редакционно-издательским советом Ухтинского государственного технического университета.*

*Рецензенты:*

кафедра геологии Сыктывкарского государственного университета;  
ведущий инженер отдела разработки газоконденсатных и нефтяных месторождений филиала ООО «ВНИИГАЗ»-«Севернипигаз» Л.Л. Ванькова.

© Ухтинский государственный технический университет, 2004, 2009

© Минова Н.П., Бакулина Л.П., 2004, 2009

ISBN 5-88179-362-5

---

## **ВВЕДЕНИЕ**

Настоящее учебное пособие содержит материал по темам лабораторных работ дисциплины «Геология» и соответствует учебной программе этой дисциплины направления 130500 – «Нефтегазовое дело» для специальностей 130503 (РЭНГМ), 130501 (ПЭМГ), 13504 (БС).

Главной целью изучения дисциплины «Геология» является формирование базовой общегеологической подготовки специалистов, которые будут работать в нефтегазодобывающей отрасли страны. Учебное пособие поможет логично и последовательно на единой методологической основе построить ознакомление студентов с наиболее распространенными породообразующими минералами и горными породами, слагающими верхнюю оболочку Земли, тектоническими структурами и основными этапами геологического развития планеты. После изучения дисциплины «Геология» студент должен получить общее представление о вещественном составе, строении и развитии земной коры и Земли в целом.

При изложении материала о минералах даны самые общие сведения об их систематике, составе и свойствах. В диагностической таблице помещены краткие сведения по каждому минералу, необходимые для непосредственной, в том числе и самостоятельной, работы с учебными коллекциями минералов.

По каждому типу горных пород приводятся их современные классификации, рассматриваются текстурно-структурные особенности пород и их минеральный состав. Приводятся описания наиболее распространенных горных пород по генетическим типам, позволяющие определять на лабораторных занятиях горные породы систематической учебной коллекции. Наиболее подробно охарактеризованы осадочные горные породы, слагающие верхнюю осадочную оболочку земной коры, доступную для непосредственного изучения в обнажениях и по керну скважин.

В пособии содержатся сведения об относительном возрасте горных пород и способах его определения, об основных руководящих формах и их роли при стратификации отложений, приводятся геохронологическая таблица фанерозоя и докембрия, методика построения стратиграфической колонки и геологических разрезов. В краткой форме изложены результаты основных этапов развития планеты и предложена методика построения схемы региональной тектоники Земли.

## Лабораторная работа №1

### ОСНОВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И СВОЙСТВА

*Минерал – физически и химически индивидуализированное тело, однородное по составу и свойствам, возникшее как продукт природных физико-химических процессов, протекающих как на поверхности, так и в глубинах Земли и др. планет и представляющее собой составную часть горных пород, руд и метеоритов.* В настоящее время известно более двух тысяч минералов, но только немногие из них широко распространены и составляют основную массу горных пород. Эти минералы называются породообразующими.

Называют минералы по месту первой находки, в честь выдающихся минералогов, геологов и ученых др. специальностей (физиков, химиков и т.п.), известных коллекционеров, путешественников, космонавтов, общественных и политических деятелей прошлого и настоящего, по каким-либо характерным физическим свойствам или химическому составу. Состав минерала выражается его химической формулой.

#### ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ

В природных условиях минералы встречаются в трех агрегатных состояниях – твердом, жидком и газообразном. Большинство минералов – твердые вещества. Твердые минералы могут иметь кристаллическое и аморфное (например опал) строение. Минералы с кристаллическим строением характеризуются однородностью состава в любой точке, анизотропией свойств и способностью ограничиваться, т.е. образовывать кристаллы. Аморфные минералы – изотропные вещества, они обладают одинаковыми физическими свойствами по всем направлениям. Жидких минералов в природе мало. Типичный представитель – это самородная ртуть. За редким исключением (твердые углеводороды, ископаемые смолы, соли органических кислот) минералы – неорганические соединения. Воду не считают минералом, но все полиморфные модификации льда по своей сути – это минералы.

Среди минералов различают минеральные виды и разновидности. *Минеральные виды* – это природные химические вещества, резко различающиеся по составу или структуре. *Разновидности* – это цветовые, морфологические и химические вариации одного минерального вида.

Морфология (формы нахождения в природе) минералов зависит от их внутреннего строения и условий образования. Минералы встречаются как в виде отдельных кристаллов, так и в виде их различных сростаний – минеральных агрегатов.

*Кристаллы – это природные или искусственно созданные тела, имеющие форму многогранников с кристаллическим строением. Плоскости, ограничивающие кристаллы, называются гранями, линии пересечения граней – ребрами, точки пересечения ребер – вершинами. Различают несколько типов облика (общего вида) кристаллов минералов:*

- *изометрический – кристаллы одинаково развиты во всех трех измерениях (например куб). Такой формой обладают кристаллы галита, магнетита и др. минералов;*
- *удлиненный – кристаллы вытянуты в одном направлении (например, призма). Призматические кристаллы характерны для кварца, роговой обманки, гипса и т.д.;*
- *уплощенный – кристаллы развиты в двух направлениях при сохранении третьего короткого. К этому типу относят таблитчатые, листоватые, чешуйчатые и пластинчатые кристаллы, которые характерны для слюды, каолинита, хлорита.*

*Минеральными агрегатами называют сростки кристаллов или скопления минеральных зерен, не имеющих кристаллических граней, но обладающих внутренним кристаллическим строением.*

*Друзы – сростки хорошо образованных кристаллов различной величины, по разному ориентированных, но прикрепленных одним концом к общему основанию. Характерны для кварца, гипса, кальцита.*

*Секреции – это минеральные агрегаты, заполняющие пустоты в горных породах. Рост их идет от стенок пустоты к ее центру по мере отложения минеральных веществ.*

*Крупные секреции, в центре которых сохранилась полость, называются жеодами. Секреции, размер которых не превышает 10 мм, называются миндалинами.*

*Конкреции – агрегаты округлой формы, образующиеся при отложении минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации в процессе диагенеза или эпигенеза. Строение их чаще всего радиально-лучистое. В природе в виде конкреций встречаются кремень, фосфорит и другие минеральные образования, образующиеся в осадочных толщах.*

*Оолиты – небольшого размера (до 10 мм) округлые образования концентрически-скорлуповатого строения. Образуются в водной среде при химической осадке минералов. Оолиты могут быть сцементированы, но могут быть и в рыхлом состоянии. Оолитовое сложение имеют руды железа, алюминия, марганца, а также известняки.*

*Натечные формы (сталактиты, сталагмиты, натёки) возникают при медленной кристаллизации веществ из растворов в результате испарения последнего. Сосулькообразные формы, свисающие со сводов пещер, называются сталактитами, поднимающиеся со дна пещер – сталагмитами. Размеры этих образований могут достигать многометровых столбов*

в крупных пещерах. В натечных формах встречаются самые разнообразные минералы: опал, лимонит, кальцит, гематит и др.

Минеральные агрегаты, сложенные изометрическими зернами минералов, называются зернистыми. Зернистые агрегаты образуют каменная соль, кварц, гематит, корунд и т.д.

Если зерна минерала имеют удлинённый облик, агрегаты называются по форме кристаллов – игольчатые (роговая обманка), шестоватые (гипс), волокнистые (асбест).

Агрегаты, состоящие из зерен минерала уплощенного облика, называются в зависимости от толщины зерен: пластинчатыми (слюды, гипс), листоватыми (слюды), чешуйчатыми (каолинит, хлорит, слюды). Рыхлые тонкозернистые агрегаты называются землистыми (графит, гематит, лимонит).

### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Физические свойства минералов обусловлены их внутренним строением и химическим составом. К физическим свойствам относят плотность, механические, оптические, магнитные, электрические и термические характеристики, радиоактивность и люминесценцию.

Под плотностью минерала понимается вес единицы его объема. Плотность зависит от атомного веса атомов или ионов, слагающих кристаллическое вещество, и от плотности их упаковки в кристаллической решетке минерала. У природных веществ она варьирует в широких пределах: от значений менее 1 г/см<sup>3</sup> до 23 г/см<sup>3</sup>. По плотности минералы подразделяют на легкие (до 2,5 г/см<sup>3</sup>), средние (2,5-4,0 г/см<sup>3</sup>), тяжелые (4,0-8,0 г/см<sup>3</sup>) и весьма тяжелые (более 8,0 г/см<sup>3</sup>). Легкими являются нефти, угли, гипс, галит; к средним относят кварц, кальцит, полевые шпаты, к тяжелым – рудные минералы.

Для отнесения минерала к одной из этих групп достаточно определить его плотность приблизительно – путем взвешивания на ладони.

Механические свойства включают твердость, спайность, излом, хрупкость, ковкость, гибкость.

*Твердость* минерала – это степень его сопротивления внешнему механическому воздействию (царапанью и т.д.). Она оценивается по десятибалльной шкале относительной твердости, предложенной немецким ученым Ф. Моосом в 1811 г. Относительная твердость определяется путем царапанья исследуемого минерала острыми краями эталонных минералов (пассивная твердость) или эталонных минералов исследуемым (активная твердость). Минералы-эталонные, твердость которых (в условных единицах) соответствует их номерам, располагается в шкале Мооса следующим образом: 1 – тальк, 2 – гипс, 3 – кальцит, 4 – флюорит, 5 – апатит, 6 – ортоклаз, 7 – кварц, 8 – топаз, 9 – корунд, 10 – алмаз.

Если, например, гипс не оставляет царапины на поверхности исследуемого минерала, а кальцит оставляет, значит его твердость равна 2,5.

В практике полевых работ при отсутствии шкалы Мооса твердость минералов определяется при помощи распространенных предметов с известной твердостью. Например, у карандаша она равна 1, у ногтя – 2-2,5, желтой монеты – 3-3,5, стекла – 5, стального стержня (гвоздя) – 6. Большинство природных соединений обладает твердостью от 2 до 6.

На лабораторных занятиях определение твердости минерала следует начинать с проверки, царапает ли он стекло, а не наоборот, чтобы не портить образцы. Затем уточнить значение твердости (если в этом есть необходимость) при помощи минералов шкалы Мооса.

*Спайность* – способность кристаллов и кристаллических зерен раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием ровных блестящих поверхностей, называемых плоскостями спайности. Различают спайности:

- весьма совершенную – минералы (слюды, хлорит) легко расщепляются по плоскостям напластования на тончайшие листочки, образуя зеркально-блестящие плоскости спайности;
- совершенную – минералы (кальцит, галит, полевые шпаты) при ударе раскалываются по спайности, а образующиеся выколки по форме повторяют кристалл;
- среднюю – на сколах минералов (полевые шпаты, пироксены) наблюдаются как плоскости спайности, так и неровные изломы в произвольных направлениях;
- несовершенную – зерна минералов ограничены неправильными поверхностями, за исключением отдельных граней кристаллов (сера, оливин);
- весьма несовершенную (или спайность отсутствует) – минерал всегда раскалывается по произвольным неровным поверхностям, иногда образуя характерный излом (кварц, корунд, магнетит).

Минералы, у которых спайность отсутствует, обладают отдельностью.

*Отдельность* – это способность минерала раскалываться лишь в определенных участках, а не по определенным плоскостям. Трещины отдельности более грубые, не вполне плоские, ориентировка их зависит от характера распределения включений, двойникования и т.д.

*Излом* – форма поверхности, образующаяся при раскалывании минералов. Характер излома зависит от спайности. Различают ровный и неровный, ступенчатый, раковистый и мелко раковистый, занозистый, зернистый и шероховатый, крючковатый и др. разновидности изломов.

Ровный излом проходит по плоскостям спайности. Ступенчатый излом наблюдается у минералов с совершенной спайностью; неровный и раковистый (похожий на поверхность раковин) – у минералов с несовершенной и весьма несовершенной спайностью. Занозистым считается

излом, поверхность которого покрыта ориентированными занозами, представляющими собой зерна кристаллов удлиненного облика (роговая обманка, гипс). Зернистый излом встречается у минералов с изометрическим (или близким) обликом кристаллов (галит). Землистым изломом обладают тонкодисперсные агрегаты с матовой поверхностью (лимонит, каолинит), крючковатым – самородные металлы.

*Хрупкость, ковкость, гибкость* минералов определяются визуально, по их реакции на механические напряжения.

Оптические свойства включают цвет минералов, цвет черты, степень прозрачности, блеск.

*Цвет* (окраска) минерала является важным диагностическим признаком. Названия многим минералам даны по их цвету (например, хлорит в переводе с греческого означает «зеленый», альбит – с латинского «белый», рубин – «красный»). В природных соединениях окраска минерала обусловлена следующими причинами:

- наличием в составе минерала элемента-красителя (хромофора). Наиболее важные хромофоры – Cu, Ni, Co, Ca, Mn, Fe;

- наличием тонко распыленных механических окрашенных примесей, которые могут быть как органического, так и неорганического происхождения (бурые окислы железа, черные окислы марганца и т.п.);

- наличием субмикроскопических ориентированных включений и внутренних поверхностей трещин спайности. В некоторых минералах, кроме основной окраски, иногда на плоскостях спайности или полированных поверхностях при некоторых углах поворота вспыхивают яркие синие, голубые или зеленоватые переливы. Подобные явления получили название иризация. Наблюдается это явление чаще всего в плагиоклазах (лабрадор);

- наличием пестрых поверхностных образований, т.н. побежалости, например, золотистые пленки наблюдаются на поверхности бурых железняков, темно-желтые или пестрые – на поверхности халькопирита.

На лабораторных занятиях цвет минералов определяется на глаз, путем сравнения с известными цветами.

*Цвет черты* – это цвет минерала в тонком порошке. Этот признак в сравнении с окраской минералов является более постоянным, а следовательно, и более надежным их диагностическим признаком.

Цвет черты не всегда совпадает с цветом самого минерала. Например, у магнетита и цвет, и цвет черты черные, а у гематита, который в плотных агрегатах имеет стально-серый или черный цвет, черта вишнево-красная. Большинство светлоокрашенных и прозрачных минералов имеют бесцветную черту.

Практически черта определяется с помощью неглазурованной фарфоровой пластинки – бисквита. Порошок получается в виде следа на пластинке, если прочертить по ней минералом. Черту на бисквите оставляют минералы с твердостью до 6 (6 – твердость бисквита). Более твер-



дые минералы черты не оставляют, а царапают бисквит. Для них черта не определяется.

*Прозрачностью* называется свойство минералов пропускать сквозь себя свет. По степени прозрачности минералы делятся на 3 группы:

- прозрачные – минералы, пропускающие свет в пластинах любой толщины (горный хрусталь, исландский шпат);
- полупрозрачные – минералы, просвечивающие только в тонких пластинах (опал, халцедон);
- непрозрачные – не пропускают свет даже в тончайших пластинках (рудные минералы).

*Блеск* – способность минерала отражать падающий на него световой поток. Гладкие поверхности (границы, плоскости спайности) всегда лучше отражают свет, чем неровные. Различают следующие виды блеска:

- металлический – самый сильный блеск минералов. Наблюдается у темноокрашенных непрозрачных минералов. Визуально аналогичен блеску неокисленной поверхности металлов. Таким блеском обладают самородные металлы.
- полуметаллический (металлоподобный) – блеск, напоминающий блеск потускневшей поверхности металлов. Наблюдается у гематита, графита.
- алмазный – самый сильный блеск светлоокрашенных минералов. В качестве примера может служить блеск алмазов, серы на гранях кристаллов.
- стеклянный – самый распространенный блеск светлоокрашенных и бесцветных минералов. Такой блеск у кварца (на гранях), галита, карбонатов и сульфатов.

Если минерал в изломе имеет скрытобугорчатую или ямчатую поверхность, свет при отражении рассеивается беспорядочно, создается жирный блеск. Для скрытокристаллических масс (халцедон) и твердых светлоокрашенных гелей (опал), поверхности которых обладают более выраженной неровностью, характерен восковой блеск. Тонкодисперсные массы, обладающие тонкой пористостью, имеют матовый блеск. В данном случае падающий свет очень сильно рассеивается при отражении и поверхность минерала кажется матовой (каолинит, гидроокислы железа).

Для минералов, обладающих явно выраженной ориентировкой элементов строения, характерны шелковистый и перламутровый блески. Шелковистый блеск встречается у минералов с параллельно-волокнистым строением (асбест, гипс-селенит), перламутровый – у прозрачных минералов со слоистой структурой (слюды, тальк).

Магнитные свойства – это совокупность свойств, характеризующих способность минералов намагничиваться во внешнем магнитном поле. На практике испытание магнитности минералов производится с по-

мощью горного компаса. Магнитные минералы (магнетит) отклоняют стрелку от естественного направления (на север).

*Электрические свойства* – это совокупность свойств, характеризующих способность минералов проводить электрический ток.

### КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Попытки систематизации минералов на различной основе предпринимались еще в античном мире. Первоначально (от Аристотеля до Ибн Сины и Бируни) минералы систематизировались по внешним признакам. Со 2-й половины XIX в. исключительное распространение получили химические классификации, а в XX в. – кристаллохимические. В настоящее время наиболее распространена классификация минералов, в основу которой положен химический принцип (химический состав, тип химических соединений, характер химической связи). Более мелкие таксоны внутри классов выделяют с учетом структурных особенностей минералов (таблица 1.1).

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛАССОВ МИНЕРАЛОВ

*Самородные элементы.* В самородном состоянии в природе известно около 40 химических элементов, но большинство из них встречаются очень редко. Нахождение элементов в самородном виде связано со строением их атомов, имеющих устойчивые электронные оболочки. Химически инертные в природных условиях элементы называются благородными.

В виде самородных металлов встречаются Au, Pt, Ag, Cu, Fe, Pb, Sn, Hg, Zn, Al, типичны в природном состоянии и сплавы нескольких металлов, например (Pt+Fe), (Pt+Fe+Ni), (Au+Ag) и др. Из самородных полуметаллов наиболее распространены As, Sb, Se, Te, из неметаллов – различные модификации C (графит, алмаз) и S. Графит и сера часто образуют крупные месторождения.

*Халькогениды (сернистые соединения)* представляют собой соединения катионов с серой (сульфиды). В природе известно около 200 сернистых соединений, но только 20 из них встречаются в значительных количествах. Наиболее распространены соединения с Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg.

Цвет сульфидов разнообразный (свинцово-серый, черный, латунно-желтый, медно-желтый, оранжевый, желтый, красный). Твердость варьирует от 1 до 6-6,5, плотность меняется от средней до высокой.

Основная масса сульфидов образуется гидротермальным путем, известны также сульфиды магматического и метаморфического генезиса, некоторые являются результатом экзогенных процессов.

Сульфиды – важные рудные минералы, сырье для получения цветных, тяжелых и некоторых редких и рассеянных металлов, их сплавов.

## КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Основные типы минералов	<i>Классы</i>	<i>Подклассы</i>	<i>Группы</i>
I. Простые вещества	1. Самородные элементы	1. Самородные металлы 2. Самородные неметаллы 3. Самородные полуметаллы	Гр. платины, гр. меди Гр. серы, гр. графита Гр. мышьяка
II. Халькогениды сернистые (соединения)	1. Сульфиды	1. Простые сульфиды 2. Сложные сульфиды	Гр. пирита Гр. халькопирита
III. Кислородные соединения	1. Оксиды и гидроксиды  1. Сульфаты 2. Фосфаты 3. Карбонаты  4. Силикаты	1. Простые оксиды и гидроксиды 2. Сложные оксиды   1. Островные 2. Цепочечные 3. Ленточные 4. Листовые  5. Каркасные	Гр. гематита, гр. корунда, гр. кварца Гр. магнетита  Гр. гипса, гр. ангидрита, гр. барита Гр. апатита Гр. кальцита, гр. доломита Гр. оливина Гр. пироксенов Гр. амфиболов Гр. слюд, гр. талька, гр. глины, гр. хлорита, гр. серпентина Гр. полевых шпатов, гр. фельдшпатоидов
IV. Галогениды (галоидные соединения)	1. Хлориды 2. Фториды		Гр. галита Гр. флюорита

*Кислородные соединения. Оксиды и гидроксиды* – соединения элементов с кислородом, в гидроксидах присутствует также вода. В земной коре на долю этих минералов приходится около 17%, из них на долю кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) – 12,6%, на долю оксидов и гидроксидов Fe – 3,9%. К числу распространенных минералов относятся также окислы и гидрокислы алюминия, марганца и окислы титана.

Физические свойства этих минералов различны, для большинства из них характерна высокая твердость. Происхождение магматическое, пегматитовое, гидротермальное, но большинство окислов образуется в результате экзогенных процессов в верхних частях литосферы. Многие эндогенные минералы при выветривании разрушаются и переходят в окислы и гидроокислы, как более устойчивые соединения в условиях поверхности. Будучи физически и химически устойчивыми, многие окислы накапливаются в россыпях.

*Сульфаты* – природные соли серной кислоты. В природе известно около 190 минеральных видов, которые представляют собой простые безводные соли или сложные соли с конституционной и кристаллизационной водой. Основная структурная единица – анионный радикал  $[\text{SO}_4]^{2-}$ , среди катионов видообразующими являются  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и др.

Цвет сульфатов обусловлен примесями ионов-хромофоров и наличием структурных дефектов. Характерны низкая твердость (2-3,5), хорошая растворимость в воде.

Сульфаты формируются в окислительных условиях на участках распространения сульфидных месторождений, в корках выветривания, а также как хемогенные отложения содовых, сульфатных, соляных озер и крупных водных бассейнов. Эндогенные сульфаты типичны для средне- и низкотемпературных гидротермальных жил, реже отмечаются как продукты вулканической деятельности.

*Фосфаты* – соли ортофосфорной кислоты. В природе известно свыше 230 простых и сложных, водных и безводных соединений. Основная структурная единица – анионный радикал  $[\text{PO}_4]^{3-}$ ; среди катионов видообразующими являются  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{TR}^{3+}$  и др. Встречаются фосфаты в виде листовато-уплощенных и таблитчатых кристаллов или в виде чешуйчатых агрегатов. Характерные свойства: бесцветны или интенсивно окрашены в синий цвет различных оттенков; люминесценция; твердость – 3-5, плотность – 1,6-7,0 г/см<sup>3</sup>. Происхождение: магматическое, гидротермальное, экзогенное.

*Карбонаты* – соли угольной кислоты. Ведущие катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$  и др. Это многочисленная группа (около 120 минеральных видов), из которых многие имеют значительное распространение. Встречаются карбонаты в виде хорошо ограненных кристаллов значительных размеров; плотных, зернистых масс, слагающих мощные мономинеральные толщи; радиально-лучистых, игольчатых, натечных, почковидных агрегатов и тонких смесей с другими минералами.

Большая часть карбонатов белые или бесцветные; окраску карбонатам придают хромофорные ионы типа  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{TR}^{3+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$  и тонкодисперсные механические примеси (гематит, битум и т.д.). Твердость около 3-4,5, плотность невелика, за исключением карбонатов  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ba}$ .

Важным диагностическим признаком является действие на карбонаты кислот ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HNO}_3$ ), от которых они в той или иной степени вскипают с выделением углекислого газа.

По происхождению карбонаты осадочные (биохимические или химические осадки), осадочно-метаморфические; поверхностные, характерные для зоны окисления; низко- и среднетемпературные гидротермальные; метасоматические. Иногда они кристаллизуются из кальцитовых и содовых вулканических лав магматического происхождения.

Карбонаты – важнейшие неметаллические полезные ископаемые, а также ценные руды на  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cu}$  и др. металлы. Известняки, доломиты, мраморы – почти мономинеральные горные породы, сложенные карбонатами.

*Силикаты* – соли кремниевой кислоты. На долю силикатов приходится до 75% массы земной коры и около 25% минеральных видов. В природе известно свыше 700 природных силикатов, включая важнейшие порообразующие минералы (полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды и др.).

Основная структурная единица – одиночные изолированные тетраэдрические радикалы  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . Ведущие катионы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2,3+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ .

Структурное разнообразие силикатов определяется строением кремнекислородных радикалов. Различают силикаты с островными, цепочечными, ленточными, листовыми, каркасными радикалами.

Островные силикаты, т.е. силикаты с изолированными тетраэдрами  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  и изолированными группами тетраэдров. В силикатах с изолированными тетраэдрами  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  каждый из четырех кислородов имеет одну свободную валентность. Между собой тетраэдры непосредственно не связаны, связь происходит через катионы  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Zr}$  и др. Силикаты с островной структурой имеют изометрический облик и характеризуются повышенной твердостью и плотностью (оливин).

Цепочечные силикаты характеризуются структурой, в которой тетраэдры сочленяются в виде непрерывных обособленных цепочек. Радикалы  $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ ,  $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ , катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Na}^+$  (пироксены).

Ленточные силикаты имеют тетраэдры в виде вдвоенных цепочек, лент, поясов. Радикал  $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{6-}$ , катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Na}^+$ , (амфиболы). Часто содержат ионы  $(\text{OH})_2^-$ .

Силикаты цепочечной и ленточной структур обычно вытянуты, для них характерны призматические и столбчатые кристаллы, игольчатые и волокнистые агрегаты.

Листовые силикаты – силикаты с непрерывными слоями кремнекислородных тетраэдров. Радикал такой структуры  $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$ . Слои тетраэдров обособлены друг от друга и связаны катионами  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,

$\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ni}^+$  и др. Содержат ионы  $(\text{OH})_2$ ,  $(\text{OH}, \text{F})_2$  (талек, серпентин, глинистые минералы, слюды, хлориты).

Листовые силикаты характеризуются весьма совершенной спайностью и листоватым обликом минералов. Это объясняется тем, что сами слои кремнекислородных тетраэдров являются очень прочными, а связь между ними, осуществляемая через катионы, менее прочная.

Каркасные силикаты – силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из алюмо- и кремнекислородных тетраэдров. В этом случае все кислороды у тетраэдров являются общими, их валентности использованы на связь с катионами, каркас нейтрален. Радикал такого каркаса  $[\text{SiO}_2]^0$ . Именно такой каркас отвечает структуре кварца (кварц по этой причине можно относить к силикатам с каркасной структурой).

Алюмокислородные радикалы  $[\text{Al}_m\text{Si}_n\text{O}_{2m+n}]^{m-}$  образуются в результате замещения четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием, что вызывает появление одной свободной валентности и влечет за собой необходимость вхождения других катионов. Видообразующими катионами силикатов являются  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  (полевые шпаты, фельдшпатыды).

Большинство силикатов бесцветные или белые. Силикаты Fe, Mn, Ni, Zr и др. элементов окрашены в различные цвета. Блеск стеклянный до алмазного. Spайность совершенная по двум-трем направлениям, весьма совершенная, плотность от 2,0 до 6,5 г/см<sup>3</sup>, твердость 1-8.

Силикаты – полигенные минералы. Они кристаллизуются из магмы, образуются в процессе метаморфизма, типичны для зон окисления рудных месторождений.

*Галогениды (галоидные соединения). Хлориды* – соли соляной кислоты. Известно порядка 100 минеральных видов. Собственная окраска хлоридов белая; чистые кристаллы бесцветны и прозрачны. Желтые, бурые, серые, красные и др. цвета галоидным соединениям придают механические примеси: гидроокислы железа, органические вещества и др. Хлориды имеют невысокую твердость – 1,0-3,5; плотность варьирует от 1,5-2,5 до 6,5-8,3 г/см<sup>3</sup>, хорошо растворяются в воде, гигроскопичны.

Образуются хлориды преимущественно хемогенно-осадочным путем – при испарении воды соляных и содовых озер или морских бассейнов и лагун.

*Фториды* – природные соединения элементов Na, K, Ca, Mg и др. элементов с фтором. Известно до 59 минеральных видов, большая часть из которых распространена ограничено. Наиболее ценным минералом является флюорит, встречающийся в месторождениях гидротермального, пневматолитового и грейзенового типов.

В таблице 1.2 приведена характеристика основных породообразующих минералов и минералов, наиболее широко распространенных в природе и имеющих практическую ценность.

### **Вопросы для самопроверки**

1. Дайте определение понятию минерал.
2. Какое состояние могут иметь минералы в природных условиях?
3. Чем отличаются минералы с кристаллическим и аморфным строением?
4. Что называется минеральным агрегатом? Какие бывают агрегаты?
5. Перечислите важнейшие физические свойства минералов.
6. Что такое спайность? Ее причины.
7. Какие методы существуют для определения твердости?
8. Назовите минералы шкалы твердости Мооса.
9. Каким бывает излом минералов?
10. Каковы причины окраски минералов?
11. Что такое побежалость? Для каких минералов она характерна?
12. Как отличаются минералы по блеску?
13. Как определяются магнитные свойства минералов?
14. По каким признакам можно систематизировать минералы? Какой признак для классификации минералов является наиболее научно обоснованным?
15. Какие процессы минералообразования относятся к эндогенным и какие к экзогенным?

### **Задание:**

Используя табл. 1.2, бисквиты, стекла, реактивы и пр., определить образцы из коллекции, предоставленной преподавателем.

Таблица 1.2

## ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА МИНЕРАЛОВ

<i>Класс</i>	<i>Название минерала, формула</i>	<i>Формы нахождения в природе</i>	<i>Цвет минерала, черта</i>	<i>Блеск</i>	<i>Спайность, излом</i>	<i>Твердость</i>	<i>Плотность</i>	<i>Диагностические признаки</i>	<i>Генезис</i>	<i>Применение</i>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Самородные элементы	Сера S	Кристаллы, друзы, сплошные массы, натечные формы, налеты, корки	Серо-желтый, желто-бурый до черного. Бесцветная	Смолистый до жирного	Несовершенная; раковистый до неровного	1-2	2,05-2,08	Жирная на ощупь; при $T=112,8^{\circ}$ плавится; электризуется при трении; резкий запах при горении	В зоне окисления сульфидов; при извержении вулканов; при разложении гипса.	При производстве $H_2SO_4$ ; резины; красок; взрывчатых веществ; для борьбы с вредителями в сельском хозяйстве
	Графит С	Мелкие чешуйки, таблички, агрегаты, плотные или землистые массы	Серебристо-серый до железно-черного. Свинцово-серая	Сильный металлический, у скрытокристаллических разностей матовый	Совершенная; излом: у плотных – ровный, реже – занозистый	1-2	2,21+2,26	Жирный на ощупь; хороший проводник электричества; анизотропия магнитных свойств	Магматическое, метаморфическое	В металлургии (тигли, литейные формы); в качестве коллектора для динамомашин; в производстве электродов, проводящих порошков, смазочных материалов, красок, карандашей



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Оксиды (простые окислы), гидроксиды	Кварц $\text{SiO}_2$	Кристаллы, друзы, зернистые и скрытокристаллические агрегаты, рыхлые пески	Бесцветный белый, серый до черного, фиолетовый, розовый, желтый. Бесцветная	Стекланный, в изломе – жирный	Отсутствует; раковистый	6,5-7	2,53-2,65	Высокая твердость; отсутствие спайности	Магматическое, метаморфическое, гидротермальное	В оптике; радиотехнике; фарфоровой и стекольной промышленности; в ювелирном деле
	Халцедон $\text{SiO}_2$	Почки, сталактиты, конкреции, сплошные массы	Белый, серый, желтоватый, голубоватый. Бесцветная	Восковой слабый	Отсутствует; раковистый	6,5-7	2,55-2,64	Формы выделения	Гидротермальное или гипергенное	Поделочный камень
	Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Натеки, псевдоморфозы, почки, конкреции	Белый, красный, зеленый, синий, полосчатый. Белая	Матовый; жирный или перламутровый	Отсутствует; раковистый	5-6,5	1,9-2,3	Формы выделения, цвет; не проводит электричества	Гидротермальное, часто осадочное	Полудрагоценный или поделочный камень
	Корунд $\text{Al}_2\text{O}_3$	Кристаллы, мелкозернистые скопления (наждак)	Синевато-желтовато-серый, красный, синий, розовый. Не дает	Алмазный или сильный стекланный	Отсутствует, раковинный, раковистый	9	3,95-4,4	Высокая твердость; Способность изменять окраску при смене освещения и температуры	Магматическое, метаморфическое осадочное	Как абразивный и огнеупорный материал; кристаллы – в приборостроении и ювелирном деле

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Оксиды (простые окислы), гидроксиды	Гематит $\text{Fe}_2\text{O}_3$	Кристаллы, друзы, натечные формы, агрегаты	Вишнево-красный; стально-серый; железо-черный. Вишневая	Полуметаллический, матовый	Грубая отдельность; раковистый	5-6	5-5,2	Цвет черты; высокая твердость	Метаморфическое, гидротермальное, гипергенное	Железная руда; для изготовления красок и карандашей (красная охра)
	Магнетит $\text{Fe}, \text{Fe}_2\text{O}_4$	Кристаллы, зернистые, коломорфные массы, вкрапления	Железо-черный. Черная	Металлический, полуметаллический	Отдельность; неровный	5-6,5	4,5-5,3	Сильно магнитен	Магматическое, метасоматическое (главные скопления)	Важная железная руда
	Лимонит $\text{FeO}(\text{OH})_n\text{H}_2\text{O}$	Сплошные, скрытокристаллические и землистые агрегаты, натечные формы	Желто-бурый, бурый до черного. Коричневая	Матовый или стеклянный	Отсутствует; неровный	1-5	2,7-4,4	Растворяется в $\text{HCl}$ ; различная твердость и плотность в зависимости от форм выделения	Гипергенное	Руда на железо
Карбонаты	Кальцит $\text{CaCO}_3$	Кристаллы, зернистые, скрытокристаллические агрегаты; натечные формы	Бесцветный желтый, розовый, голубой. Бесцветная	Стекланный, перламутровый	Совершенная по ромбоэдру; неровный	3	2,6-2,8	Бурно реагирует с $\text{HCl}$ ; спайность	Магматическое, осадочное, гидротермальное	В оптической и химической промышленности; в строительстве; в металлургии; поделочный камень

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Карбонаты	Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Кристаллы, зернистые, скрытокристаллические агрегаты	Белый, желтоватый, зеленоватый, бурый до черного. Бесцветная	Стекланный, перламутровый	Совершенная; неровный, занозистый	3,5-4	2,8-2,9	С $\text{HCl}$ реагирует в порошке	Осадочное, гидротермальное	В металлургии в качестве флюса и огнеупора; в строительстве
Сульфаты	Гипс $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Кристаллы; друзы; рыхлые массы, волокнистые агрегаты	Бесцветный, желтый, бурый, красный, черный. Белый	Стекланный, перламутровый	Весьма совершенная, ясная; раковистый	1,5-2	2,3,2	Растворяется в $\text{HCl}$ ; в $\text{H}_2\text{O}$ при $-37^\circ\text{C}$ ; формы выделения	Экзогенное, гидротермальное	В медицине; в строительстве; селенит – поделочный камень
	Ангидрит $\text{Ca}(\text{SO}_4)$	Кристаллы, сплошные и зернистые массы	Белый, голубоватый, серый. Бесцветная	Стекланный, перламутровый	Совершенная, ясная; неровный	3-3,5	2,8-3	Растворяется в кислотах без вскипания	Осадочное – хемогенное	В строительстве (цемент); поделочный камень
	Барит $\text{Ba}(\text{SO}_4)$	Кристаллы, друзы; землистые, плотные, зернистые агрегаты	Белый, серый, красный, бурый, голубой, зеленый. Бесцветная	Стекланный, перламутровый	Совершенная, средняя; неровный	3-3,5	4,3-4,5	Высокая плотность	Гидротермальное, реже – осадочное	В химической промышленности

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Галогениды	Галит NaCl	Кристаллы, зернистые, сплошные массы	Бесцветный белый, серый, розовый, красный, синий. Бесцветная	Стекланный, жирный	Совершенная; раковистый	2	1,97-2,21	Соленый на вкус; гигроскопичен; спайность	Осадочное – хемогенное	В пищевой промышленности; руда на натрий	
	Сильвин KCl	Кристаллы, зернистые, сплошные массы	Бесцветный молочно-белый, красный, желто-красный. Бесцветная	Стекланный, жирный	Совершенная; неровный	2	1,99	Горький, жгуче соленый на вкус; растворяется в воде	Осадочное; реже – вулканическое	В сельском хозяйстве – калийное удобрение; в оптике; руда на калий	
Силикаты	Островные	Оливин $(Mg,Fe)_2SiO_4$	Кристаллы, зернистые агрегаты	Бутылочно-зеленый, оливковый, серый. Зеленовато-серая	Стекланный	Отчетливая; раковистый	6,5-7	3,81	Цвет, форма кристаллов	Магматическое	Сырье для силикатного стекла; в ювелирном деле
	Ленточные	Роговая обманка $\{Si_4O_{11}\}(OH)$ Na,Ca,Mg,Fe,Al	Столбчатые кристаллы, зернистые и игольчатые агрегаты	Зеленый до черно-зеленого. Зеленоватая	Стекланный, шелковистый	Совершенная; ровный, занозистый	5-6	3,2-3,45	Излом; спайность, цвет	Магматическое, метаморфическое	

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
С и л и к а т ы	Щелочные		Эгирин $\text{NaFe}\{\text{Si}_2\text{O}_6\}$	Призматические и столбчатые кристаллы, шестоватые агрегаты	Темно-зеленый до черного. Желто-серая	Стекланный	Совершенная; неровный	6-6,52 3,55-3,6	Спайность, излом	Магматическое	
	Щелочные		Авгит $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Ai Ti})\{\text{(Si,Al)}_2\text{O}_6\}$	Короткостолбчатые кристаллы, зернистые агрегаты	Черно-бурый, зелено-бурый. Светло-серая	Стекланный, на гранях – полужирный	Отчелливая, часто – отделимость; неровный	5,5-6 3,23-3,52	Цвет, форма кристаллов; полужирный блеск	Магматическое	
	Слоистые		Биогит $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F,OH})_2$	Таблитчатые кристаллы, чешуйчатые массы	Темно-бурый, зеленый до черного Бурая (светлее минерала)	Стекланный, перламутровый	Весьма совершенная; занозистый	3 2,7 3,3	Спайность, форма кристаллов, взаимодействует с $\text{H}_2\text{SO}_4$ и $\text{HCl}$	Магматическое, метаморфическое	Как изоляционная прокладка в бытовых приборах
	Слоистые		Мусковит $\text{KA l}_2\{\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2\}$	Таблитчатые кристаллы, листоватые и чешуйчатые агрегаты	Бесцветный зелено-желтый. Белая	Стекланный, перламутровый	Весьма совершенная; занозистый	2-4 2,7-3,1	Спайность, цвет, на кислоты не реагирует	Магматическое, метаморфическое гидротермальное	Как высококачественный изолятор в электронной и радиотехнической промышленности, в авиации

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С и л и к а т ы С л о и с т ы е	Флогопит $KMg_3\{AlSi_3O_{10}\}(F,OH)_2$	Таблитчатые кристаллы, листоватые и чешуйчатые массы	Бурый, зеленоватый. Белая	Перламутровый, матовый	Весьма совершенная; занозистый	2-3	2,7-2,9	Спайность, взаимодействие с концентрированной $H_2SO_4$	Гидротермальное, метаморфическое	Как изолятор в электронной и радиотехнической промышленности
	Серпентин $(MgFe)_3\{Si_2O_5\}(OH)_4$	Шелковистые волокна (асбест), плотные скрытокристаллические массы	Зеленый различных оттенков. Жирная блестящая	Жирный, перламутровый	Средняя; неровный, занозистый	2,5-3	2,5-2,65	Жирный на ощупь, разлагается кислотами	Гидротермальное, метасоматическое	Облицовочный материал, подделочный камень
	Тальк $Mg_3\{Si_4O_{10}\}(OH)_2$	Чешуйки, листочки; чешуйчатые и листоватые агрегаты, плотные массы	Светло-зеленый до белого. Белая	Стекланый, на гранях – полужирный	Совершенная; занозистый	1-1,5 2,6-2,83		Твердость (режется ножом), жирный на ощупь	Метаморфическое, гидротермальное	В медицине, в парфюмерии, в керамической и бумажной промышленности; в пр-ве огнеупоров; в сельском хозяйстве

		Хлориты $(Mg, Al, Fe)_{12}$ $\{(SiAl)_6O_{20}\}$ $(OH)_{16}$	Листочки, чешуйки, чешуйчатые и сплошные массы	Зеленый до черного. Зеленовато- серая	Стеклан- ный, пер- ламутро- вый	Весьма со- вершенная; заноизистый	1,5-3	2,6-3,3	Цвет, формы выделения; легко разлага- ется сильны- ми кислотами	Гидротер- мальное, ме- таморфиче- ское	В бумажной промышлен- ности
--	--	---	--	--	--	---	-------	---------	---	---	-----------------------------------

Окончание таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
С И Л И К А Т Ы  К а р к а с н ы е	Слоистые	Каолинит $Al_4\{Si_4O_{10}\}(OH)_6$	Микроскопические пластинки; глинистые массы	Белый; от примесей – любой. Белая	Матовый	Совершенная (под микроскопом); неровный	1-3	2,4-2,63	Жирный на ощупь; взаимодействует с подогретыми кислотами	Экзогенное	В керамической и бумажной промышленности
		Альбит (плагиоклаз) $Na\{AlSi_3O_8\}$	Таблитчатые и призматические кристаллы; плотные, зернистые агрегаты	Белый, бесцветный, зеленоватый, розовый. Белая	Стекланый, перламутровый	Совершенная; неровный	6-6,5	2,65-2,66	Спайность, блеск на плоскостях спайности, твердость; иризация; взаимодействует с HF	Магматическое	Сырье для изготовления фарфора, глазури; облицовочный материал, поделочный камень
		Микроклин (полевой шпат) $K\{AlSi_3O_8\}$	Изометрические кристаллы, зернистые агрегаты	Белый, кремово-розовый, зеленый. Бесцветная	Стекланый, перламутровый	Совершенная; неровный	6-6,5	2,5-2,6	Спайность, блеск, твердость	Магматическое	В фарфоровой промышленности; амазонит – поделочный камень
		Ортоклаз (полевой шпат) $K\{AlSi_3O_8\}$	Изометрические кристаллы, зернистые агрегаты	Серый, розовый, светло-зеленый. Бесцветная	Стекланый, перламутровый	Совершенная; неровный	6-6,5	2,55-2,63	Спайность, блеск на плоскостях спайности, твердость; голубая; иризация;	Магматическое	Сырье для изготовления фарфора, эмали; розовые и зеленые разновидности – облицовочные и поделочные камни



## Лабораторная работа №2

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

*Магматические горные породы – это естественные ассоциации минералов, минералов и вулканического стекла или одного вулканического стекла, образовавшиеся в результате кристаллизации или застывания магматических расплавов.* Систематика магматических горных пород предусматривает выделение трех главных номенклатурных единиц – типа, класса и группы горных пород (таблица 2.1).

**1. Тип** горной породы характеризует способ ее образования (генезис): *магматический*.

**2. Класс** магматической горной породы отражает фациальные условия формирования горной породы: *плутонические* (глубинные) или *вулканические* (поверхностные).

*Интрузивные* или *плутонические* породы образуются в результате кристаллизации магмы в глубинах земной коры и мантии. По глубине образования среди интрузивных пород различают *абиссальные* горные породы, сформировавшиеся на глубинах более 5 км, *мезо-абиссальные* – на средних глубинах и *гипабиссальные* – на небольших глубинах.

*Вулканические* или *эффузивные* горные породы образуются при застывании магмы на земной поверхности или в приповерхностных условиях. Среди вулканических горных пород выделяют породы *собственно эффузивные*, возникшие при свободном излиянии лав, *экструзивные*, образующиеся из вязких лав, выжатых на поверхность, и *пирокластические* – обломочный материал вулканических выбросов. По степени измененности первичных минералов и стекла вулканические породы подразделяют на *кайнотипные*, неизмененные или незначительно измененные вторичными процессами породы, и *палеотипные* – подвергшиеся изменениям в результате процессов замещения стекла и первичных минералов вторичными минералами. Палеотипные породы теряют блеск, становятся матовыми, кислые породы приобретают розоватый оттенок, основные – фиолетовый или темно-зеленый.

**3. Группы** магматических горных пород выделяются по содержанию кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ). Магматические горные породы по содержанию  $\text{SiO}_2$  подразделяются на четыре группы, границы между которыми соответствуют статистическим минимумам содержания кремнезема в породах:

3.1 ультраосновные	$\text{SiO}_2 < 44\%$ ;
3.2 основные породы	$\text{SiO}_2 = 44 - 53\%$ ;
3.3 средние породы	$\text{SiO}_2 = 53 - 64\%$ ;
3.4 кислые породы	$\text{SiO}_2 = 64 - 78\%$ .

Таблица 2.1

## КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД НОРМАЛЬНОГО РЯДА

Класс по условиям формирования	Подкласс по глубине	Наиболее характерные структуры	Наиболее характерные текстуры	Группа по содержанию кремнезема ( $SiO_2$ )			
				кислые $SiO_2 > 64\%$	средние $SiO_2 64 - 52\%$	основные $SiO_2 52 - 44\%$	ультра-основные $SiO_2 < 44\%$
ИНТРУЗИВНЫЕ	Абиссальные	Крупно- и среднезернистая	Массивная	Гранит	Диорит	Габбро, пироксенит	Дунит, перидотит
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ	Кайнотипные	Афанитовая, стекловатая	Флюидальная, пористая	Риолит, обсидиан, пемза	Андезит	Базальт	
Цветовой индекс				до 10	10-40	40 – 80	>90
Минеральный состав (в объемных %)	светлые	кварц		20-60	до 5	нет	нет
		калиевый пол. шпат		40-90	нет	нет	нет
		плагиоклаз		кислый 10-90	средний 55-95	основной 35-100	нет
	цветные	биотит		до 10	до 40 (их них рог. обманка 30)	до 5	нет
		амфибол				до 5	до 5
		пироксен				35-100	10-70
оливин		нет	нет	до 5	30-90		

Границы между выделенными группами магматических пород в известной мере являются условными, так как между породами разных групп существуют постепенные переходы.

Более детальная классификация магматических пород выполняется с учетом содержания в них щелочей и соотношения петрохимических параметров.

### СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Особенности строения горных пород определяются условиями их образования и выражаются в текстурных и структурных признаках

**Структура** – это характеристика степени кристалличности горной породы, зависящей от размера и формы слагающих ее минеральных зерен, их взаимоотношений друг с другом и с вулканическим стеклом.

Степень кристалличности и размер зерен минералов обычно возможно оценить визуально, а форма и взаимоотношения минеральных зерен изучаются под микроскопом в шлифах и относятся к микроструктурам.

**Текстура** – характеристика степени и особенностей неоднородности горной породы, проявляющейся в форме, взаимном расположении и ориентировке минеральных агрегатов или стекловатых составных частей.

Текстуры, как правило, изучаются макроскопически в образцах горных пород или в поле при изучении обнажений.

#### *Структуры магматических горных пород*

При визуальном описании горной породы структура ее характеризуется по степени кристалличности и размерам минеральных зерен.

1. *По степени кристалличности магматических пород* различают три структуры:

1.1 *полнокристаллические* (порода целиком состоит из кристаллических зерен и не содержит стекла);

1.2 *неполнокристаллические* (порода состоит из кристаллических зерен и вулканического стекла);

1.3 *стекловатые* (порода полностью состоит из вулканического стекла).

Полнокристаллические структуры возникают в глубинных условиях при медленном остывании магмы и характерны для интрузивных пород. Неполнокристаллические структуры свойственны породам, кристаллизующимся в гипабиссальных и поверхностных условиях. Стекловатые структуры, возникающие при быстром охлаждении магмы, типичны для кайно-типных вулканических пород.

2. *По размеру кристаллических зерен* различают структуры:

2.1 *явно кристаллические*, когда зерна минералов различимы невооруженным глазом;

2.2 *скрытокристаллические (афанитовые)*, зерна в которых не различимы без микроскопа.

3. По абсолютным размерам зерен минералов среди явно кристаллических пород выделяют:

3.1 *крупнозернистые* (средний размер зерен больше 5 мм);

3.2 *среднезернистые* (размер зерен 2-5 мм);

3.3 *мелкозернистые* (размер зерен 2-0,5 мм).

4. По относительной величине зерен различают структуры:

4.1 *равномерно-зернистые* (в которых размеры зерен главных породообразующих минералов близки);

4.2 *неравномерно-зернистые* (в которых породообразующие компоненты образуют зерна разной величины).

### ***Текстуры магматических пород***

Текстуры магматических пород отражают процессы, протекающие в магме при ее кристаллизации или застывании. Выделяют два главных вида текстур: однородную и неоднородную.

1. *Однородная* (массивная) текстура характеризуется равномерным распределением минеральных компонентов в пространстве без какой-либо ориентировки. Порода в любой части имеет одинаковый состав и строение. Эта текстура рассматривается как показатель стабильности условий кристаллизации и наблюдается в кристаллических (глубинных) магматических породах.

2. *Неоднородная* текстура объединяет группу текстур, среди которых наиболее распространенными являются следующие:

2.1 *такситовая* (шлировая) текстура выражается в неравномерном, пятнистом распределении составных частей магматической породы. Отдельные участки породы могут отличаться друг от друга не только по составу, но и по структуре. Текстура такситовая встречается как в интрузивных, так и в эффузивных породах;

2.2 *флюидальная* текстура свойственна стекловатым и полустекловатым эффузивным породам с отчетливыми следами течения лавы в виде потокообразного расположения компонентов различной окраски, состава или структуры;

2.3 *пористая* (пузырчатая, пузыристая) текстура характеризуется присутствием в породе пустот, образовавшихся при удалении газов в процессе застывания эффузивных пород. Разновидностями ее являются *губчатая, пемзовая и шлаковая* текстуры;

2.4 *миндалекаменная* текстура образуется при заполнении пустот в эффузивной породе новообразованиями кварца, халцедона, карбонатов, хлоритов и др. минералами. Характерна для палеотипных эффузивов.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Минеральный состав пород тесно связан с их химическим составом, вместе с тем он зависит и от условий кристаллизации. Магматические горные породы сложены преимущественно силикатами и алюмосиликатами.

Минеральный состав горной породы принято выражать в процентном содержании отдельных минералов. Существуют породы *мономинеральные*, состоящие из одного минерала, (дунит, лабрадорит) и *полиминеральные* – в которых присутствует несколько минералов.

Минералы магматических горных пород подразделяются по нескольким критериям.

1. *По процентному содержанию в породе* выделяют:

1.1 *главные породообразующие* минералы, содержание каждого из которых в породе более 10%;

1.2 *второстепенные*, содержащиеся в количестве 1-10%;

1.3 *акцессорные*, которых в породе менее 1%.

2. *По химическому составу*, что выражается в их окраске, породообразующие минералы разделяются на две группы:

2.1 *салические* (светлые). В салических минералах главными химическими элементами являются Al и Si. К салическим минералам относятся полевые шпаты, кварц, фельдшпатыды;

2.2 *фемические или мафические* (темноцветные) минералы – биотит, оливин, пироксены, амфиболы. В мафических минералах главные элементы Fe и Mg.

Общее содержание темноцветных минералов называется *цветовым индексом породы* (М).

3. *По генетическому признаку* (по времени образования) породообразующие минералы делятся на 2 группы:

3.1 *первичные минералы*, которые кристаллизуются из магматического расплава;

3.2 *вторичные минералы*, которые или замещают первичные, или возникают как новообразования в постмагматических процессах.

## ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Анализ распространения разных групп магматических пород показывает, что среди интрузивных пород преобладают граниты, а среди эффузивных пород – базальты и андезиты. При изучении данной темы на лабораторных занятиях по геологии рассматриваются только самые распространенные интрузивные абиссальные и эффузивные кайнотипные магматические горные породы.

### *Группа кремнекислых пород*

Кислые магматические горные породы – это силикатные магматические породы с содержанием кремнезема от 64 до 78%. Избыток кремнезема магмы, который не был израсходован при образовании минералов-силикатов, в интрузивных породах этой группы кристаллизуется в виде кристаллического кварца, а в эффузивных входит в состав стекла. Главные породообразующие минералы группы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом (ортоклаз, реже микроклин), кислым плагиоклазом (альбит, олигоклаз), цветными минералами (биотит, амфибол, реже пироксен).

### *Интрузивные абиссальные кислые породы*

*Гранит* – порода белого, серого, розового, желтоватого, зеленоватого, темно-красного цвета с массивной (реже пятнистой) текстурой и полнокристаллической крупно-, средне-, мелкозернистой, порфиоровидной структурой. Цветовой индекс породы до 10

Минеральный состав гранитов:

- кварц	20-40% (реже до 60%);
- щелочной полевой шпат	от 40 до 90%;
- кислые плагиоклазы	от 10 до 90%;
- цветные минералы	до 10%.

Разновидности гранитов выделяются по характерному темноцветному минералу: биотитовый, амфиболовый, пироксеновый, амфибол-биотитовый и др.

### *Эффузивные кайнотипные кислые породы*

*Риолит (липарит)* – кислая эффузивная кайнотипная порода белого, желтоватого, сероватого до коричневого цвета с неполнокристаллической структурой. Порода обычно плотная (реже пористая). Очень характерна флюидальная текстура. В составе вкрапленников могут присутствовать кварц, полевые шпаты, редкие чешуйки биотита, реже пироксен и роговая обманка. Основная масса стекловатая. Наличие кварца во вкрапленниках позволяет легко отличить риолит от других эффузивных пород.

*Обсидиан* – вулканическое стекло черного, темно-серого или коричневого цвета с массивной текстурой, раковистым изломом и с острыми режущими сколами. Реже встречаются полосчатые и пятнистые разновидности. Может содержать редкие включения кварца, полевых шпатов, цветных минералов. Обсидиан образуется при быстром застывании (закалке) вязких кислых магм на поверхности или в субвулканических условиях. Вулканические стекла со скорлуповатой отдельностью называются *перлитами*.

*Пемза* – крупно- или мелкопористая разновидность вулканического стекла. Выделяются разновидности пемзы с волокнистой, ячеистой, пузыристой и пенистой текстурой. Структура породы стекловатая, но она может содержать редкие включения кварца, плагиоклаза, слюды, пироксена. Цвет породы от белого, голубоватого и желтоватого до бурого и черного (в зависимости от содержания в ней окислов железа).

### ***Группа средних пород***

Группа средних пород объединяет магматические породы с содержанием кремнезема от 53 до 64%. По распространенности в земной коре глубинные средние породы резко уступают излившимся, которые занимают второе место после базальтов.

#### ***Интрузивные абиссальные средние породы***

*Диорит* – зеленовато-серая, серая плутоническая горная порода с массивной текстурой и полнокристаллической от тонко- до крупнозернистой структурой. Цветовой индекс породы до 40.

Минеральный состав диорита изменяется в следующих границах:

- средний плагиоклаз 55-95%;
- роговая обманка (реже биотит и пироксен) 0-40%;
- кварц до 5%.

При содержании в породе кварца более 5% (до 20%) диорит называется кварцевым.

#### ***Эффузивные кайнотипные средние породы***

*Андезит* – серая, темно-серая, темно-зеленовато-серая порода с массивной, пузыристой или флюидальной текстурой. Структура породы неполнокристаллическая. Различимые визуально включения представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и пироксеном.

### ***Группа основных пород (базитов)***

Основные породы представляют обширную и широко распространенную группу магматических пород с содержанием кремнезема от 44 до 53%. Эффузивные и гипабиссальные члены этой группы по распространенности

на земной поверхности резко превосходят глубинные. Основные породы установлены в литосфере Земли, Луны, Венеры, Марса. На континентах базальты более чем в 5 раз превосходят по объему все другие излившиеся породы. Главными представителями этой группы являются габбро и базальт.

### ***Интрузивные абиссальные основные породы***

*Габбро* – порода в неизменном состоянии темно-серого или почти черного цвета, что связано с темной окраской неизменных плагиоклазов и высоким содержанием цветных минералов. В результате вторичных изменений плагиоклазы приобретают светло-серый и зеленовато-серый цвет, что приводит к осветлению окраски породы. Текстура габбро массивная, часто полосчатая, структура – полнокристаллическая равномерно-зернистая, крупно- и среднезернистая. Цветовой индекс породы до 80 (в среднем 60).

Минеральный состав габбро:

- основной плагиоклаз                    35-65%;
- пироксены                                    35-70%;
- оливин                                         < 5%;
- роговая обманка                         < 5%.

*Пироксениты* – глубинные основные породы, состоящие из минералов пироксенов. Цвет свежих пород желтовато-серый, серый, зеленый, черный. Текстура пород массивная, структура – полнокристаллическая крупно- и среднезернистая. Содержание пироксенов в породе от 50 до 100%. В качестве порообразующих минералов в пироксенитах может присутствовать гранат, слюды, плагиоклазы.

### ***Эффузивные кайнотипные основные породы***

*Базальт* – порода темноокрашенная (до черной) с массивной, пористой или миндалекаменной текстурой и неполнокристаллической или мелкозернистой структурой. Реже встречаются базальты со стекловатой структурой.

### ***Группа ультраосновных пород (гипербазитов, ультрабазитов)***

К ультраосновной группе относятся низкокремнистые породы с содержанием кремнезема от 30 до 44%. Эта группа объединяет практически бесполовошпатовые магматические породы, которые имеют цветовой индекс более 90. Наибольшее значение среди гипербазитов имеют плутонические породы (преимущественно перидотиты). Гипабиссальные и вулканические породы распространены незначительно и в данной работе не рассматриваются.



### ***Интрузивные ультраосновные породы***

*Перидотиты* – общее название семейства глубинных гипербазитов пироксен-оливинового состава, содержащих оливина по объему от 30 до 90%, пироксенов – от 10 до 70%. Роговая обманка обычно не превышает 5%. Цвет свежих разностей светло-зеленый, измененных пород – до черного. Перидотиты обычно в той или иной степени серпентинизированы. Текстура пород массивная, нередко пятнистая или полосчатая. Структура средне- или мелкозернистая.

*Дунит* – плутоническая порода, состоящая почти нацело (>90%) из оливина. В дунитах может быть до 5% пироксенов. Цвет свежих пород светло-зеленый, измененных – темно-зеленый до черного. Дуниты обычно в разной степени серпентинизированы. Текстура породы массивная, структура полнокристаллическая средне- или мелкозернистая.

При макроскопическом описании и определении магматических горных пород на лабораторных занятиях указываются следующие характеристики горной породы:

- окраска породы и цветовое число (М);
- текстура породы;
- структура породы;
- минеральный состав.

Затем делается вывод о глубинности образования породы и дается ее полное название.

### ***Пример макроскопического описания магматической горной породы***

Порода светло-серая с цветовым индексом около 5. По цветовому индексу порода относится к кислой группе. Текстура породы однородная массивная. Структура породы полнокристаллическая, равномерно-зернистая, среднезернистая. По текстуре и структуре можно сделать вывод, что по условиям образования порода интрузивная абиссальная. Минеральный состав породы: кварц – 25-30%, полевые шпаты – 60-70%, темно-цветные компоненты (роговая обманка и биотит) – от 5% до 10%.

Порода кислой группы интрузивная абиссальная – гранит.

### **Вопросы для самопроверки**

1. Какие горные породы называются магматическими?
3. Перечислите классы магматических пород по глубине формирования?
4. Какие группы магматических горных пород выделяются по содержанию SiO<sub>2</sub> – кремнезема?
5. Перечислите интрузивные магматические породы.
6. Перечислите вулканические магматические породы.

## Лабораторная работа №3

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

*Осадочными* называются горные породы, возникшие путем осаджения вещества в водной среде, реже из воздуха и в результате деятельности ледников, на поверхности суши, в морских и океанических бассейнах. Осадочные горные породы представляют собой геологические тела, возникшие на поверхности Земли и несколько глубже ее при свойственных этим горизонтам небольших температурах и давлении.

Осаждение вещества может происходить механическим путем (под влиянием силы тяжести и изменения динамики среды), химическим (из водных растворов при достижении ими концентрации насыщения и в результате обменных реакций), а также биогенным (как результат жизнедеятельности организмов). В зависимости от характера осаджения вещества осадочные горные породы делятся на *обломочные*, *хемогенные* (химические) и *органогенные* (биогенные).

Источником вещества для образования осадочных горных пород являются:

- продукты выветривания магматических, метаморфических и более древних осадочных пород, слагающих земную кору;
- компоненты, растворенные в природных водах;
- газы и различные вещества, образующиеся при жизнедеятельности организмов;
- вулканический материал;
- космический материал (метеориты, космическая пыль);
- органические остатки (растительного и животного происхождения) синхронные времени их образования (реже более древние – переотложенные).

Различные соотношения этих компонентов в осадках и дают то многообразие осадочных пород, которое наблюдается в земной коре. В зависимости от преобладания того или иного компонента осадочная порода будет обломочной, хемогенной, биогенной или осадочно-вулканогенной.

### ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Первичной формой залегания осадочных горных пород является горизонтальный слой.

*Слой* – это пластинообразное геологическое тело, сложенное на всем протяжении одновозрастными осадочными горными породами и обособленное по каким-либо признакам от смежных слоев.

Наиболее характерной текстурой осадочных пород является *слоистая* текстура, образование которой связано с изменением физико-

химических условий отложения осадка с течением времени. Слоистая текстура представляет собой чередование в вертикальном разрезе слоев, отличающихся какими-то визуальными характеристиками: цветом, минеральным составом, размером обломков и т. д. Слоистая текстура часто наблюдается у обломочных и хемогенных осадочных пород. Если слои отличаются цветом, то текстуру называют полосчатой. При неравномерной окраске породы текстуру называют *пятнистой*.

У обломочных пород часто нельзя установить закономерность в распределении обломков. Такую текстуру породы называют *беспорядочной*.

Для осадочных пород, формирующихся в условиях низких давлений и температур, очень характерны *пористые* текстуры. Размер пор в осадочных породах изменяется от микроскопического в глинах до крупных пустот выщелачивания, возникающих в растворимых осадочных породах.

У пород хемогенного происхождения, кристаллизующихся из насыщенных растворов, могут быть текстуры *массивные и слоистые*.

### СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Классификация структур осадочных пород учитывает в первую очередь размер и форму слагающих породу частиц. Структуры осадочных пород очень разнообразны и определяются в первую очередь условиями формирования горной породы.

Структуру обломочных пород называют обломочной и подразделяют по размеру слагающих их обломков на следующие разновидности:

- псефитовые (размер обломков более 1-2 мм);
- псаммитовые (размер обломков от 1-2 мм до 0,1 мм);
- алевроитовые (размер обломков 0,1 мм до 0,01 мм);
- пелитовые (размер обломков менее 0,01 мм).

Хемогенные осадочные породы имеют *кристаллическую или аморфную* структуры. Форма зерен в кристаллических структурах может быть самой различной: листоватой, игольчатой, волокнистой, изометричной и т.д. У хемогенных пород структура может быть и *оолитовой*, которая характеризуется сложением породы из мелких шариков с концентрически-зональным внутренним строением.

Структура органогенных пород, сложенных органическими остатками хорошей сохранности, называется *органогенной*. Если осадочная порода состоит из мелких перетертых и раздробленных обломков раковин различных организмов, то структура ее называется *органогенно-обломочной или детритусовой*.

## ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Различные виды осадочных пород распространены в осадочной оболочке земной коры очень неравномерно. Основная масса осадочных пород представлена тремя типами – песчаниками, глинами (включая аргиллиты) и известняками, доля которых составляет более 95% в общем объеме осадков. Среди них наиболее распространены глины (от 70 до 83%, по разным авторам), затем идут песчаники (от 8 до 16%) и известняки (от 6 до 15%).

### ОБЛОМОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ (КЛАСТИТЫ)

Породы *обломочные (кластические)* или *кластиты* (гр. klasticos – раздробленный) – продукт физического выветривания. Они формируются на поверхности земли в результате механического разрушения материнского вещества – любой горной породы, залегающей в зоне выветривания. Главными породообразующими компонентами этих осадочных пород являются обломки горных пород или зерна минералов, образовавшихся при разрушении выветриванием изверженных, метаморфических или осадочных пород, как оставшихся на месте, так и перенесенных и осажденных под действием гравитационных сил. Породообразующие компоненты кластитов на 50-100% представлены обломками, размер которых изменяется от 0,01 мм до нескольких десятков сантиметров и даже первых метров.

Обломочные породы представляют собой одну из важнейших и распространенных групп осадочных пород и отличаются разнообразием, сложным составом и различными условиями образования. Эти породы являются геологическими документами, которые помогают восстанавливать не только условия седиментации, но и определять состав пород, рельеф и другие особенности строения древних областей размыва, большей частью исчезнувших к настоящему времени.

Главным классификационным признаком обломочных пород является их структура. Классификация обломочных пород выполняется по трем главным признакам: размеру обломков, степени сцементированности обломков и степени окатанности обломков (см. табл. 3.1).

1. По размеру обломков среди кластитов выделяют:

- 1.1 *псефитовые или грубообломочные* породы, в которых размер обломков превышает 1-2 мм;
- 1.2 *псаммитовые или среднеобломочные (песчаные)* породы, сложенные обломками размером от 1-2 до 0,1 мм;
- 1.3 *алевритовые (тонкообломочные или пылеватые)* породы, размер обломков в которых от 0,1 до 0,01 мм;
- 1.4 *пелитовые породы* с размером обломков менее 0,01 мм.

**Грубообломочные породы**

К грубообломочным породам относятся породы, в которых размер обломков превышает 2 мм. Они могут состоять из окатанных и угловатых обломков, содержать цемент или быть рыхлыми. Изучение грубообломочных пород производится главным образом в поле, в лабораториях уточняется их состав и детализируется вещественный состав.

Таблица 3.1

**ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ  
ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД**

Диаметр обломков, см	<b>Грубообломочные породы</b>			
	<b><i>Рыхлые (псефиты)</i></b>		<b><i>Сцементированные (псефолиты)</i></b>	
	<i>Окатанные</i>	<i>Угловатые</i>	<i>Окатанные</i>	<i>Угловатые</i>
>20	Валуны	Глыбы	Конгломерат валунный	Брекчия глыбовая
20-10	Галька крупная	Щебень крупный	Конгломерат крупногалечный	Брекчия крупная
10-5	Галька средняя	Щебень средний	Конгломерат среднегалечный	Брекчия средняя
5-1	Галька мелкая	Щебень мелкий	Конгломерат мелкогалечный	Брекчия мелкая
1-0,5	Гравий крупный	Дресва крупная	Гравелит крупнозернистый	Дресвяник крупнозернистый
0,5-0,2	Гравий мелкий	Дресва мелкая	Гравелит мелкозернистый	Дресвяник мелкозернистый
Диаметр обломков, мм	<b>Песчано-алеврито-пелитовые породы</b>			
	<b><i>Рыхлые</i></b>		<b><i>Сцементированные</i></b>	
2-1	Песок (псаммит) грубозернистый		Песчаник (псаммолит) грубозернистый	
1-0,5	Песок (псаммит) крупнозернистый		Песчаник (псаммолит) крупнозернистый	
0,5-0,25	Песок (псаммит) среднезернистый		Песчаник (псаммолит) среднезернистый	
0,25-0,1	Песок (псаммит) мелкозернистый		Песчаник (псаммолит) мелкозернистый	
0,1-0,05	Алеврит крупнозернистый		Алевролит крупнозернистый	
0,05-0,01	Алеврит мелкозернистый		Алевролит мелкозернистый	
<0,01	Глина (пелит)		Аргиллит (пелитолит)	

*Глыбы и валуны*, представленные угловатыми и окатанными обломками, встречаются преимущественно в горных районах. Образование первых связано с обвалами при крупных землетрясениях, вторых – с деятельностью ледников, селевых потоков, горных рек, при которой идет окатывание первоначально угловатых обломков. Цементированные разности глыб и валунов называются соответственно – *глыбовые брекчии* и *валунные конгломераты*.

*Галька и щебень* и их цементированные аналоги в виде *конгломератов* и *брекчий* развиты гораздо шире. Галька формируется в прибрежных зонах моря, в долинах рек и конусах выноса, где происходит окатывание обломков.

*Брекчии* и *щебень* имеют преимущественно оползневое и обвальное происхождение, часто их образование связано с временными (селевыми) потоками, осыпями, оплывинами.

*Гравелиты* и *дресвяники* (и их нецементированные разности – гравий и щебень) – сравнительно мало распространенные осадочные породы, часто ассоциирующие как с более крупнозернистыми, так и с более мелкозернистыми образованиями.

Обломки грубообломочных отложений могут состоять из различных пород: магматических, метаморфических и осадочных. Цементируются они, как правило, песчано-глинистым, известково-глинистым, карбонатным, кремнистым и железистым материалом. Сортировка обломков по размеру и составу обычно незначительная.

При определении грубообломочных пород следует последовательно дать характеристику обломков: указать их цвет, состав, размер и степень окатанности, характер поверхности (шершавая, гладкая). Затем необходимо определить состав цемента, его окраску, количественные соотношения с обломками, крепость. В заключение следует отметить минеральные или органические включения.

### ***Песчаные и алевритовые породы***

Средне- и мелкообломочные отложения состоят из компонентов, размер которых варьирует от 2 до 0,01 мм. Породообразующими в них являются зерна минералов (кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит) и обломки горных пород различного состава. Они могут быть рыхлыми и цементированными; в первом случае осадки будут называться песками или алевритами, во втором – песчаниками или алевролитами. По размеру обломков среди песчаников и песков выделяются грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые разности; а среди алевролитов и алевритов – крупно- и мелкозернистые (таблица 3.1).

Для определения песчаной породы необходимо определить цвет породы, размеры зерен, минеральный состав обломков, минеральный состав цемента, его количество и соотношение с зернами, включения органиче-

ских остатков, крепость породы, наличие пористости. Для полиминеральных пород желательно выяснить количественные соотношения зерен различного состава и степень сортировки.

В основу минералогической классификации обломочных пород положен состав обломочных компонентов. В зависимости от их количественного содержания, принимаемого в сумме за 100%, песчаники и алевролиты подразделяются на *мономиктовые* (содержание одного из компонентов не менее 90%), *олигомиктовые* (один из компонентов составляет 75-90%) и *полимиктовые* (количество любого компонента не превышает 75%).

Среди мономинеральных пород наиболее часто встречаются кварцевые пески и песчаники, в которых помимо кварца присутствуют полевые шпаты, слюды, глауконит. По составу цементов они подразделяются на *кварцевые песчаники* с кальцитовым, глинистым, сульфатным и прочим цементом.

В олигомиктовых песках и песчаниках главным минералом почти всегда является также кварц, второстепенными – полевые шпаты, слюды, хлорит.

Среди полимиктовых песчаников и песков наиболее широко развиты *аркозы*, состоящие из зерен кварца и кислого полевого шпата, светлые, обычно со скудным, разнообразным по составу цементом, и *граувакки*, сложенные преимущественно обломками пород (осадочных, метаморфических и магматических), темноцветные, как правило, плотно сцементированные.

#### **ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ**

*Глинистые* отложения – продукты химического и механического разрушения материнских пород при измельчении обломков материнской породы до размера менее 0,01 мм и образовании новых глинистых минералов. Роль главных пороодообразующих компонентов в них играют водные алюмосиликаты, выделяемые в группу глинистых минералов.

Глинистые породы относятся к самым распространенным осадочным образованиям. Они сложены на 50 и более процентов глинистыми минералами и тонкодисперсным обломочным материалом – пелитом. К второстепенным компонентам относятся обломки минералов песчаной и алевроитовой размерности, карбонаты кальция, магния и железа, окислы и сульфиды железа, углефицированные растительные остатки и в меньшей мере фосфаты, сульфаты и некоторые другие соединения.

Основные глинистые минералы представлены каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом. Глинистые минералы – это тонкокристаллические образования, являющиеся главным образом представителями слоистых силикатов. По содержанию тех или иных минералов глины

подразделяются на *мономинеральные* и *полиминеральные*. К числу первых относятся гидрослюдистые (иллитовые), каолинитовые, монтмориллонитовые (сметкитовые) и хлоритовые разности. Полиминеральные глины состоят из ассоциации минералов и представляют собой физические смеси гидрослюдисто-хлоритового, монтмориллонит-гидрослюдистого и другого многокомпонентного состава.

В реальных разрезах осадочных пород присутствует много видов глинистых отложений. Называются эти отложения по преобладающему в них минералу (каолинитовые, монтмориллонитовые и т.д.). В названии полиминеральных глин указываются основные минералы, составляющие значимую часть породы (например, монтмориллонит-гидрослюдистая).

Отличительной чертой глинистых пород является их способность размокать в воде. Во влажном состоянии они пластичны, т.е. могут принимать любую форму без нарушения целостности. Глины интенсивно поглощают воду, за счет чего увеличиваются в объеме. При высыхании глины растрескиваются и разламываются на отдельные пластинки. В процессе литогенеза под действием температур и давления глины превращаются в аргиллиты – их сцементированные и литифицированные аналоги.

Определяя и описывая глину, необходимо отметить следующие ее признаки:

1. Назвать породу и наиболее заметные примеси, меняющие ее состав.
2. Цвет (в сухом и во влажном состоянии).
3. Свойства (жирная, сухая, пластичная, неразмокающая).
4. Макроскопически заметные примеси (минеральные, обломочные).
5. Органические остатки.
6. Текстуру.

#### ***ПОРОДЫ ХИМИЧЕСКОГО И БИОХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ***

Породы этой группы образуются в результате различных химических процессов, а также жизнедеятельности животных и растительных организмов как в водной среде, так и на поверхности суши. Породы химического и органогенного происхождения рассматриваются совместно, так как очень часто эти две группы связаны взаимными переходами, и генезис их не всегда можно установить точно. В одной породе могут присутствовать компоненты и хемогенные, и органогенные.

Классифицируют эти породы обычно по химическому составу и выделяют следующие наиболее распространенные группы пород:

- *карбонатные породы*, в которых породообразующие минералы представлены минералами-карбонатами (кальцитом и доломитом);

- *кремнистые породы*, сложенные минералами кремнезема (опалом, халцедоном и кварцем);



- *эвапориты (сернокислые и галоидные породы)*, состоящие из минералов сульфатов и галоидов;
- *фосфатные породы*, главный минерал которых апатит;
- *железистые породы*, содержащие карбонаты, сульфиды или гидроксиды железа;
- *каустобиолиты* (углеродистые горючие ископаемые).

### ***Карбонатные породы***

К карбонатным породам относятся осадочные образования, сложенные на 50 и более процентов карбонатными минералами. Наиболее часто этими минералами являются кальцит, доломит, реже арагонит. В зависимости от преобладания в составе осадков кальцита или доломита выделяются две основные группы карбонатных пород – известняки и доломиты, связанные между собой переходными (смешанными) разновидностями.

*Известняки* являются наиболее распространенными карбонатными породами. Они на 50 и более процентов состоят из кальцита. По происхождению известняки разделяются на органогенные (биогенные), биохемогенные, хемогенные и обломочные. При диагностике известняков следует прежде всего использовать реакцию с разбавленной соляной кислотой, при воздействии которой они бурно вскипают.

Для биогенных известняков основными породообразующими компонентами являются различной степени сохранности скелеты беспозвоночных и остатки водорослей. Их органическое происхождение часто можно определить макроскопически: даже невооруженным взглядом в их составе можно различить раковины и обломки раковин.

Известняки, которые состоят из хорошо сохранившихся раковин брахиопод или створок моллюсков, называют *ракушняками*.

*Известковые туфы* – крупнопористые породы, формирование которых связано с отложением кальцита из подземных вод и минеральных источников.

Обломочные известняки состоят из карбонатных обломков различных раковин.

*Доломиты* – это карбонатные породы, сложенные на 50 и более процентов одноименным минералом. По генезису доломиты являются хемогенной породой.

Доломиты образуются двумя путями:

1. Путем химического выпадения  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  из растворов. Для них характерны слойчатые текстуры, микро- и тонкозернистые структуры.

2. За счет замещения  $\text{CaCO}_3$  доломитом; структуры их яснокристаллические, нередко с «теневыми» структурами первичной породы.

Макроскопически отличить известняки от доломитов бывает очень трудно. Диагностическим признаком служит реакция с 5% соляной кислотой: доломиты вскипают только будучи растертыми в порошок.

Карбонатные породы в природных условиях часто создают смешанные известняково-доломитовые разновидности. В составе карбонатных пород помимо карбонатных минералов могут принимать участие глинистый и обломочный материал. При их количестве меньше 5% порода относится к чистой, более высокое содержание отражается в названии породы.

*Мергели* – породы промежуточного состава в ряду глина - известняк. Их основной составной частью являются кальцит (около 50%) или доломит и глинистый материал. Примесь глинистого материала в известняке определяется по «грязному» пятну, оставшемуся на образце после воздействия на него разбавленной соляной кислотой.

Описание известняков и доломитов должно проводиться в следующем порядке:

1. Название.
2. Цвет.
3. Крепость (твердость).
4. Излом (раковистый, землистый, ступенчатый, крупнокристаллический и др.).
5. Основной структурно-генетический тип (например, биогенный оолитовый, микрозернистый и т.д.).
6. Наличие и характеристика примесей.
7. «Особые приметы» (поры, каверны, стилолиты и пр.).
8. Текстура породы (хаотичная, слойчатая, плитчатая и т.д.).

### ***Кремнистые породы (силициты)***

Кремнистыми породами называются осадочные образования, содержащие более 50% кремнезема в форме биогенных, биохемогенных и хемогенных компонентов. Основными минералами кремнистых пород являются опал, халцедон, кристобалит, кварц.

По генезису силициты подразделяются на *биогенные* и *хемогенные*. Формирование биогенных силицитов обусловлено развитием органических остатков, строящих свой скелет из кремнезема, который они извлекают из морской воды. Хемогенные известняки представлены колломорфным кремнеземом и микрозернистой основной массой.

*Диатомиты* – скопления микроскопических скелетов диатомовых водорослей, состоящих из опала. Они белого цвета, микропористые (пористость их достигает 95%), мягкие и очень легкие. Эти породы похожи на мел, но не реагируют с соляной кислотой и более легкие, чем мел. От белых каолиновых глин диатомиты отличаются отсутствием пластичности и меньшим удельным весом. Отличительный их признак – способность ин-

тенсивно впитывать воду. Каждый студент может это проверить, прикоснувшись к образцу языком: диатомит тут же к нему «приклеится».

*Трепелы* очень похожи на диатомиты, но имеют коллоидно-химическое происхождение. Они состоят из мельчайших сфер-зернышек опала. Окраска пород светлая, характерна высокая пористость.

*Опоки* отличаются от трепелов более темной окраской – от темно-серой до черной. Кроме того, эти породы более твердые и «звонкие» (при ударе молотком) в отличие от диатомитов и трепелов – «глухих» пород. При раскалывании образуются остроугольные обломки с раковистым изломом. Состоят опоки из кремнистых минералов с примесью редких спикул губок и радиолярий.

*Кремень* встречается в осадочных породах в виде конкреций и стяжений разной формы. Характерны серо-желтые, красно-коричневые и черные окраски. Часто имеют концентрически-зональное внутреннее строение. Сложены халцедоном, загрязненным глинистыми примесями. Образуются в породах за счет коагуляции гелей кремнезема в пустотах.

*Яшмы* – темные, красные, реже зеленоватые, желтоватые и голубые, полосчатые или пятнистые породы, сложенные микрозернистым халцедоном или кварцем. Имеют вулканогенно-осадочное происхождение.

### *Эвапориты*

К *соляным породам* (эвапоритам) относятся различные осадочные образования главным образом хемогенного происхождения, состоящие из минералов класса хлоридов, сульфатов и некоторых других. Они залегают в виде пластов, прослоев, линз различной мощности. Иногда в результате тектонических напряжений соли создают купола, штоки и другие постседиментационные формы залегания.

По минеральному составу среди них выделяются сульфатные, хлоридные и смешанные породы.

Главные минералы соляных пород – ангидрит, гипс, галит.

Соляные породы содержат в различном количестве обломочные примеси, представленные обычно глинистыми, реже алевритистыми и песчаными фракциями.

#### *Сульфатные эвапориты*

К ним относятся в первую очередь ангидрит и гипс.

*Ангидрит* – чаще всего тонкозернистая порода, голубовато-серого, реже белого и красноватого цвета. При гидратации ангидриты переходят в гипсы со значительным изменением объемов, текстуры и структуры. При этом в слоистых ангидритах возникает мелкая слойчатость – плойчатость. Ангидрит обычно встречается в ассоциациях с гипсом, доломитом, каменной солью и глиной.

*Гипс* представляет собой породу белого, серовато-белого, розового цвета, зернистую (от мелко- до крупнозернистой), слоистую. При погру-

жении гипсы теряют воду и переходят в ангидриты. Гипс отличается от ангидрита меньшей твердостью (2 по шкале Мооса), он царапается ногтем.

#### *Хлоридные эвапориты*

Среди них наиболее часто встречаются каменная соль, карналлитовая, сильвиновая породы.

*Каменная соль* – одна из самых распространенных соляных пород. Основной ее частью является минерал галит. Диагностические признаки: кристаллическая структура, массивная, слоистая или пятнистая текстура, соленый вкус, легко растворяется в воде. При высоких давлениях каменная соль становится пластичной и приобретает способность «течь» – перемещаться из участков с высоким давлением в участки с низким давлением.

### ***Фосфатные породы***

*Фосфориты* – главные представители этой группы. Фосфориты являются осадочными образованиями, образующимися в морских условиях.

Главной составной частью фосфоритов являются аморфные или микрокристаллические фосфаты кальция группы апатита. В них присутствуют также примеси кварца, глауконита, кальцита и других карбонатных минералов. Окраска фосфоритов жёлто-бурая или бурая до черной, но встречаются и светлоокрашенные разновидности этих пород. Главные типы фосфоритов – это желваковые (конкреционные) и пластовые (плитные).

Желваки различной формы обычно распространены среди глинистых отложений, часто они представлены шарообразными формами с гладкой поверхностью и имеют радиально-лучистое внутреннее строение агрегатов. Такие фосфориты известны в центральной части России (Воронежская, Тамбовская области и др.), в бассейнах рр. Цильмы и Выми (Республика Коми).

Пластовые фосфориты образуют сплошную плиту песчано-фосфоритового состава, чётко выделяющуюся среди вмещающих пород.

Фосфориты трудно определять визуально: они часто похожи, например, на песчаники. Одним из признаков фосфоритов является «чесночный» запах или запах жженой кости, который можно чувствовать при трении обломков фосфоритов.

Фосфориты используются в сельском хозяйстве для получения фосфорных удобрений (суперфосфат и др.) и в химической промышленности для получения фосфорных кислот.

### ***Железистые породы***

Железистые породы по химическому составу можно разделить на 3 главные группы: окисные, карбонатные и сульфидные.

Промышленный интерес представляют *окисные железные руды*, которые состоят из окислов и гидроокислов железа – лимонита, гематита гетита, гидрогетита и часто образуют крупные месторождения. Обычно они имеют желто-коричневую окраску, обусловленную присутствием лимонита. Образуются в прибрежной зоне морей, в озерах при хемогенном осаждении минералов железа. Часто эти руды имеют оолитовые структуры (состоят из мелких шариков – оолитов).

*Сульфидные железные породы* встречаются в различных осадочных породах в виде горизонтов конкреций или отдельных стяжений пирит-марказитового состава. Характеризуются большим удельным весом и металлическим блеском. При окислении замещаются лимонитом и покрываются ржавой коркой. Промышленного значения не имеют.

*Карбонатные железные породы* представлены в осадочном разрезе линзами и небольшими прослоями карбоната железа – сидерита. Для сидерита характерна желтовато-серая окраска, кристаллически-зернистая структура, массивная или слоистая структура.

### ***Каустобиолиты (углеродистые породы)***

Органические компоненты живой материи после их гибели подвергаются окислению и превращаются в  $\text{CO}_2$  и воду. В зависимости от места захоронения органические остатки могут подвергаться только частичному или неполному окислению. Органическое вещество (ОВ), которое не испытало полного разложения и погребается, становится компонентом накапливающегося осадка. В составе органического вещества основная роль принадлежит органическому углероду ( $\text{C}_{\text{орг}}$ ) – 50-60%.

В земной коре присутствуют скопления органического вещества, в которых оно служит основной массой. К ним относятся так называемые каустобиолиты (горючие полезные ископаемые органического происхождения), включающие торф, сапрпель, горючие сланцы, ископаемые угли, нефти, битумы и горючие газы.

Органические остатки, накапливающиеся в виде осадков, бывают двух типов – торфяные или гумусовые, которые образуют «ряд углей», и сапрпелевые, формирующие «ряд нефти».

*Торф* – скопление растительных остатков разной степени разложения. Он представляет собой волокнистую массу землистого, бурого цвета, обычно содержащую терригенные примеси и минеральные новообразования. Содержание углерода в органической массе – около 55-60% (без воды и золы).

Торф образуется в торфяниках и болотах из захороненных растительных остатков, которые разлагаются в условиях затрудненного доступа кислорода (обычно под слоем воды) при участии бактерий.

*Ископаемые угли* являются горючим непрозрачным некристаллическим твердым веществом, окраска которого варьирует от бурой до черной. Они могут быть тусклыми и блестящими, имеют малую плотность (от 1 до 1,8 г/см<sup>3</sup>), небольшую твердость – от 0,5 до 2,5. Как правило, угли хрупкие, с раковистым или занозистым изломом.

По генезису ископаемые угли делятся на два типа:

- *гумусовые*, образовавшиеся из *остатков древесной растительности*, (из спор, кутикул, коры и других смолистых частей древесных растений);

- *сапропелевые*, сформированные из *скоплений водорослей*.

Главная примесь в углях – обломочный песчано-глинистый материал, содержание которого изменяется от нескольких % до 50%, затем следуют сульфиды железа, карбонаты железа и ряд других минералов.

Уголь классифицируется по маркам в зависимости от физического состава. Эта классификация основывается на степени изменения – «метаморфизации» – растительного вещества и продуктов его разложения. Выделяются бурые, каменные угли и антрациты.

*Бурый уголь* является низшим членом угольного ряда. Он бурого цвета, хрупкий, обычно сохраняет структуру первичной древесины, содержит много влаги, быстро сгорает с дымящим пламенем. Большая часть бурых углей имеет меловой или более молодой возраст.

*Каменный уголь* характеризуется более высокой степенью углефикации, т.е. содержит больший процент углерода и меньше воды; цвет от темно-серого до черного, в различной степени блестящий, реже матовый. Большинство углей имеют тонкую полосчатость, образованную переслаиванием блестящих и тусклых пластов. Эти угли легко горят.

*Антрациты* – наиболее метаморфизованные разновидности ископаемых углей. Они характеризуются ярким полуметаллическим блеском и раковистым изломом. В них высокое содержание углерода – до 91-97%. Антрациты горят не так быстро, как угли, сгорание происходит с небольшим пламенем, которое дает много тепла и мало дыма.

*Горючие сланцы* – сланцеватые тонкодисперсные темно-серые, бурые или коричневые породы, обогащенные органическим веществом. Они горят коптящим пламенем, с выделением густого дыма.

*Нефти* – представляют собой жидкости от светло-желтого до темно-коричневого цвета со специфичным запахом и маслянистым блеском. Согласно господствующим представлениям, нефть образуется из рассеянного органического вещества при захоронении осадка и погружении его в зоны высоких температур и давлений. Залежи нефти накапливаются в пористых и трещиноватых породах – коллекторах, которые перекрываются непроницаемыми породами – флюидоупорами.

## Лабораторная работа №4

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

*Метаморфическими горными породами называются горные породы, подвергшиеся метаморфизму, т.е. изменившие минеральный состав или размер и текстуру агрегатов зерен без существенного изменения химического состава (за исключением  $H_2O$  и  $CO_2$ ) под воздействием флюидов, температуры и давления.* Классификация метаморфических горных пород по типам метаморфизма приведена в таблице 4.1.

Метаморфические горные породы образуются в результате преобразования пород разного генезиса в условиях более высоких давлений и температур и при воздействии химически активных флюидов. Изменения пород протекают в твердой фазе без полного растворения или расплавления породы. Большое значение имеют состав исходной породы и ее строение. При метаморфических процессах происходит образование новой минеральной ассоциации, изменяются текстура и структура породы. Образующаяся метаморфическая порода стремится к равновесному состоянию при новых физико-химических параметрах среды ее существования. По мере увеличения интенсивности метаморфических процессов происходит все более глубокое преобразование исходной породы, и в природе можно наблюдать все переходы от первично-осадочных или магматических пород через слабо измененные породы, сохраняющие реликты состава и структуры первичного материала, до глубоко измененных метаморфических пород, в которых признаки исходных пород уже утрачены. Наиболее глубокий метаморфизм породы претерпевают при интенсивном складкообразовании, когда испытывают воздействие ориентированного давления (стресса).

Сходные по составу, текстуре и структуре метаморфические горные породы могут образовываться из различных исходных пород. Например, гнейсы образуются как при метаморфизме осадочных кварц-полевошпатовых пород, так и при метаморфизме гранитов. Различают пара- и ортометаморфические породы.

*Параметаморфические* горные породы образуются при метаморфизме осадочных горных пород (парасланцы, парагнейсы, параамфиболиты и др.).

*Ортометаморфические* породы возникают при метаморфизме магматических горных пород (ортогнейсы, ортосланцы, ортоамфиболиты и др.).

Разделение метаморфических пород на «орто-» и «пара-» визуально невозможно. Для решения этого вопроса должно быть изучено и учтено много факторов: форма залегания метаморфической породы, контакты с другими породами, присутствие реликтовых структур и много других характеристик конкретной метаморфической породы.





Таблица 4.1

## КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ТИПАМ МЕТАМОРФИЗМА

<i>Вид метаморфизма</i>	<i>Метаморфическая порода</i>	<i>Минеральный состав</i>	<i>Текстуры</i>	<i>Структуры</i>	<i>Исходная порода</i>
Региональный	Филлит	Серицит, кварц, реже хлорит, биотит, альбит, кальцит	Сланцеватая, плейчатая	Микрозернистая	Глина
	Хлоритовый сланец	Хлорит с примесью серицита, кварца, актинолита, альбита	Сланцеватая	Чешуйчатая, листоватая	Магматические основные
	Тальковый сланец	Тальк с примесью хлорита, эпидота, кварца, актинолита, слюды, серпентина	Сланцеватая	Листоватая	Магматические основные и ультраосновные
	Зеленые сланцы	Актинолит, хлорит, эпидот, кварц, альбит и др.	Сланцеватая	Листоватая	Магматические основные и средние
	Кристаллические сланцы	Кварц, мусковит, биотит, силлиманит, гранат, ставролит	Сланцеватая, плейчатая	Листоватая	Пелитовые, магматические кислые и средние
	Амфиболит	Амфибол (роговая обманка), плагиоклаз, иногда гранат, сфен	Массивная, сланцеватая, линейная	Зернистая	Магматические основные и ультраосновные, мергели
	Гнейс	Кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, слюды, пироксены, роговая обманка	Сланцеватая, полосчатая, очковая	Зернистая	Магматические кислые и средние, глины, песчаники

Окончание таблицы 4.1

<i>Вид метаморфизма</i>	<i>Метаморфическая порода</i>	<i>Минеральный состав</i>	<i>Текстуры</i>	<i>Структуры</i>	<i>Исходная порода</i>
Региональный и контактовый	Кварцит	Кварц (70 – 80%), слюда, плагиоклазы, тальк, гранат, магнетит и др.	Массивная, сланцеватая, пятнистая	Зернистая	Кварцевые песчаники, вулканиты (липариты, андезиты)
	Мрамор	Кальцит, доломит	Массивная, полосчатая, пятнистая	Зернистая	Известняк, доломит
Автометаморфизм	Серпентинит (змеевик)	Серпентин, могут присутствовать оливин, пироксен, тальк, магнетит	Массивная, полосчатая, пятнистая	Волокнистая, чешуйчатая	Дуниты, перидотиты
Контактный	Роговик	Кварц, слюда, полевые шпаты, гранат, андалузит, силлиманит, пироксены, амфиболы	Массивная, пятнистая	Скрытокристаллическая	Глины, туфогенные породы
	Скарн	Пироксены, гранаты, эпидот, волластонит, рудные минералы (магнетит, сульфиды и др.)	Массивная	Крупнокристаллическая	Карбонатные породы
Динамометаморфизм	Тектонические брекчии (катаклазиты)	Обломки тектонически раздробленной любой породы, сцементированные гидротермальными образованиями (кварц, флюорит, рудные минералы)	Катакластическая	Беспорядочная	Любая порода

## СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Структура метаморфических пород всегда *полнокристаллическая*. Размеры зерен минералов в целом увеличиваются по мере роста температуры метаморфизма. Если метаморфическая порода не достигла равновесия при данных физико-химических параметрах среды, то в ней присутствуют реликты строения исходной породы, изучение которых представляет интерес для восстановления состава первичной породы и истории формирования метаморфической породы. Такие структуры называются *реликтовыми*.

Для метаморфических пород характерна уплощенная (таблитчатая, листоватая, чешуйчатая) и игольчатая форма минеральных зерен, что связано с растворением минеральных зерен в направлении действующего давления и ростом их в перпендикулярной плоскости. Реже встречаются зернисто-кристаллические породы.

Метаморфические породы, испытавшие дробление под действием направленного давления, приобретают *катакластические* структуры, которые характеризуются угловатой формой обломков породы, между которыми находится мелкообломочный и перетертый материал, цементирующий более крупные обломки породы.

## ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстура метаморфических пород является их наиболее важным внешним признаком и отчетливо отражает условия их образования. Для метаморфических пород наиболее характерны ориентированные текстуры. Практически все метаморфические породы имеют плотное сложение. Наиболее распространены следующие текстуры метаморфических пород.

1. *Сланцеватая* текстура. Она характерна для большой группы пород регионального метаморфизма, образующихся при воздействии ориентированного давления – стресса. При такой текстуре порода сложена пластинчатыми или чешуйчатыми минеральными зёрнами, располагающимися взаимно параллельно.

2. *Массивная* текстура, которая характеризуется однородностью любого участка породы. Такие текстуры возникают в результате перекристаллизации однородного материала при отсутствии направленного давления. Образуются в экзоконтактовых ореолах интрузивных массивов и глубинных зонах земной коры.

3. *Пятнистая* текстура. Эта текстура обусловлена неравномерным распределением минералов в породе и возникает при контакто-термальном метаморфизме пород.

4. *Полосчатая* текстура. Она представляет собой чередование полос разной мощности различного состава и структуры, образование которых

может быть связано как с реликтовой слоистостью осадочных пород, так и с перераспределением минералов при перекристаллизации.

5. *Очковая или линзовидная* текстура характеризуется присутствием рассеянных в породе более крупных овальных зерен или агрегатов кварца, или полевого шпата – «очков», выделяющихся цветом на фоне сланцеватой основной ткани породы. Встречается в породах регионального метаморфизма.

6. *Плойчатая или гофрированная* текстура. В породах наблюдаются очень мелкие складки.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Минеральный состав метаморфических пород зависит от состава исходной породы и действовавших факторов метаморфизма. Он существенно отличается от состава как осадочных, так и магматических пород. Разнообразие химического состава исходных пород и значительные вариации термодинамических параметров процессов метаморфизма приводят к исключительному разнообразию минерального состава метаморфических пород.

Минералы, слагающие метаморфические породы, делят на следующие группы:

- 1) минералы, присутствующие как в метаморфических, так и в магматических горных породах (полевые шпаты, кварц, слюды, роговая обманка, пироксены и др.);
- 2) минералы осадочных пород (кальцит, доломит);
- 3) минералы, которые в магматических породах были вторичными, а в метаморфических породах являются главными породообразующими (серпентин, хлорит, серицит, тальк и др.);
- 4) собственно метаморфические минералы, образование которых возможно только в сильнометаморфизованных породах (дистен, силлиманит, ставролит, некоторые гранаты и др.).

Описание наиболее распространенных метаморфических пород приводится по видам метаморфизма.

### ПОРОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Процессы регионального метаморфизма проявляются на огромных площадях в десятки и сотни тысяч квадратных километров и, согласно современным представлениям, протекают во время складчатых деформаций пород. Региональный метаморфизм протекает в широком диапазоне температуры (от 300 до 1000°C) и давления (от 3 до  $15 \cdot 10^8$  Па).

При полном названии метаморфической породы дается ее корневое название (например сланец, гнейс, роговик и т.д.) и определение к нему, в

котором перечисляются минералы, входящие в породу, в порядке возрастания их содержания (не более 4-5). На первом месте ставится минерал, присутствующий в наименьшем количестве. Например кварц-талковый сланец. Минералы, присутствующие в количестве менее 5%, в названии горной породы не отражаются.

Наиболее распространенными породами регионального метаморфизма являются *сланцы* – породы, характеризующиеся ориентированным расположением пороодообразующих минералов и способностью раскалываться на тонкие пластины или плитки (сланцеватостью).

По степени метаморфизма различают слабометаморфизованные глинистые сланцы, занимающие промежуточное положение филлиты, хлоритовые и серицитовые сланцы, зеленые сланцы и глубокометаморфизованные кристаллические сланцы.

*Глинистый (аспидный) сланец* – глинистая сланцеватая порода серого или черного цвета, состоящая из каолинита и других глинистых минералов, гидрослюды, хлорита, кварца, полевых шпатов, карбонатов, углестого вещества. В отличие от глин не размокает в воде, легко раскалывается по сланцеватости на тонкие твердые пластинки с матовой поверхностью. Образуется при диагенезе и частичной перекристаллизации глин при погружении их на глубину. С усилением метаморфизма происходит полная перекристаллизация глинистого вещества с образованием филлитов и хлоритовых сланцев.

*Филлит* – тонкочешуйчатая (микрозернистая), тонкосланцеватая (тонколистоватая) плотная горная порода светло- или темно-серого цвета с шелковистым мерцающим отливом на поверхностях сланцеватости, обусловленным присутствием тонкочешуйчатого мусковита – серицита. Иногда окрашены примесями тонко распыленного гематита в красноватые и фиолетовые цвета. Углистый материал окрашивает филлиты в черный цвет. Главные минералы породы представлены серицитом и кварцем (кварц-серицитовый сланец). Часто содержит хлорит, биотит, альбит и др. минералы. При повышении степени метаморфизма преобразуется в слюдяной кристаллический сланец.

*Хлоритовый сланец* – сланцеватая порода темно-зеленого цвета, состоящая главным образом из хлорита, с примесью серицита, кварца.

*Тальковый сланец* – сланцеватая метаморфическая порода, сложенная тальком с примесью хлорита, кварца, актинолита, слюды, серпентина.

*Зеленые сланцы* – распространенная сланцеватая метаморфическая порода серо-зеленого цвета разных оттенков, состоящая из альбита, актинолита, хлорита, кварца с примесью карбонатов и других минералов. Образуется из основных и средних магматических пород и их туфов в условиях низких температур (330-460°C) и средних давлений (6 – 8·10<sup>8</sup> Па). При увеличении температуры метаморфизма сменяются амфиболитами.

*Кристаллические сланцы* – общее название группы сланцев, образующихся на средних ступенях метаморфизма. Они характеризуются цветом от светло- до темно-серого, средне- или крупнозернистой структурой и хорошо развитой сланцеватой или плейчатой текстурой. Состоят из кварца, мусковита, биотита и типично метаморфических минералов – силлиманита, ставролита, граната. По преобладающей слюде различают мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы.

*Амфиболит* – темноокрашенная метаморфическая порода с массивной, сланцеватой или линейной текстурой и крупнокристаллической структурой. Состоит из амфибола (роговой обманки), плагиоклаза и иногда граната. Амфиболит образуется при метаморфизме изверженных пород основного и ультраосновного состава и мергелистых осадочных пород.

*Гнейс* – метаморфическая порода с параллельно-сланцеватой, полосчатой или очковой текстурой и зернисто-кристаллической, средне- или крупнозернистой структурой. Порода состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов (пироксенов, роговой обманки, слюд). Содержание полевого шпата более 20%. По минеральному составу гнейсы близки к гранитам и отличаются от них ориентированными текстурами и большим содержанием слюд. По характеру исходных пород выделяют парагнейсы и ортогнейсы. Первые образуются при глубоком метаморфизме осадочных пород, вторые – магматических.

*Кварцит* – зернистая, массивная, иногда сланцеватая, горная порода, состоящая преимущественно из зерен кварца (более 70-80%), макроскопически неразличимых и сливающихся в сплошную плотную и крепкую массу. Цвет кварцита может быть любым. Кроме кварца в состав различных кварцитов может входить слюда, плагиоклаз, тальк, гранат и ряд других минералов. Кварциты образуются при различных давлениях и температурах обычно из кварцевых песчаников. Кварциты могут образовываться также по различным вулканикам (риолитам, андезитам, реже по базальтам) метасоматическим путем в поствулканическую стадию развития вулканизма в условиях интенсивного привноса восходящими растворами кремнезема. Такие кварциты носят название вторичных (метасоматических). Кварциты могут образовываться и при перекристаллизации кремнеземистых гелей. Таким путем образовались железистые кварциты, широко распространенные в древних протерозойских толщах. Железистые (магнетитовые) кварциты важная железная руда (месторождения Кривого Рога, КМА).

*Мрамор* – общее название для мелко-, средне- и крупнозернистых карбонатных пород с массивной текстурой, образующихся при перекристаллизации известняка или доломита. В мраморе обычно невооруженным глазом можно различить отдельные кристаллы слагающего его карбоната (обычно кальцита, реже доломита и других карбонатов). Обычно мрамор содержит значительное количество примесей других минералов и органиче-

ских соединений, которые окрашивают его в самые различные цвета. Промесь гематита окрашивает мрамор в красные цвета, лимонита – в желтые и бурые, битумов – в серые и черные. Образуются мраморы в широком интервале температур и давлений как при региональном метаморфизме карбонатных пород, так и в приконтактной зоне крупных тел гранитоидов.

*Серпентинит (змеевик)* – зеленая разных оттенков плотная горная порода со скрытокристаллической структурой и массивной (реже полосчатой или сланцеватой) текстурой, состоящая из серпентина. Образуется метасоматическим путем по ультраосновным оливиновым породам (дунитам, перидотитам).

### ПОРОДЫ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

Породы динамометаморфизма развиты на небольших участках, прилегающих к зонам разрывных нарушений, где породы испытали ориентированное давление, превысившее предел их прочности, и подверглись механическому дроблению и истиранию без перекристаллизации или с частичной перекристаллизацией. Этот вид метаморфизма называют еще катакластическим или дислокационным. При этом типе метаморфизма образуются тектонические брекчии, милониты и ряд других пород.

*Тектонические брекчии (катаклазиты)* – тектонически раздробленная брекчированная горная порода с размером обломков от незначительного до глыб. Структура пород катакластическая, текстура – беспорядочная. Минеральный состав обломков может быть любым и зависит от состава раздробленных пород. Пространство между обломками заполняется относительно более мелко раздробленным материалом, в котором можно наблюдать более поздние гидротермальные образования. Катаклазиты образуются вдоль плоскостей разрыва – надвигов, сдвигов, сбросов, взбросов, вследствие трения перемещающихся блоков горных пород.

*Милонит* – раздробленная, тонкоперетертая и развальцованная кремнеподобная порода, образующаяся на поверхности тектонических разрывов. Часто имеет сланцеватую или полосчатую текстуру. Он является конечным (наиболее интенсивно раздробленным и перетертым) продуктом динамометаморфизма.

### ПОРОДЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Контактный метаморфизм по масштабам проявления также является локальным и наблюдается в относительно узкой зоне контакта внедрившейся магмы и вмещающих ее осадочных пород. Контактный метаморфизм выражается преимущественно в интенсивной перекристаллизации вмещающих интрузию пород. Типичными породами этого вида метаморфизма являются роговики, мраморы, кварциты, скарны.

*Роговик* – тонкозернистая или скрытокристаллическая, массивная или пятнистая порода с раковистым изломом, состоящая из кварца, слюд, полевых шпатов, граната, андалузита, силлиманита, реже пироксена, амфибола и других минералов. Образуется при нагреве глинистых и других тонкозернистых алюмосиликатных пород, находящихся в контакте с магматическими телами в условиях малых и умеренных глубин (до 10 км).

*Скарны* – крупнокристаллические, массивные, высокотемпературные контактово-метасоматические горные породы, сложенные специфически известковыми или магнезиально-железистыми силикатами. Образуются при воздействии высокотемпературных флюидов в зоне взаимодействия алюмосиликатных (обычно кислых) магм с карбонатными породами.

### **Вопросы для самопроверки**

1. Какие породы называются метаморфическими?
2. Перечислите виды метаморфизма.
3. Назовите основные факторы метаморфизма пород.
4. Перечислите характерные текстуры метаморфических пород.
5. Назовите породообразующие минералы метаморфических пород.
6. Перечислите породы регионального метаморфизма, образующиеся из глин.
7. Какие метаморфические породы образуются при метаморфизме известняков и доломитов?
8. Какие метаморфические породы называются сланцами?



## Лабораторная работа №5

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД. ПОНЯТИЕ О РУКОВОДЯЩИХ ИСКОПАЕМЫХ. СТРАТИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Возраст геологический – время, прошедшее от какого-либо геологического события (накопления пластов горных пород, наступления моря, излияния древних лав и т.д.). Различают абсолютный и относительный возраст горных пород. Абсолютный возраст – это возраст, выраженный в абсолютных единицах времени (млн.-млрд. лет). Относительный возраст горных пород – время тех или иных событий в истории Земли по отношению ко времени других геологических событий. Определение относительного возраста пород включает две задачи: 1) *расчленение разреза*, т.е. выделение различных по возрасту пластов в одном разрезе, одной толще; 2) *корреляция* (сопоставление) *удаленных друг от друга разрезов*, т.е. прослеживание разновозрастных пластов на отдельных участках или на всей территории земного шара. Расчленение разреза производится двумя методами: палеонтологическим и стратиграфическим. Первый основан на определении содержащихся в пластах руководящих органических остатков, по которым делается привязка слоев к общей стратиграфической шкале. Второй метод основан на изучении последовательности залегания пластов: при ненарушенном залегании нижние слои являются более древними, а верхние – более молодыми. Методы обычно применяются совместно. Стратиграфический метод используется лишь в районах с горизонтальным, ненарушенным залеганием пластов.

Сопоставление разрезов производится палеонтологическим и минералого-петрографическим методами. Палеонтологический метод дает возможность установить разновозрастность залегающих в различных разрезах пластов по присутствию в них одинакового комплекса руководящих органических остатков. При этом степень удаленности разрезов друг от друга не имеет значения. Минералого-петрографический метод позволяет установить разновозрастность залегающих в различных разрезах пластов по сходству их минералого-петрографической характеристики. Обязательным условием при этом является малая удаленность разрезов, исключающая возможность изменения состава пласта по простиранию.

Определение возраста магматических пород и рудных жил проводится по их соотношению с осадочными толщами, а также по соотношению интрузивных тел между собой: более молодые прорывают более древние.

На практике при стратиграфических исследованиях, кроме перечисленных выше методов, используют структурно-тектонические (корреляция разрезов по поверхностям несогласий) и геофизические методы (корреляция разрезов на основе изменения физических характеристик пород по разрезу).

## ПОНЯТИЕ О РУКОВОДЯЩИХ ИСКОПАЕМЫХ. СТРАТИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучением жизни в геологическом прошлом занимается *палеонтология* – наука о древних организмах (греч. palaios – древние, бывшие; on(tos) – существо; logos – учение). Древние организмы или окаменелости (с лат. - фоссилии: fodere – копать; fossilis – выкопанный) – это важнейшие исторические документы геологического прошлого, с помощью которых возможна реконструкция истории развития современного органического мира в тесной взаимосвязи с реконструкцией истории развития Земли.

Окаменелости (фоссилии) – сохранившиеся остатки растительного и животного мира, следы деятельности организмов (следы передвижения, следы питания) геологического прошлого. Среди фоссилий в зависимости от степени сохранности различают 4 категории:

- 1) *субфоссилии* или *ископаемое тело* – почти полная сохранность организма (мумифицированные останки мамонтов, носорогов);
- 2) *эуфоссилии* – ископаемые, представленные скелетами (рис. 5.1), раковинами (рис. 5.2) или их ядрами (рис. 5.3) и отпечатками;
- 3) *ихнофоссилии* – следы жизнедеятельности организмов;
- 4) *хемофоссилии* – химические ископаемые, состоящие из органических молекул животного и растительного происхождения.<sup>1</sup>

Наиболее распространенными видами являются *эуфоссилии* и *ихнофоссилии*, а именно: ядра, отпечатки, следы жизни.

*Ядра* – формы сохранности, образующиеся в результате заполнения осадком имевшейся у организма полости либо заполнения пустоты, образовавшейся в процессе диагенеза. Различают наружные (внешние) и внутренние ядра. Если внутренняя полость раковины заполняется минеральным веществом, то при последующем растворении раковины заполнившее ее вещество образует слепок (отливку) внутренней полости. Такой слепок называют *внутренним ядром*.

Если раковина заключенного в породе организма растворяется, а оставшаяся после этого полость заполняется минеральным веществом, то образуется слепок наружной поверхности раковины, т.н. *наружное ядро*.

*Отпечатки* – формы сохранности ископаемых животных и растений, при которых сохраняются оттиски тела или его отдельного органа, раковины, скелета, растения.

---

<sup>1</sup> Хемофоссилии встречаются в форме аминокислот, например глицин, аланин, глютаминовая кислота, и органических красителей – порфиринов. С помощью специальных методов (флуоресцентная микроскопия и др.) в докембрийских отложениях с возрастом 3,2 млрд. лет выявлено присутствие 12 аминокислот, а в слоях с возрастом 1 млрд. лет – 18. На основании этого можно предположить наличие в докембрии химической эволюции.

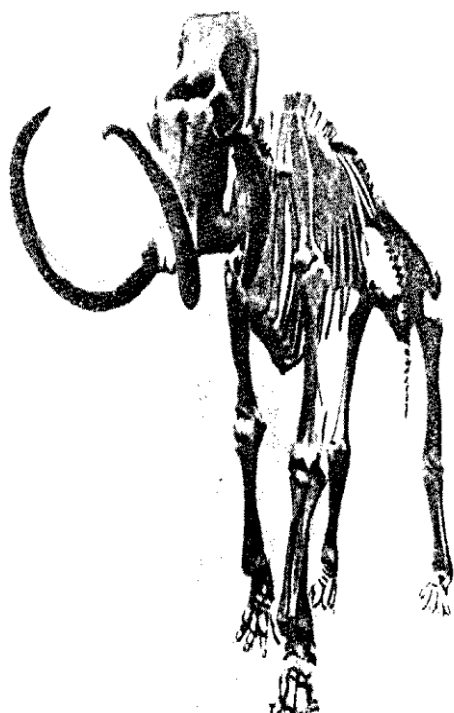


Рис. 5.1. Плейстоценовый мамонт *Mammuthus primigenius* из Пфанерхалля, близ Мерзебурга. находка из галечников, перекрывающих бурый уголь. Длина от конца бивней до хвоста 4,6 м. Макушка черепа находится на высоте 3,2 м

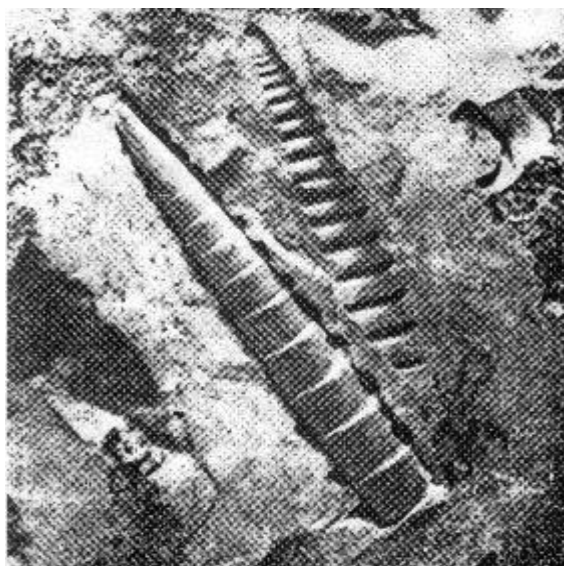


Рис. 5.2. Конические известковые раковины тентакулитов

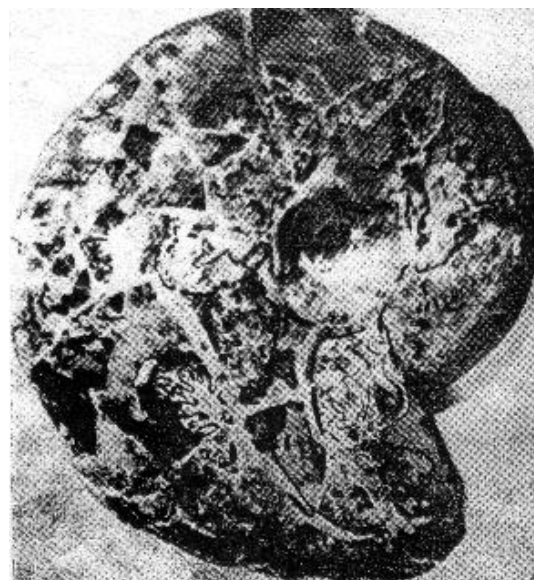


Рис. 5.3. Ядро моллюска аммонита

*Следы жизни* – результаты жизнедеятельности любых организмов. Различают следующие виды следов жизни: 1) следы передвижения; 2) следы ползания и зарывания; 3) следы питания, к которым относятся следы пожирания, содержимое кишечника (гастролиты) и экскременты (капролиты).

При определении времени образования и при корреляции осадочных отложений индикаторами возраста являются не все окаменелости, а только т.н. «руководящие формы».

*Руководящие формы* – организмы, живущие на огромных пространствах короткой отрезок геологического времени.

Руководящими формами могут быть только те окаменелости, которые отвечают следующим условиям:

- малые сроки существования при небольшом вертикальном распространении;
- обилие особей, отчетливая морфологическая индивидуальность и большая частота встречаемости;
- региональное горизонтальное распространение, не зависящее от фациальных обстановок, фиксирующих в камне определенную среду жизни.

Важнейшими и классическими руководящими формами среди макрофоссилий являются беспозвоночные (таблица 5.1). Благодаря своей хорошей сохранности эти окаменелости играют важную роль при расчленении морских отложений.

Таблица 5.1

### ВАЖНЕЙШИЕ РУКОВОДЯЩИЕ ФОРМЫ

<i>Возраст отложений</i>	<i>Руководящие формы</i>
Антропоген	Гастроподы, двустворчатые моллюски
Неоген	Иглокожие, двустворчатые моллюски, гастроподы
Палеоген	Иглокожие, двустворчатые моллюски
Мел	Головоногие моллюски (аммоноидеи), белемниты
Юра	Головоногие моллюски (аммоноидеи), белемниты
Триас	Головоногие моллюски (аммоноидеи)
Пермь	Фораминиферы, брахиоподы
Карбон	Фораминиферы, брахиоподы
Девон	Брахиоподы, кораллы
Силур	Кораллы, трилобиты, граптолиты
Ордовик	Трилобиты, кораллы, головоногие моллюски (наутилоидеи), граптолиты
Кембрий	Трилобиты

При стратиграфическом расчленении континентальных толщ роль руководящих форм принадлежит остаткам позвоночных животных: рептилий (мезозой) и млекопитающих (кайнозой).

Большее значение в палеонтологической практике, особенно при расчленении нефтегазоносных толщ, имеют мелкие фоссилии (микрофоссилии): фораминиферы, остракоды, конодонты. В лимнических осадках, таких как диатомит, руководящая роль принадлежит диатомеям – кремниевым водорослям. В угленосных, соляных и торфяных отложениях в качестве руководящих форм выступают растительные остатки: пыльца, споры, кутикула, остатки древесины.

### **Вопросы для самопроверки**

1. Понятия абсолютного и относительного возраста.
2. Методы определения относительного возраста горных пород.
3. Понятие руководящих форм.
4. Какие из макрофоссилий являются важнейшими и классическими руководящими формами при расчленении морских отложений?
5. Какие фоссилии применяются при расчленении нефтегазоносных, угленосных, соляных и торфяных отложений?
6. Какие фоссилии применяются при расчленении континентальных отложений?

## Лабораторная работа №6

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Стратиграфическая шкала фанерозоя (общая международная) – это совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объемах), расположенных в порядке стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности.

Таксономическим единицам стратиграфической шкалы соответствуют таксономические единицы геохронологической шкалы (таблица 6.1).

Таблица 6.1

Соотношение геохронологических и стратиграфических подразделений

<i>Стратиграфические подразделения</i>	<i>Геохронологические подразделения</i>
Эонотема	Эон
Эратема (группа)	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Зона (хронозона)	Фаза (хрон)

*Эонотема* – комплекс отложений, образованных в течение *эона*, самой крупной геохронологической единицы, отвечающей крупнейшему этапу развития Земли и органического мира.

*Эратема (группа)* – отложения, сформировавшиеся в течение *эры* геологической – крупного подразделения геохронологической шкалы, отвечающего определенному этапу развития литосферы (в определенной мере – атмосферы и гидросферы) и органического мира.

*Система* – основное подразделение стратиграфической шкалы. Геохронологический эквивалент – *период* – естественный этап развития земной коры и органического мира. В новейшей истории Земли насчитывается 12 геологических систем, отвечающим 12 периодам.

*Отдел* – подразделение стратиграфической шкалы, подчиненное системе и разделяемое на ярусы. Геохронологический эквивалент отдела – *эпоха геологическая, яруса – век геологический*. Отделы получают название по их последовательности в геологической системе: нижний, средний и верхний. Эпохи получают название по их последовательности в геологическом периоде: ранняя, средняя и поздняя.

Таким образом, геохронологическая шкала – это последовательный ряд геохронологических эквивалентов общих стратиграфических подразделений в их таксономической подчиненности. Геохронологическая

шкала выражается в млн лет.

Таблица 6.2

## ШКАЛА ФАНЕРОЗОЯ

Эон (эоно- тема)	Эра (эрате- ма)	Период (система)	Дли- тель- ность, млн лет	Эпоха (отдел)	Дли- тель- ность, млн лет	Окраска	
Фанерозой, 570 млн. лет	Кайнозойская, 65 млн лет	Антропогено- вый (четвер- тичная) Q	1,6	Голоценовая, Q <sub>3</sub>		Серо- желтая	
				Плейстоценовая, Q <sub>2</sub>			
				Эоплейстоценовая Q <sub>1</sub>			
		Неогеновый, N	23	Плиоценовая, N <sub>2</sub>	3,5	Желтая	
					Миоценовая, N <sub>1</sub>		19,5
					Палеогено- вый, P		40,4
		Эоценовая, P <sub>2</sub>	16,9				
		Палеоценовая, P <sub>1</sub>	10,1				
		Мезозойская, 183 млн лет	Меловой, K	79	Поздняя, K <sub>2</sub>	32,5	Зеленая
	Ранняя, K <sub>1</sub>				46,5		
	Юрский, J		69	Поздняя, J <sub>3</sub>	19	Голубая	
				Средняя, J <sub>2</sub>	25		
				Ранняя, J <sub>1</sub>	25		
	Триасовый, T		35	Поздняя, T <sub>3</sub>	18	Фиоле- товая	
				Средняя, T <sub>2</sub>	12		
				Ранняя, T <sub>1</sub>	5		
	Палеозойская, 322 млн. лет		Пермский, P	38	Поздняя, P <sub>2</sub>	10	Оранж.- корич- невая
		Ранняя, P <sub>1</sub>			28		
		Каменноуголь- ный, C	74	Поздняя, C <sub>3</sub>	14	Серая	
				Средняя, C <sub>2</sub>	20		
				Ранняя, C <sub>1</sub>	40		
		Девонский, D	48	Поздняя, D <sub>3</sub>	14	Корич- невая	
				Средняя, D <sub>2</sub>	13		
				Ранняя, D <sub>1</sub>	21		
		Силурийский, S	30	Поздняя, S <sub>2</sub>	13	Серо- зеленая	
				Ранняя, S <sub>1</sub>	17		
		Ордовикский, O	67	Поздняя, O <sub>3</sub>	10	Оливко- во- зеленая	
				Средняя, O <sub>2</sub>	30		
				Ранняя, O <sub>1</sub>	27		
		Кембрийский, Є	65	Поздняя, Є <sub>3</sub>	18	Сине- зеленая (темная)	
Средняя, Є <sub>2</sub>				17			
Ранняя, Є <sub>1</sub>	30						

Первый проект международной стратиграфической (геохронологической) шкалы фанерозоя был подготовлен еще в 1900 году к 8 сессии Международного геологического конгресса. В дальнейшем она все более уточнялась и совершенствовалась. В настоящем пособии использована общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала (таблица 6.2), составленная в 1993 году Жамойда А.И. (МСК), Мазаровичем О.А. (МГУ) и Соколовым Р.И. (ВСЕГЕИ).

Таблица 6.3

## ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ

<i>Акронема (Акрон)</i>	<i>Эонотема (Эон)</i>	<i>Эратема (Эра)</i>	<i>Система (Период)</i>	<i>Отдел (Эпоха)</i>	
Протерозой PR	Верхний (поздний) протерозой PR <sub>2</sub>	Рифей R	Венд V	Верхний V <sub>2</sub> (поздняя) (650±20-570)	
				Нижний V <sub>1</sub> (ранняя) (650±20-620±20)	
				Верхний (поздний) рифей R <sub>3</sub> (1000±50-650±20)	
			Средний рифей R <sub>2</sub> (1350±20-1000±50)		
			Нижний (ранний) рифей R <sub>1</sub> (1650±50-1350±20)		
		Нижний (ранний) протерозой PR <sub>1</sub> (карелий) (2500±50-1900±50)	Верхняя часть PR <sub>1</sub> Верхний (поздний) карелий (1900±50-1650±50)		
Нижняя часть PR <sub>1</sub> Нижний (ранний) карелий (2500±50-1900±50)					
Архей AR	Верхний (поздний) (3150±50-2500±50)				
	Нижний (ранний)				

Примечание: цифры в скобках обозначают начало и конец периода, млн лет.



Подразделения докембрия более продолжительны во времени (таблица 6.3). Они выделяются и коррелируются не только на основе данных геохронологии, но и ряде других признаков, в т.ч. тектонических перестроек, степени метаморфизма и пр.

### **Вопросы для самопроверки**

1. Основные единицы геохронологической и стратиграфической шкалы.
2. Соотношение геохронологических и стратиграфических подразделений. Какая единица стратиграфии соответствует эре (зону, периоду, эпохе, веку)?
3. Геохронологические подразделения фанерозоя.
4. Стратиграфические подразделения фанерозоя.
5. Геохронологические подразделения докембрия.
6. Стратиграфические подразделения докембрия.
7. Записать индексы: архейской акротемы, кайнозойской эратемы, кембрийской системы, верхнего отдела пермской системы, среднего отдела юрской системы, нижнего отдела девонской системы и т.д.
8. Прочитать стратиграфические индексы PR, MZ, C, O<sub>2</sub>, K<sub>1</sub> и т.д.
9. Прочитать геохронологические индексы AR, PZ, S, T<sub>1</sub>, I<sub>3</sub> и т.д.

## Лабораторная работа № 7

### ПОСТРОЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОЛОНОК

Стратиграфическая колонка – это модель слоистой структуры геологических тел разного ранга, построенная на основе био-стратиграфических и иных методов определения последовательности напластования (рис. 7.1).

Стратиграфическая колонка составляется по данным полевых наблюдений или бурения скважин с привлечением геофизических материалов. В стратиграфических колонках специальными условными знаками в выбранном масштабе изображается стратиграфическая последовательность слоев, их состав, характер контактов, мощности пород, участвующих в геологическом строении данной территории.

Взаимоотношения слоев в разрезе (характер контактов) может быть *согласным и несогласным*.

*При согласном залегании* слоев каждый вышележащий слой лежит на подстилающем в стратиграфической последовательности без следов размыва. Такое залегание слоев образуется при устойчивых геотектонических условиях накопления осадка в рассматриваемый отрезок времени.

*Стратиграфическим несогласием* называется контакт разновозрастных горных пород по поверхности размыва, образующейся в результате перерыва в накоплении осадка. При несогласном залегании слоев (несогласии) вышележащий слой лежит на подстилающем его слое со следами размыва и с нарушением стратиграфической последовательности. В разрезе отсутствует комплекс пород (ярус, отдел, система и т.д.), соответствующий времени перерыва в накоплении осадка. Слои выше и ниже поверхности несогласия могут залегать как параллельно (параллельное несогласие), так и под углом друг к другу (угловое несогласие).

Для стратиграфических колонок принята стандартная форма, приведенная на рисунке 7.1, согласно которой в центральной части чертежа в виде столбика, шириной 2-4 см, штриховыми условными знаками изображается состав пород (литологическая колонка). Слева от литологической колонки в узких столбцах (1-2 см) указываются стратиграфические подразделения, к которым отнесены соответствующие слои, начиная с графы индекс, в которую записывается буквенно-числовой индекс возраста пород. Слева от графы «индекс» приводятся названия подразделений стратиграфической шкалы, выделенных в данном разрезе (ярус, отдел, система).

Система	Отдел	Индекс	Литологическая колонка	Мощность в м	Характеристика пород
НЕОГЕ-НОВАЯ	МИО-ЦЕН	<b>N<sub>1</sub></b>		25	Голубовато-серые глины
ПЕРМСКАЯ	НИЖ-НИЙ	<b>P<sub>1</sub></b>		400	Белые мелкозернистые гипсы
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	ВЕРХ-НИЙ	<b>C<sub>3</sub></b>		600	Серые слоистые песчаники с прослоями серых глин
	СРЕД-НИЙ	<b>C<sub>2</sub></b>		450	Красные косослоистые песчаники
	НИЖ-НИЙ	<b>C<sub>1</sub></b>		750	Желтые массивные известняки и серые мергели
ДЕВОНСКАЯ	ВЕРХ-НИЙ	<b>D<sub>3</sub></b>		700	Косослоистые песчаники и гравийные конгломераты
	СРЕД-НИЙ	<b>λD<sub>2</sub></b>		800	Белые и розовые риолиты, лавовые брекчии и конгломераты
ОРДОВИКСКАЯ	ВЕРХ-НИЙ	<b>O<sub>3</sub></b>		900	Слоистые зеленовато-серые песчаники, алевролиты
	СРЕДНИЙ	<b>O<sub>2</sub></b>		1200	Песчаники с прослоями известняков
	НИЖНИЙ	<b>O<sub>1</sub></b>		1100	Серые слоистые песчаники, черные туфогенные песчаники, линзы диабазовых порфиритов, туфы
КЕМБРИЙ-СКАЯ	ВЕРХНИЙ	<b>Є<sub>3</sub></b>		1000	Красные и черные яшмы, яшмо-кварциты
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ		<b>PR<sub>1</sub></b>		Более 2500	Черные глинистые сланцы

Рис. 7.1. Стратиграфическая колонка

При построении стратиграфических колонок следует соблюдать следующие правила.

1. Стратиграфическая колонка строится в произвольном масштабе.
2. На стратиграфической колонке должны быть показаны в возрастной последовательности все дочетвертичные осадочные, эффузивные и метаморфические породы, установленные в данном районе. Породы четвертичного возраста и интрузивные магматические породы в колонку не вносятся.
3. Все горные породы, независимо от условий залегания, показываются в колонке лежащими горизонтально.
4. Стратиграфические подразделения в колонке разделяются горизонтальными линиями. Характер контактов показывается в графе «литологическая колонка» следующими условными знаками:
  - 4.1 прямыми сплошными линиями при согласном залегании слоев;
  - 4.2 волнистыми линиями при параллельном стратиграфическом несогласии;
  - 4.3 волнисто-угловатыми линиями при угловом несогласии;
  - 4.4 при местных размывах знак несогласия показывается только на половине ширины литологической колонки;
  - 4.5 если взаимоотношения слоев неясны, то в литологической колонке между ними оставляется узкий пробел (4 мм), ограниченный параллельными линиями, внутри которого ставится знак вопроса, а в графе «характеристика пород» пишется – взаимоотношения неясны.
5. Колонка строится по максимальным мощностям отложений, если мощность слоев в районе непостоянная.
6. Если при большой мощности нескольких стратиграфических подразделений длина колонки сильно увеличивается, то допускается изображение этих слоев вне масштаба, делая «разрывы» внутри этих подразделений, но не более трех разрывов на колонку (см. рис.7.1. в протерозое). Эти «разрывы» показываются в литологической колонке интервалом 1-2 мм, ограниченным снизу и сверху волнистой линией.
7. При маленькой мощности пород, если невозможно разместить необходимые надписи в данном масштабе построений, допускается расширение соответствующих граф вне литологической колонки за счет соседних (более древних или более молодых).
8. Литологический состав пород показывается в литологической колонке специальными штриховыми условными знаками с возможной для данного масштаба полнотой.
9. На литологической колонке показывается присутствие ископаемой фауны и флоры, конкреции и другие специфические особенности пород.
10. Справа от литологической колонки приводятся истинные мощности пород. При изменении мощности какого-либо стратиграфического под-

разделения по площади в графе «мощность» указывается через дефис его минимальная и максимальная мощности. Если у слоя не вскрыта подошва или отсутствует кровля, то указывается его неполная мощность, а перед числом ставится знак «больше». Например  $> 100$  м.

11. За графой «мощность» следует самая широкая графа колонки «характеристика пород», которая по ширине примерно равна ширине всех предыдущих граф колонки вместе взятых. В ней дается краткое литологическое описание пород с указанием найденной в них руководящей фауны и флоры и полезных ископаемых. В этой графе приводятся и данные определения абсолютного возраста пород.
12. Над колонкой приводится ее название с указанием района работ, год составления, масштаб и автор.
13. Нижняя часть колонки ограничивается прямой сплошной линией.

### Вопросы для самопроверки

1. Что такое стратиграфическая колонка?
2. Что называется стратиграфическим несогласием?
3. Какое взаимоотношение слоев называется согласным?
4. Перечислите графы «шапки» стратиграфической колонки.
5. По каким мощностям строится стратиграфическая колонка?
6. Породы какого происхождения в колонке не показываются?
7. Каким знаком и в какой графе показываются несогласия?

### ЗАДАНИЯ ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ ЛАБОРАТОРНОЙ РАБОТЫ

Для построения колонки следует вычислить истинную мощность всех стратиграфических подразделений, вскрытых скважинами по формуле

$$H = h_v \times \cos \alpha,$$

где  $H$  – истинная мощность слоя;

$h_v$  – вертикальная мощность слоя, вскрытая скважинами;

$\alpha$  – истинный угол падения пород.

#### Вариант №1

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до карбона  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	T <sub>2</sub>	45	20	—
Песчаник	T <sub>1</sub>	79	59	38
Риолит	C <sub>3</sub>	134	112	73
Мергель	C <sub>2</sub>	158	137	98
Конгломерат	C <sub>1</sub>	196	177	138
Известняк	O <sub>1</sub>	218	217	176
Аргиллит	Є <sub>3</sub>	425	422	381
Алевролит	Є <sub>2</sub>	570	562	529
Песчаник	Є <sub>1</sub>	620	603	578
Доломит	PR	637	—	603

### Вариант №2

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до триаса 40°, выше – 10°. Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	K <sub>2</sub>	25	31	—
Мергель	T <sub>3</sub>	42	51	49
Песчаник	T <sub>2</sub>	131	130	141
Гравелит	T <sub>1</sub>	170	171	181
Глина	S <sub>1</sub>	215	216	224
Известняк	O <sub>3</sub>	333	308	326
Аргиллит	O <sub>2</sub>	425	396	416
Алевролит	O <sub>1</sub>	517	486	506
Песчаник	Є <sub>3</sub>	628	588	600
Доломит	Є <sub>2</sub>	635	—	621

## Вариант №3

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до юры  $20^\circ$ , выше –  $5^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Песок	N <sub>2</sub>	18	32	—
Песчаник	N <sub>1</sub>	42	57	36
Глина	J <sub>3</sub>	71	92	69
Мергель	J <sub>2</sub>	93	115	89
Липарит	J <sub>1</sub>	125	145	119
Известняк	C <sub>2</sub>	142	170	141
Аргиллит	C <sub>1</sub>	183	210	181
Алевролит	D <sub>3</sub>	217	246	213
Песчаник	D <sub>2</sub>	273	300	267
Доломит	D <sub>1</sub>	282	—	282

## Вариант №4

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до пермской системы  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	K <sub>1</sub>	15	32	—
Песчаник	T <sub>3</sub>	67	86	15
Мергель	T <sub>2</sub>	125	149	75
Конгломерат	T <sub>1</sub>	170	193	124
Глина	P <sub>2</sub>	350	378	300
Известняк	S <sub>2</sub>	720	748	675
Аргиллит	S <sub>1</sub>	1050	1058	1008
Алевролит	O <sub>3</sub>	1540	1538	1491
Аргиллит	O <sub>2</sub>	2020	2016	1961
Яшма	Є <sub>2</sub>	2070	2085	1975

## Вариант №5

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до триаса 30°, выше – 15°. Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	K <sub>1</sub>	—	12	32
Мергель	T <sub>3</sub>	25	39	55
Песчаник	T <sub>2</sub>	132	144	161
Конгломерат	T <sub>1</sub>	208	219	239
Глина	C <sub>2</sub>	511	519	539
Известняк	C <sub>1</sub>	728	730	758
Аргиллит	D <sub>3</sub>	972	971	1008
Алевролит	D <sub>2</sub>	1300	1296	1328
Базальт	D <sub>1</sub>	1450	1444	1452
Доломит	PR	1465	1496	—

## Вариант №6

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до юры 30°, выше – 15°. Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Мергель	N <sub>2</sub>	28	—	10
Песчаник	N <sub>1</sub>	54	32	39
Конгломерат	J <sub>3</sub>	132	112	116
Песчаник	J <sub>2</sub>	274	254	260
Глина	J <sub>1</sub>	310	291	295
Известняк	O <sub>3</sub>	890	865	705
Аргиллит	O <sub>2</sub>	1070	1045	882
Алевролит	O <sub>1</sub>	1360	1335	1167
Песчаник	Є <sub>3</sub>	1770	1735	1467
Мрамор	Є <sub>2</sub>	2015	1755	—



## Вариант №7

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до карбона  $30^\circ$ , выше –  $20^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	T <sub>2</sub>	—	27	12
Брекчия	T <sub>1</sub>	17	53	39
Конгломерат	C <sub>3</sub>	75	112	87
Мергель	C <sub>2</sub>	182	217	190
Глина	C <sub>1</sub>	234	267	245
Известняк	S <sub>2</sub>	521	519	485
Базальт	S <sub>1</sub>	700	695	665
Алевролит	O <sub>3</sub>	932	925	893
Аргиллит	O <sub>2</sub>	1011	1007	950
Доломит	O <sub>1</sub>	1130	1098	—

## Вариант №8

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до перми  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Песок	K <sub>2</sub>	28	—	42
Песчаник	T <sub>3</sub>	73	36	87
Конгломерат	T <sub>2</sub>	140	102	150
Мергель	T <sub>1</sub>	212	172	219
Ангидрит	P <sub>2</sub>	355	317	360
Доломит	P <sub>1</sub>	420	378	424
Аргиллит	S <sub>2</sub>	812	750	834
Алевролит	S <sub>1</sub>	935	870	954
Песчаник	Є <sub>3</sub>	1012	949	1029
Кварцит	Є <sub>2</sub>	1070	1024	1035

## Вариант №9

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до карбона  $45^\circ$ , выше –  $10^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Песок	T <sub>2</sub>	—	12	45
Песчаник	T <sub>1</sub>	18	54	85
Конгломерат	C <sub>3</sub>	154	204	225
Мергель	C <sub>2</sub>	272	319	341
Риолит	O <sub>3</sub>	421	464	491
Известняк	O <sub>2</sub>	493	534	566
Аргиллит	O <sub>1</sub>	572	614	647
Алевролит	Є <sub>2</sub>	711	756	787
Песчаник	Є <sub>1</sub>	825	868	830
Мрамор	PR	830	902	—

## Вариант №10

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до перми  $40^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	K <sub>2</sub>	14	28	—
Песок	K <sub>1</sub>	53	66	32
Конгломерат	P <sub>2</sub>	142	156	120
Гипс	P <sub>1</sub>	203	219	183
Глина	D <sub>3</sub>	310	324	288
Известняк	D <sub>2</sub>	385	400	365
Аргиллит	D <sub>1</sub>	440	458	422
Алевролит	S <sub>2</sub>	520	538	500
Песчаник	S <sub>1</sub>	584	603	552
Яшма	O <sub>3</sub>	615	654	—

## Вариант №11

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до юры  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	J <sub>3</sub>	45	130	—
Диатомит	J <sub>2</sub>	153	240	74
Конгломерат	C <sub>3</sub>	279	365	179
Мергель	C <sub>2</sub>	456	540	348
Глина	C <sub>1</sub>	644	720	523
Известняк	O <sub>3</sub>	846	920	726
Глина	O <sub>2</sub>	1105	1190	999
Алевролит	O <sub>1</sub>	1191	1275	1079
Песчаник	Є <sub>1</sub>	1271	1356	1141
Доломит	PR	1290	1525	—

## Вариант №12

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до триаса  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Песок	K <sub>2</sub>	—	12	37
Песчаник	T <sub>3</sub>	36	76	101
Конгломерат	T <sub>2</sub>	59	99	126
Мергель	T <sub>1</sub>	120	159	186
Глина	S <sub>1</sub>	311	348	376
Известняк	O <sub>3</sub>	427	463	491
Аргиллит	O <sub>2</sub>	509	543	571
Алевролит	O <sub>1</sub>	578	613	641
Песчаник	Є <sub>3</sub>	690	692	755
Кварцит	Є <sub>2</sub>	725	—	790

## Вариант №13

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до юры  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Песок	J <sub>2</sub>	30	26	—
Мергель	J <sub>1</sub>	72	66	39
Конгломерат	C <sub>3</sub>	183	175	149
Мергель	C <sub>2</sub>	250	244	215
Глина	C <sub>1</sub>	323	318	290
Базальт	O <sub>1</sub>	521	514	455
Аргиллит	Є <sub>3</sub>	711	706	640
Алевролит	Є <sub>2</sub>	852	851	775
Песчаник	Є <sub>1</sub>	905	906	830
Доломит	PR	—	958	930

## Вариант №14

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до триаса  $30^\circ$ , выше –  $15^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	K <sub>2</sub>	27	—	15
Песок	T <sub>3</sub>	52	18	41
Конгломерат	T <sub>2</sub>	81	47	72
Брекчи	T <sub>1</sub>	105	72	97
Риолит	S <sub>1</sub>	217	187	189
Известняк	O <sub>3</sub>	296	267	273
Аргиллит	O <sub>2</sub>	385	357	363
Алевролит	O <sub>1</sub>	476	447	455
Песчаник	Є <sub>3</sub>	725	697	670
Сланец	Є <sub>2</sub>	917	835	—

## Вариант №15

Построить стратиграфическую колонку по данным бурения трех вертикальных скважин, приведенным в таблице. Угол падения пород до мела  $30^\circ$ , выше –  $5^\circ$ . Масштаб построений выбрать самостоятельно так, чтобы колонка поместилась на лист формата А4.

Литологический состав пород	Возраст пород	Глубина залегания подошвы пластов в скважине		
		№1	№2	№3
Глина	$N_1$	—	12	5
Песок	$K_2$	18	45	38
Конгломерат	$K_1$	45	72	63
Мергель	$D_3$	120	145	135
Глина	$D_2$	174	199	189
Базальт	$D_1$	205	229	220
Аргиллит	$S_1$	279	261	295
Алевролит	$O_3$	350	331	365
Песчаник	$O_2$	427	409	440
Мрамор	$O_1$	545	450	467

## Лабораторная работа № 8

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ. ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ СКВАЖИН

Геологическая структура – это обособленный участок земной коры, отличающийся от сопредельных участков характерным сочетанием состава пород, условий их залегания и образования, т.е. тектоническим режимом. Наиболее крупными структурами являются океаны и континенты.

Океаны – крупнейшие участки литосферы со специфическим строением коры, главной особенностью которой является отсутствие «гранитного» слоя.

Внутри океанов по степени подвижности выделяют:

1. *Срединно-океанские хребты* – протяженные (около 20000 км) сейсмически активные системы горных сооружений высотой 2-3 км над дном океана. Приосевые части хребтов осложнены глубокими продольными желобами и возвышающимися над ними гребнями. Вдоль осевой части обычно прослеживается система рифтовых долин.

2. *Океанские платформы (талассократоны)* – асейсмичные океанские котловины, увенчанные сводовыми валообразными поднятиями и глыбовыми хребтами.

3. *Океанские окраины* – области современных геосинклиналей<sup>1</sup> с котловинами окраинных морей, островными дугами и глубоководными желобами.

Котловины окраинных морей или геосинклинальные прогибы представляют собой крупные депрессии глубиной 3-5 км с океанской или субокеанской корой. Островные дуги – геоантиклинальные поднятия – это протяженные горные сооружения. Они вместе с глубоководными желобами (асимметричными протяженными депрессиями длиной 1500-4000 м, глубиной 5-10 км и шириной 5-20 км с крутизной склонов 5°) отделяют окраинные моря от области океанского ложа. Глубоководные желоба опоясывают область центральной части океанов.

Континенты – участки литосферы с существенно увеличенной мощностью земной коры, в составе которой присутствует «гранитный» слой.

Границы океанов и континентов четко выражены в виде крупнейших сверхглубинных разломов и проводятся по смене типа коры в месте сопряжения материковых и океанских блоков, т.е. по границе выклинивания гранитно-метаморфического слоя.

---

<sup>1</sup> Современные геосинклинали распространены по западной периферии Тихого океана, в переходной зоне от океана к континентам Азии и Австралии, в районе Индонезийского и Филиппинского архипелагов, между Тихим и Атлантическим океанами в области Карибского моря и моря Скоша, в ряде областей Средиземноморья.

В составе континентов на основании геотектонического режима их развития выделяются: 1) относительно подвижные (мобильные) структуры – геосинклинальные пояса, в современном понимании – геосинклинали и 2) относительно малоподвижные (стабильные) структуры – платформы.

В классическом представлении *геосинклинали* – это вытянутые зоны высокой подвижности, повышенной проницаемости и значительной расчлененности литосферы, характеризующиеся на ранних этапах своего развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных – интенсивных поднятий, сопровождаемых значительными складчато-надвиговыми деформациями.

Возникновение и развитие геосинклинальных областей – процесс сложный и многостадийный. Выделяют следующие основные стадии:

1. *Стадия начального погружения* или *собственно геосинклинальная* – интенсивное погружение и накопление мощных морских осадков.
2. *Зрелая* или *предорогенная стадия* – характеризуется существованием глубоких прогибов, выраженных в рельефе морскими бассейнами, и узких поднятий – архипелагов островов. В конце стадии происходит смена знака вертикальных движений, растяжения сменяются сжатиями и вызывают общую складчатость. Заканчивается стадия внедрением гранитных и гранодиоритовых интрузий.
3. *Орогенная стадия* – значительно сокращаются области аккумуляции осадков, прогибание сменяется воздыманием и сопровождается активными горообразовательными процессами. По разломам происходит образование вулканов с наземным извержением кислых и основных (базальтовых) лав.

В результате последовательной смены рассмотренных стадий на месте геосинклинальных областей возникают горно-складчатые области или т.н. *орогены* (греч. – гора) – это протяженные горные системы, обладающие высокогорным и резко расчлененным рельефом, а также тектонической, магматической и сейсмической активностью. Основные структуры орогенов: антиклинории (мегаантиклинории), синклинории (мегасинклинории), межгорные и краевые прогибы, срединные массивы, окраинные вулканические пояса.

*Антиклинории* – сложно построенные складчатые структуры антиклинального строения, возникшие из внутренних поднятий геосинклиналей в результате складчатых процессов. В рельефе выражены горными хребтами, в ядрах которых породы древнее, чем на крыльях. Группа антиклинорий составляет *мегаантиклинорий*.

*Синклинории* – сложно построенные складчатые структуры синклинального типа, возникшие в результате складчатых процессов. В рельефе могут быть выражены понижением или горным хребтом. В ядрах синклинорий породы моложе, чем на крыльях. Совокупность синклинорий называют *мегасинклинорием*.

*Межгорный прогиб – тектоническая депрессия различных размеров и форм, возникшая в момент интенсивных горообразовательных движений на консолидированном складчатом основании и заполненная мощными толщами обломочных отложений – моласс.*

*Краевой прогиб (передовой прогиб, предгорный прогиб) – глубокий прогиб земной коры, возникающий на границе платформ и геосинклинальных областей в орогенный этап развития геосинклинали. Краевые прогибы построены резко асимметрично: внутренние, обращенные к складчатым сооружениям крылья обычно интенсивно дислоцированы, а на внешних более пологих платформенных крыльях наблюдаются лишь куполовидные поднятия.*

*Срединные массивы – относительно широкие и устойчивые глыбы континентальной коры, перекрытые маломощным осадочным чехлом.*

*Окраинные (краевые) вулканические пояса – узкие протяженные зоны проявления ультраосновного и основного магматизма.*

*Платформа – стабильная крупнейшая структура литосферы – относительно устойчивый, консолидированный складчатостью, метаморфизмом и интрузиями участок земной коры изометрических очертаний.*

Платформы имеют двухъярусное строение: нижний структурный ярус (этаж) образовался в геосинклинальную предысторию и получил название *фундамента* (основание, цоколь) и верхний структурный ярус – *пологозалегающий платформенный* (осадочный) *чехол*. Различают кристаллический (интрузивные магматические и глубокометаморфизованные породы) и складчатый (эффузивные образования и метаморфические породы сравнительно невысокой степени метаморфизма). Фундамент отделен от платформенного чехла региональным несогласием стратиграфического и углового типов.

В строении платформ выделяют: щиты, плиты, антеклизы, синеклизы, авлакогены, впадины т.д. Морфологическая классификация платформенных структур приведена в таблице 8.1.

*Щиты – обширные участки выхода кристаллического фундамента на дневную поверхность. Осадочный чехол отсутствует.*

*Антеклизы – обширные пологие поднятия фундамента под маломощным осадочным покровом с антиклинальной формой изгиба его пластов.*

*Плиты – обширные, изометрических очертаний участки платформ, перекрытые мощным осадочным чехлом, что свидетельствует о длительном и устойчивом их прогибании.*

*Синеклизы – изометрические области максимального погружения плит.*

*Впадины – крупные отрицательные платформенные структуры, осложняющие антеклизы и синеклизы. От синеклиз отличаются более резко выраженной линейностью и крутизной крыльев. Вытянутые аналоги впадин называют прогибы.*



Таблица 8.1

## МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Класс (порядок) структур, (их размеры в тыс. км <sup>2</sup> )	Замкнутые структуры				Полузамкнутые структуры		Сочленяющиеся структуры
	Округлые (отношение ширины к длине от 1:1 до 1:2)		Удлиненные (отношение ширины к длине более 1:2)		Положительные	Отрицательные	
	Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные			
Региональные (более 500-1000)	Щиты	Плиты	Хребты Кряжи	Плиты			
Крупнейшие (надпорядковые; 100-500)	Антеклизы	Синеклизы	Гряды	Желоба			Седловины
Крупные (первого порядка; 10-100)	Своды	Впадины	Мегавалы	Прогибы	Выступы		Перемычки
Средние (второго порядка; 0,2-10)	Поднятия (куполо- и горсто- видные)	Котловины	Валы	Депрессии	Ступени Мысы	Заливы Ниши	Пережимы
Мелкие (локальные, третьего порядка; 0,02-0,2)	Купола	Мульды	Брахи- антикли- нали	Брахи- синкли- нали	Носы		

*Авлакогены* (греч. – бороздой рожденные) – крупные узкие линейно ориентированные тектонические впадины, ограниченные крупными разломами, пересекающими фундамент платформ.

*Перикратонные опускания* – протяженные широкие зоны, характеризующиеся резким погружением фундамента платформы и развитием осадочного чехла, значительно превышающего по мощности чехол плит. Располагаются обычно по краям платформ.

Платформы имеют различный возраст в зависимости от того, когда закончилось формирование их складчатого фундамента, и начался платформенный этап.

### ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

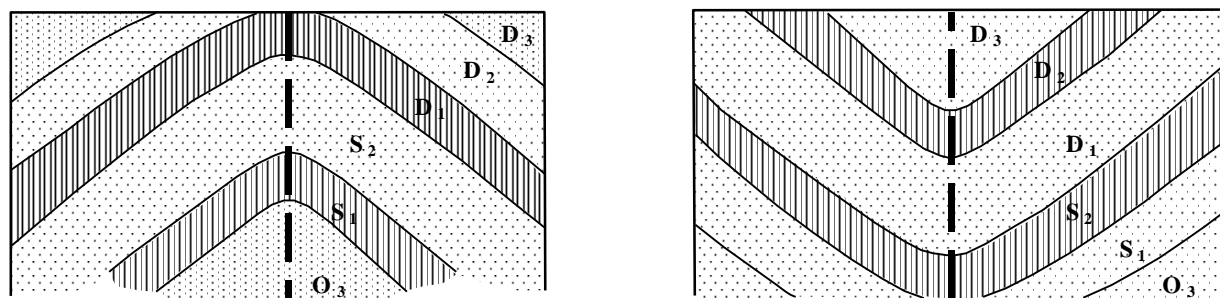
Первичные формы залегания горных пород, образовавшиеся при формировании породы, под воздействием тектонических сил испытывают деформации и изменяются. Нарушения форм залегания горных пород называются *дислокациями*. Дислокации горных пород подразделяются на две группы: пликативные и дизъюнктивные.

#### *Пликативные дислокации*

Пликативными называются дислокации, выражающиеся в изгибах слоев разного масштаба и формы без разрыва сплошности слоев. К пликативным дислокациям относятся складки, моноклинали, флексуры.

*Складками* называются волнообразные изгибы слоистых толщ осадочных, вулканогенных или метаморфических слоев, образующиеся при пластических деформациях.

Различают два вида складок – синклинали и антиклинали (рис. 8.1).



Антиклираль

Синклираль

Рис. 8.1. Складки в вертикальном разрезе

*Антиклинальной складкой (антиклиналью)* называются выпуклые изгибы, в центральной части (ядре) которых располагаются более древние породы, чем на периферии (крыльях).

*Синклиальной складкой (синклиалью)* называются вогнутые складки, в центральной части которых располагаются более молодые породы, чем на периферии.

Закономерная совокупность складчатых форм, развитая на определенной территории земной коры, называется *складчатостью*.

*Моноклираль* – это форма залегания горных пород, характеризующаяся их пологим наклоном в одну сторону под одним углом (рис. 8.2).

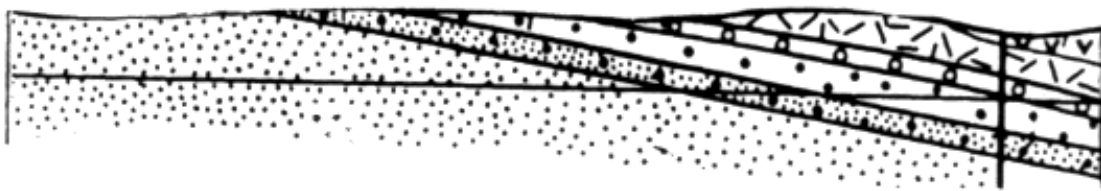
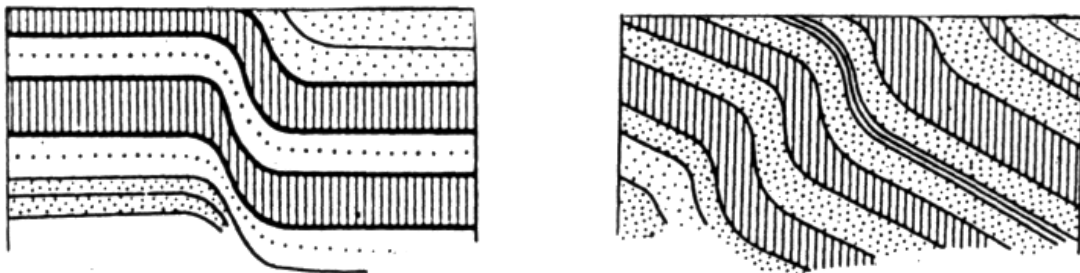


Рис. 8.2. Моноклираль в вертикальном разрезе

*Флексура* – это коленообразные изгибы слоистых толщ, характеризующиеся наклонным залеганием пород на фоне горизонтального (горизонтальная флексура) или более крутым падением пород на фоне их наклонного залегания (рис. 8.3).



Горизонтальная флексура

Согласная флексура

Рис. 8.3. Флексуры в вертикальном разрезе

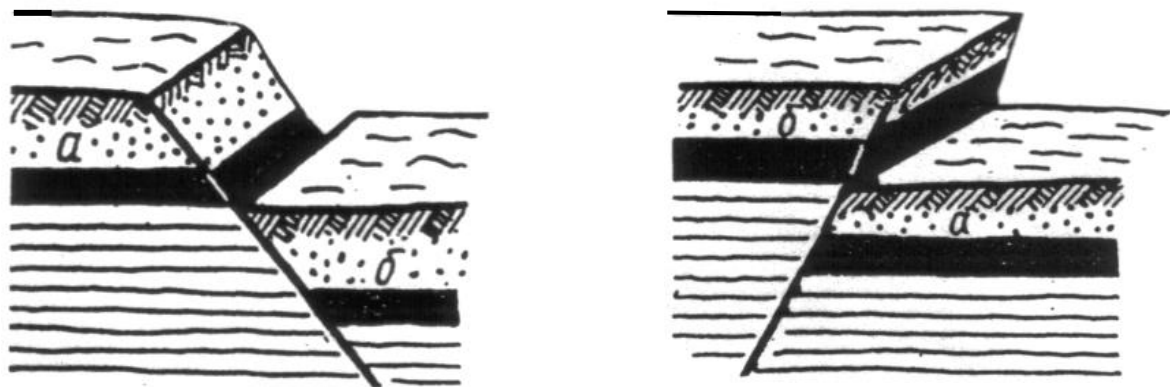
### Дизъюнктивные дислокации

Дизъюнктивными или разрывными называются дислокации, образующиеся в горных породах при приложении к ним сил, превышающих предел прочности пород на отрыв или скалывание. В этом случае происходит нарушение сплошности пород: в породах образуются трещины, по которым может произойти смещение блоков пород по плоскости разрыва. Основными видами дизъюнктивных дислокаций являются сброс, взброс и сдвиг.

Поверхность, по которой произошло смещение блоков пород, называется сместителем. Сместитель может иметь угол наклона к горизонту от нуля до 90 градусов. Смещенные по сместителю блоки пород называются крыльями или боками.

*Сброс* – это разрыв, у которого сместитель наклонен в сторону опущенного блока пород (рис. 8.4). Сбросы образуются в условиях растяжения пород и выражаются как в опускании одного блока пород, так и в поднятии другого. Может происходить и одновременное перемещение обоих блоков пород, но с разной скоростью или в разные стороны.

*Взбросы* – это разрывные нарушения, у которых сместитель наклонен в сторону расположения приподнятого блока пород (рис. 8.4). Взбросы образуются в условиях сжатия горных пород. Пологие взбросы, с углом наклона сместителя до 45°, образованию которых предшествуют значительные пластические деформации, называются *надвигами* (рис. 8.5).



Сброс

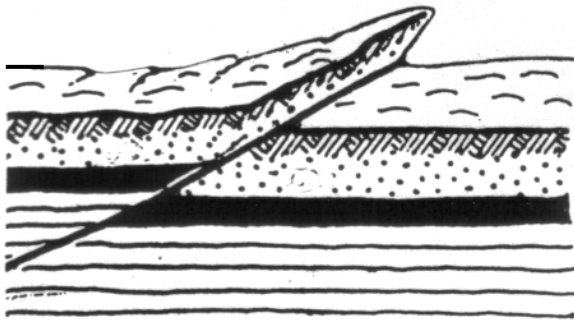
Взброс

*a* – лежащий блок пород; *b* – висячий блок пород

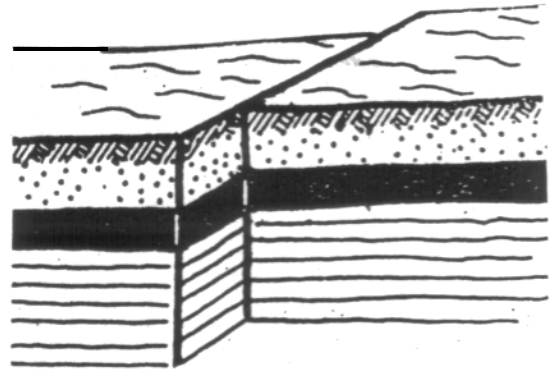
Рис. 8.4. Сброс и взброс

*Сдвигом* называются разрывы, при которых смещение слоев происходит в горизонтальном направлении вдоль сместителя (рис. 8.5).

Сбросы и взбросы часто встречаются группами. Некоторые закономерные сочетания разрывов получили собственные названия.



Надвиг



Сдвиг

Рис. 8.5. Надвиг и сдвиг

*Горст* – это линейная структура, образованная сбросами или взбросами, у которой центральный блок приподнят относительно периферийных блоков и сложен на поверхности более древними породами (рис. 8.6).

*Грабен* – это линейная структура, образованная сбросами или взбросами, у которой центральный блок опущен и сложен на поверхности более молодыми породами, чем периферийные блоки (рис. 8.6).

Грабены, образованные двумя сбросами или сбросами, называются простыми, тремя и более – сложными.



Грабен



Горст

Рис. 8.6. Простые грабены и горсты

Региональными тектоническими нарушениями являются линейные зоны нарушения сплошности земной коры. Они представлены *глубинными разломами*.

### Вопросы для самопроверки

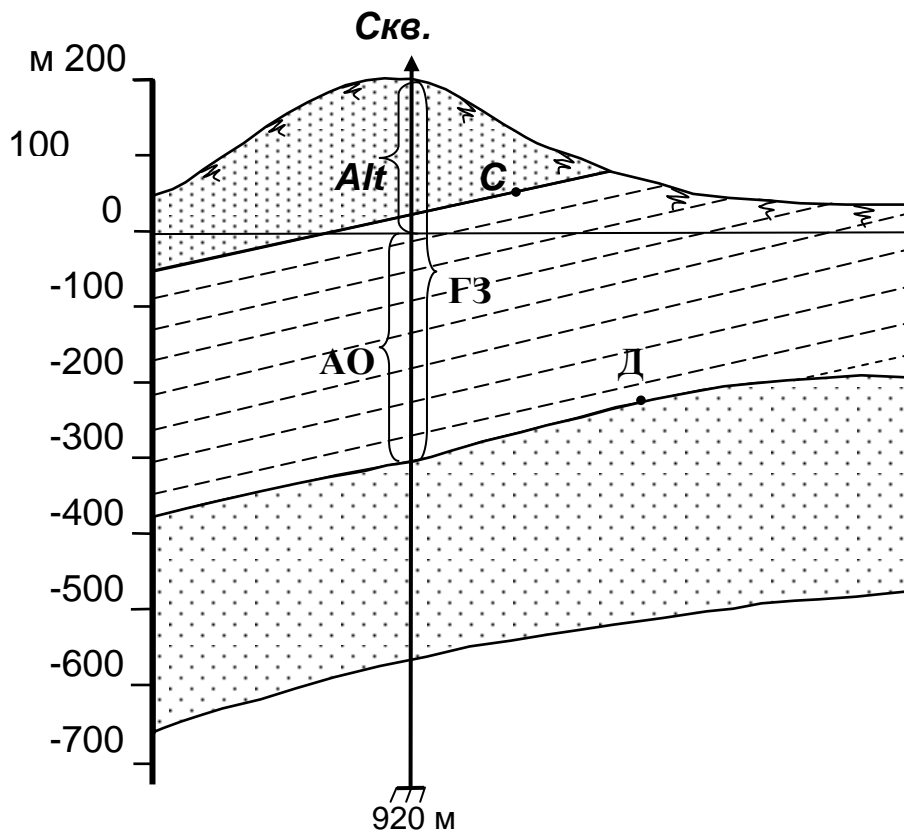
1. Приведите примеры наиболее крупных структур земной коры.
2. Каковы отличительные признаки океанов и континентов?
3. Дайте определение геосинклинали в ее классическом представлении.
4. Какие структурные элементы геосинклинали Вы знаете?
5. Что понимается под платформой? Ее отличительные признаки.
6. Охарактеризуйте положительные структурные элементы платформ.
7. Охарактеризуйте отрицательные структурные элементы платформ.
8. Назовите главные виды пликативных дислокаций.
9. Назовите дизъюнктивные дислокации, образующиеся в условиях растяжения земной коры.
10. Назовите дизъюнктивные дислокации, образующиеся в условиях сжатия земной коры.
11. Что такое складка?
12. Какие складки называются антиклинальными?
13. Какие складки называются синклинальными?
14. Какое разрывное нарушение называется сбросом?
15. Какое разрывное нарушение называется взбросом?
16. Какое разрывное нарушение называется сдвигом?
17. Что такое грабен?
18. Что такое горст?

### ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ СКВАЖИН

*Геологический профиль (разрез) – это вертикальное сечение земной коры от поверхности на глубину по определенной линии.*

*Абсолютная отметка (АО) или высота – расстояние по вертикали от какой-либо точки поверхности до среднего уровня поверхности океана (моря).*

Отсчет АО ведется от уровня океана вверх и вниз. АО точек, лежащих выше этого уровня, считаются положительными, ниже – отрицательными (рис. 8.1). Знак «+» перед числовым значением высоты обычно опускается, знак «-» обязательно проставляется. Например, АО точки С на рис. 8.7 равна 55 м, а АО точки Д – -220 м.



Масштаб *горизонтальный* 1:10000

Масштаб *вертикальный* 1:10000

Рис. 8.7. Разрез скважины

*Альтитуда* (Alt) – высота над уровнем моря какой-либо точки земной поверхности: устья скважины, шахты, шурфа и т.д. Альтитуда скважины на рисунке 8.7 равна 200 м.

*Глубина залегания* (ГЗ) подошвы или кровли слоя в скважине измеряется по стволу скважины от поверхности земли вниз. На поверхности земли глубина равна нулю. Например, глубина залегания кровли песчаного слоя в скважине на рис. 8.7 равна 500 м.

Абсолютная отметка какой-либо точки поверхности, вскрытой скважиной, может быть вычислена как разность альтитуды скважины и глубины, на которой эта поверхность вскрыта скважиной

$$AO = Alt - ГЗ.$$

Если поверхность располагается ниже уровня моря, т.е. глубина больше альтитуды, то АО точки будет отрицательной.

*Забой скважины* – поверхность горных пород в стволе скважины, до которой она пробурена. Скважины на разрезах показываются вертикальной или наклонной линией (если скважина наклонная). Забой отмечается на разрезах горизонтальной подсечкой, ограничивающей линию скважины снизу, рядом с которой указывается его глубина. На рисунке 8.7 забой скважины 920 м.

Геологическая графика строится всегда в определенном масштабе.

*Масштаб* – отношение длины линии на чертеже, карте или плане к длине этой линии в натуре. Масштаб записывается в виде дроби, в числителе которой стоит единица, а в знаменателе – число, показывающее степень уменьшения длины линии. На картах линии обычно измеряются в сантиметрах, поэтому, например, масштаб 1:100 000 показывает, что в 1 см карты 100 000 см (или 1000 м) природы.

### ***Порядок построения геологического разреза***

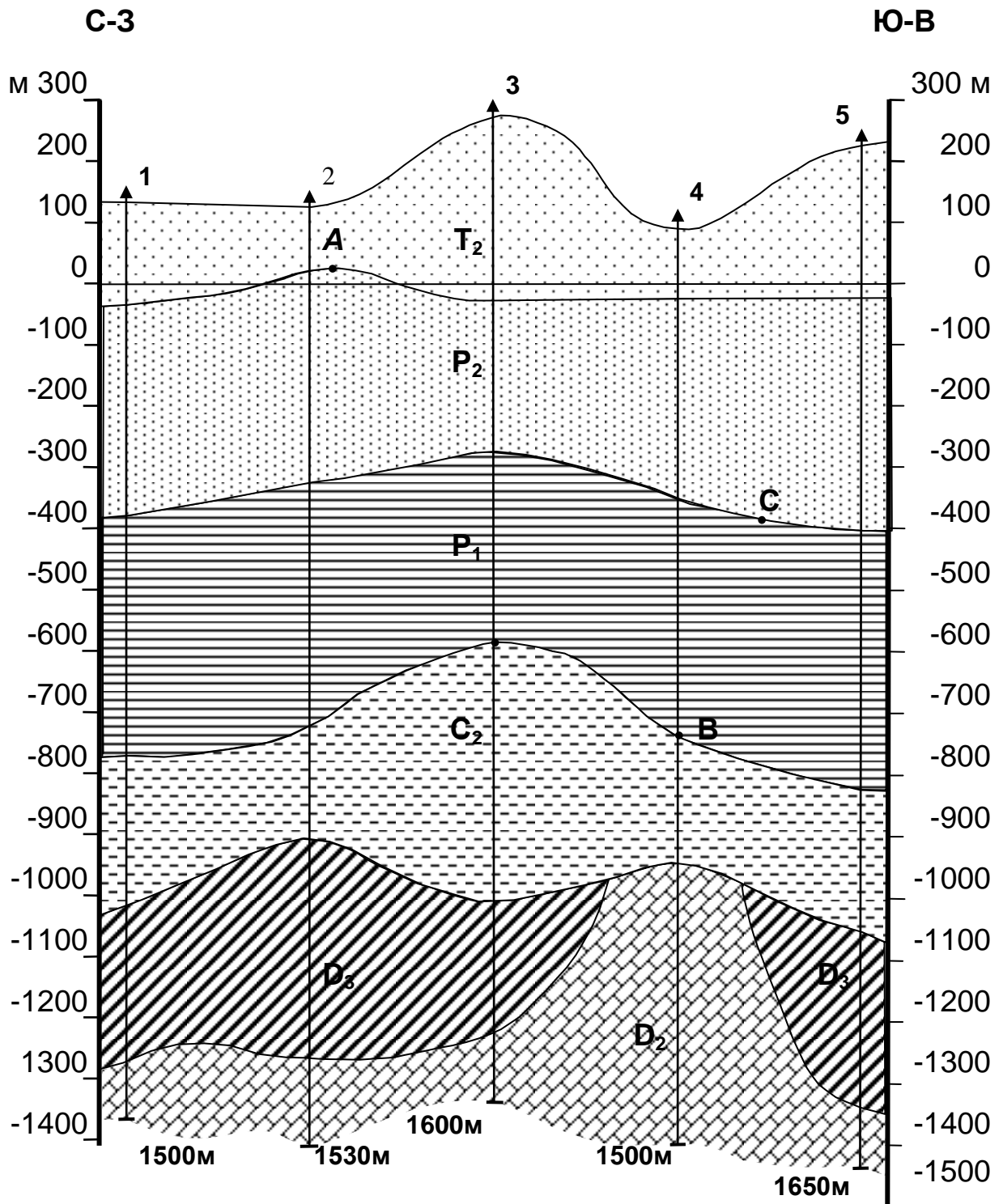
#### ***1. Построение шкал вертикального масштаба профиля.***

1.1. Прочертить вертикальную линию, отступив от верхнего края листа формата А-4 3см для названия профиля, а слева от края листа – 1,5-2 см для оцифровки шкалы вертикального масштаба.

1.2. Оцифровать эту левую линию-шкалу сверху вниз через 1см в соответствии с выбранным или указанным масштабом, начиная со значения, ближайшего к максимальной отметке рельефа по линии разреза (в данном задании выбирается максимальное значение альтитуды скважин). Цена деления шкалы должна быть кратна вертикальному масштабу профиля. Например, при вертикальном масштабе построения профиля 1:25000 в одном сантиметре шкалы должно быть 250 метров (шкала оцифровывается через 250 метров). У самой верхней цифры шкалы вертикального масштаба проставляется единица измерения (м или км).



## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ СКВАЖИН 1-5



Составил Иванов И.Н.

Масштаб *горизонтальный* 1: 10000

Масштаб *вертикальный* 1:10000

Рис. 8.8. Геологический профиль

1.3. Учесть ориентировку линии разреза относительно сторон света на карте и развернуть его так, чтобы на рисунке слева был Ю, З, СЗ или ЮЗ конец линии профиля.

1.4. Прочертить горизонтальную линию с нулевой отметкой (если она попадает в изучаемый интервал разреза) и отложить на ней длину линии профиля. Если профиль строится по карте, то длина линии профиля измеряется на карте. При выполнении данной работы на горизонтальной линии отметить положение скважин в соответствии с указанными в задании расстояниями между ними. Ближайшую к левой шкале скважину нанести, отступив от левой шкалы вертикального масштаба 1-0,5 см, так как ствол скважины не должен быть совмещен со шкалой. Последующие скважины наносятся в соответствии с указанными в задании расстояниями и масштабом построений. После последней скважины профиля отступить 1-0,5 см и прочертить правую линию-шкалу вертикального масштаба, которую оцифровать аналогично левой шкале.

2. *Построение топографического профиля местности* (топопрофиля) по линии геологического профиля (верхняя линия на рис. 8.8).

Через каждую скважину, отмеченную на нулевой линии, прочертить вверх вертикальную линию и отметить на ней точку со значением высотной отметки, равным альтитуде данной скважины. Полученные точки соединить плавной линией, доводя ее с каждой стороны до шкал вертикального масштаба. Эта кривая будет топографическим профилем местности по линии разреза.

3. *Построение геологических границ.*

3.1. Построить линии пересечения плоскости разреза со стволами скважин, отложив от топопрофиля вниз по вертикали в масштабе построения профиля глубину каждой скважины и показать забой скважины горизонтальной подсечкой. Рядом с забоем подписать глубину скважины.

3.2. Выполнить стратиграфическую разбивку разреза в каждой скважине в соответствии с указанными в задании глубинами залегания геологических границ.

Для этого в каждой скважине (в масштабе построений) от поверхности земли (от линии топопрофиля) вниз по стволу скважины отложить глубину залегания подошвы самого верхнего слоя (на рис. 8.8 это подошва  $T_2$ ). Полученные точки подошвы слоя соединить плавной линией и довести ее с обеих сторон до шкал вертикального масштаба. Затем отложить в

каждой скважине глубину залегания подошвы следующего слоя и соединить эти точки и т.д. до забоя. Забои скважин не соединять линией, так как они не лежат на геологической границе. Раскраску самого нижнего слоя выполнять в каждой скважине только до забоя.

3.3. При отсутствии слоя в скважине его показывают выклинивающимся в середине интервала между этой скважиной и ближайшими к ней скважинами с двух сторон (слой  $D_3$  на рис. 8.8).

#### 4. Оформление геологического профиля

4.1. Разрез закрашивается в соответствии с принятыми для систем цветовыми индексами. Отделы одной системы должны закрашиваться одним цветом, но разной интенсивности оттенка (чем древнее, тем темнее). На рис. 8.8 вместо цвета применена штриховка.

4.2. На цветовом фоне проставляется буквенно-цифровой индекс возраста пород (на каждом изолированном выходе слоя должен быть индекс).

4.3. Над разрезом записывается его название, например «Геологический профиль по линии скважин 1 – 5».

4.4. На топопрофиле скважины можно показать треугольниками, рядом с которыми указывается номер скважины.

4.5. Над шкалами вертикального масштаба проставляется ориентировка профиля по сторонам света (слева – СЗ, ЮЗ, Ю, З, а справа – СВ, ЮВ, С, В).

4.6. В центре под профилем указываются горизонтальный и вертикальный масштабы построения профиля.

4.7. Под профилем записывается ФИО авторов.

4.8. Если разрез не сопровождает геологическую карту, то под разрезом приводятся условные обозначения, использованные при построении разреза.

При подготовке к защите лабораторной работы повторить стратиграфическую шкалу и проверить усвоение учебного материала по предлагаемым ниже вопросам.

#### Вопросы для самопроверки

1. Что такое геологический разрез (профиль)?
2. Определить абсолютную отметку поверхности в точке А и в точке С по рис. 8.8.
3. Определить высоту скважины №3 на рис. 8.8.
4. Определить глубину залегания поверхности в точке В на рис. 8.8.
5. Определить масштаб построений, если линия длиной 500 м изображена на рисунке отрезком 2,5 см.
6. Определить АО поверхности, вскрытой скважиной на глубине 750 м, если высота скважины равна 150 м.
7. На какой глубине скважина вскрыла кровлю слоя, если высота скважины 120 м, а АО кровли слоя равна – 450 м?

#### ЗАДАНИЯ ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ ЛАБОРАТОРНОЙ РАБОТЫ

Лабораторная работа выполняется студентами на листе белой бумаги или миллиметровки простым карандашом. Масштаб построений выбирается студентом самостоятельно таким, чтобы рисунок разместился на листе формата А4. Построенный профиль закрашивается в соответствии с принятыми для систем цветовыми условными знаками.

## Вариант № 1

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (PR)
		S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	O <sub>2</sub>	Є <sub>2</sub>	Є <sub>1</sub>	
1	195	93	625	1280	1385	1530	1600
2	250	75	505	980	1085	1235	1300
3	202	–	343	703	805	950	1000
4	225	30	423	682	787	940	980
5	178	38	476	671	776	925	980

Скважины на линии разреза, ориентированной с севера на юг, расположены на расстоянии 250 м и пронумерованы с юга на север.

## Вариант № 2

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (PR)
		D <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	Є <sub>3</sub>	Є <sub>2</sub>	
1	285	89	580	782	1080	1280	1425
2	316	96	433	514	666	1062	1180
3	380	130	370	566	830	1376	1405
4	313	26	176	220	366	1170	1220
5	266	–	20	163	555	1565	1655

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с ю-в на северо-запад.

## Вариант № 3

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (D <sub>3</sub> )
		T <sub>3</sub>	T <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>1</sub>	
1	105	205	735	1392	1495	1693	1710
2	160	188	620	1089	1239	1436	1500
3	112	100	457	815	1015	1215	1400
4	135	135	535	795	945	1148	1200
5	88	148	588	785	–	1092	1200

Скважины на линии разреза, ориентированной с севера на юг, расположены на расстоянии 350 м и пронумерованы с севера на юг.

## Вариант № 4

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (С <sub>1</sub> )
		Д <sub>3</sub>	С <sub>1</sub>	О <sub>2</sub>	Є <sub>3</sub>	Є <sub>2</sub>	
1	215	107	641	821	926	1075	1100
2	180	15	452	715	815	1015	1500
3	175	40	564	1070	1173	1375	1600
4	205	–	705	1130	1340	1675	1890
5	175	5	861	1650	1785	1795	1885

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 5

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (С <sub>3</sub> )
		Ј <sub>2</sub>	Т <sub>3</sub>	Т <sub>2</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>1</sub>	
1	133	81	283	643	864	1055	1280
2	158	72	298	627	872	1138	1300
3	198	106	407	739	981	1233	1375
4	160	–	265	580	823	1073	1250
5	136	100	372	730	933	1085	1330

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-востока на юго-запад, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-востока на юго-запад.

## Вариант № 6

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (С <sub>3</sub> )
		К <sub>2</sub>	К <sub>1</sub>	Т <sub>2</sub>	Т <sub>1</sub>	Р <sub>1</sub>	
1	256	–	10	153	540	1555	1645
2	303	16	166	210	356	1160	1210
3	370	120	360	556	820	1360	1400
4	306	86	423	504	655	1052	1170
5	275	79	570	772	1072	1270	1450

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с юго-востока на северо-запад.

## Вариант № 7

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (PR)
		S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	O <sub>1</sub>	Є <sub>2</sub>	Є <sub>1</sub>	
1	288	152	–	443	724	1247	1320
2	410	98	334	515	–	1320	1450
3	324	148	457	–	954	1444	1600
4	390	140	380	576	840	1386	1420
5	415	16	186	230	376	–	808

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 350 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 8

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (C <sub>2</sub> )
		T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	
1	305	109	600	802	1100	1300	1415
2	336	116	453	534	685	1082	1200
3	400	150	390	586	850	1396	1398
4	435	108	–	526	824	1332	1450
5	412	–	326	730	735	1257	1350

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 9

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (T <sub>2</sub> )
		N <sub>2</sub>	N <sub>1</sub>	J <sub>3</sub>	J <sub>2</sub>	J <sub>1</sub>	
1	205	103	635	1290	1395	1540	1600
2	260	85	515	520	1095	1245	1300
3	212	–	353	713	720	960	1000
4	225	40	433	440	940	960	1500
5	250	60	450	480	1000	1020	1450

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-востока на юго-запад, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-востока на юго-запад.

## Вариант № 10

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (D <sub>1</sub> )
		P <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>2</sub>	
1	178	143	296	–	714	1237	1300
2	425	88	–	506	804	1312	1450
3	316	96	433	514	–	1062	1180
4	380	130	370	566	830	1376	1395
5	314	138	438	738	944	1437	1440

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 400 м и пронумерованы с юго-востока на северо-запад.

## Вариант № 11

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (T <sub>1</sub> )
		N <sub>1</sub>	J <sub>3</sub>	J <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	
1	207	240	612	975	1220	1475	1500
2	97	100	430	810	1001	1150	1400
3	105	–	363	661	895	1146	1300
4	132	130	437	832	1068	1347	1400
5	103	135	405	742	1128	1376	1500

Скважины на линии разреза, ориентированной с севера на юг, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с севера на юг.

## Вариант № 12

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (S <sub>1</sub> )
		P <sub>1</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>1</sub>	
1	132	130	437	832	1068	1347	1400
2	207	240	612	975	1220	1475	1500
3	105	105	363	661	895	1146	1300
4	103	135	405	742	1128	1376	1500
5	97	100	430	810	–	1150	1400

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 13

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (C <sub>1</sub> )
		J <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	C <sub>2</sub>	
1	205	140	515	873	1123	1373	1460
2	128	42	268	597	842	1108	1270
3	105	35	306	638	1028	1278	1500
4	96	–	242	539	876	1115	1230
5	103	51	252	613	834	1025	1250

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с юго-востока на северо-запад.

## Вариант № 14

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (C <sub>1</sub> )
		D <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	O <sub>3</sub>	C <sub>2</sub>	
1	205	140	515	873	1123	1373	1460
2	160	65	265	560	793	1043	1220
3	105	–	306	638	1028	1278	1500
4	106	70	332	710	903	1053	1300
5	132	65	340	735	970	1250	1360

Скважины на линии разреза, ориентированной с юго-востока на северо-запад, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 15

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (D <sub>3</sub> )
		T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>1</sub>	
1	160	65	265	560	793	1043	1220
2	106	70	332	710	903	1053	1300
3	132	85	440	835	–	1300	1420
4	168	150	477	809	960	1403	1545
5	105	35	406	730	1038	1378	1500

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 400 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.



## Вариант № 16

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (D <sub>1</sub> )
		P <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>2</sub>	
1	268	132	286	423	704	1225	1300
2	415	78	314	496	794	1302	1450
3	243	137	512	838	1030	1464	1570
4	304	128	437	728	934	1427	1580
5	256	–	10	153	540	1555	1650

Скважины на линии разреза, ориентированной с юга на север, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с севера на юг.

## Вариант № 17

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (C <sub>3</sub> )
		J <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	
1	118	208	743	923	1025	1226	1400
2	85	115	555	815	965	1168	1500
3	102	90	447	805	1005	1208	1400
4	110	120	515	963	1111	1318	1400
5	80	140	665	1170	–	1476	1500

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 350 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 18

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (J <sub>1</sub> )
		N <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	J <sub>2</sub>	J <sub>1</sub>	
1	118	208	753	933	–	1236	1410
2	95	125	565	825	975	1278	1500
3	80	150	675	1180	1285	1486	1500
4	100	130	525	973	1111	1328	1420
5	90	148	588	788	888	1088	1208

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с юго-востока на северо-запад.

## Вариант № 19

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (Т <sub>1</sub> )
		К <sub>2</sub>	К <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Т <sub>3</sub>	Т <sub>2</sub>	
1	295	100	590	790	1090	1290	1435
2	326	106	444	524	675	1075	1190
3	390	140	380	576	840	1386	1400
4	323	–	185	230	375	1180	1310
5	304	128	437	728	934	1427	1680

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 20

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (О <sub>2</sub> )
		С <sub>2</sub>	С <sub>1</sub>	Д <sub>3</sub>	Д <sub>1</sub>	О <sub>3</sub>	
1	235	125	660	840	946	1095	1120
2	200	–	472	735	835	1035	1500
3	195	60	585	1090	1193	1395	1600
4	220	45	435	885	990	1140	1660
5	178	38	476	671	776	925	985

Скважины на линии разреза, ориентированной с юго-востока на северо-запад, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 21

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (Є <sub>3</sub> )
		Д <sub>2</sub>	С <sub>2</sub>	С <sub>1</sub>	О <sub>2</sub>	О <sub>1</sub>	
1	133	168	534	902	1148	1402	1430
2	234	267	536	876	1262	1509	1530
3	162	160	467	872	1098	1377	1450
4	127	–	463	840	1031	1232	1455
5	132	165	435	772	1158	1406	1562

Скважины на линии разреза, ориентированной с севера на юг, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с юга на север.

## Вариант № 22

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (D <sub>2</sub> )
		T <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	
1	135	168	534	902	1148	1402	1500
2	132	100	460	840	1040	1376	1530
3	267	297	540	866	1262	1509	1600
4	95	130	460	840	1050	–	1500
5	237	270	642	1050	1320	1575	1600

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 23

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (T <sub>1</sub> )
		N <sub>2</sub>	N <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	
1	140	91	295	653	874	1065	1310
2	168	82	308	637	888	1048	1310
3	208	116	427	749	991	1243	1385
4	110	–	242	579	916	1155	1320
5	172	105	380	775	1010	1290	1400

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-востока на юго-запад, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-востока на юго-запад.

## Вариант № 24

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (T <sub>1</sub> )
		K <sub>2</sub>	K <sub>1</sub>	J <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>	
1	153	101	–	613	884	1075	1325
2	178	42	318	647	884	1158	1320
3	218	126	427	579	1010	1253	1390
4	182	115	390	785	1020	1300	1500
5	156	120	382	710	953	1103	1350

Скважины на линии разреза, ориентированной с запада на восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с запада на восток.

## Вариант № 25

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (O <sub>2</sub> )
		C <sub>3</sub>	C <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>1</sub>	
1	85	135	575	835	985	1188	1500
2	80	160	685	1190	1295	1496	1520
3	78	158	598	–	900	1100	1200
4	95	215	745	1402	1505	1703	1715
5	102	110	467	825	1025	1223	1400

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 26

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (O <sub>2</sub> )
		C <sub>2</sub>	C <sub>1</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>1</sub>	O <sub>3</sub>	
1	195	93	625	1280	1385	1530	1600
2	250	75	505	980	1085	1235	1300
3	202	–	343	703	805	950	1000
4	225	30	423	682	787	940	980
5	178	38	476	671	776	925	980

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 250 м и пронумерованы с юго-востока на северо-запад.

## Вариант № 27

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (PR)
		D <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	Є <sub>3</sub>	Є <sub>2</sub>	
1	285	89	580	782	1080	1280	1425
2	316	96	433	514	666	1062	1180
3	380	130	370	566	830	1376	1405
4	313	26	176	220	366	1170	1220
5	266	–	20	163	555	1565	1655

Скважины на линии разреза, ориентированной с запада на восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с востока на запад.

## Вариант № 28

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (D <sub>3</sub> )
		T <sub>3</sub>	T <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>1</sub>	
1	105	205	735	1392	1495	1693	1710
2	160	188	620	1089	1239	1436	1500
3	112	100	457	815	1015	1215	1400
4	135	135	535	795	945	1148	1200
5	88	148	588	785	–	1092	1200

Скважины на линии разреза, ориентированной с запада на восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с запада на восток.

## Вариант № 29

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (E <sub>1</sub> )
		D <sub>3</sub>	S <sub>1</sub>	O <sub>2</sub>	E <sub>3</sub>	E <sub>2</sub>	
1	215	107	641	821	926	1075	1100
2	180	15	452	715	815	1015	1500
3	175	40	564	1070	1173	1375	1600
4	205	–	705	1130	1340	1675	1890
5	175	5	861	1650	1785	1795	1885

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Вариант № 30

№№ скв.	Альтитуда скважин, м	Глубина залегания подошвы отложений, м					Забой, м (C <sub>3</sub> )
		J <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	
1	133	81	283	643	864	1055	1280
2	158	72	298	627	872	1138	1300
3	198	106	407	739	981	1233	1375
4	160	–	265	580	823	1073	1250

Скважины на линии разреза, ориентированной с северо-запада на юго-восток, расположены на расстоянии 300 м и пронумерованы с северо-запада на юго-восток.

## Лабораторная работа №9

### СОСТАВЛЕНИЕ СХЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ЗЕМНОГО ШАРА

#### ОСНОВЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Тектоническое районирование и составление на этой основе тектонических схем – один из традиционных методов геологических исследований. Под *тектоническим районированием* следует понимать *выделение участков земной коры на основе различий в их историко-геологическом развитии, структурно-морфологических особенностях и структурно-вещественном составе*. Тектоническое районирование – это классификация, только систематизируются обширные участки земной коры. В настоящее время существует несколько принципов тектонического районирования, но наиболее традиционным является *принцип районирования по возрасту завершающей (главной) складчатости*. В основе этого принципа лежит классическое учение о геосинклиналях, в соответствии с которым развитие литосферы понимается как естественно-исторический процесс перехода геосинклинали в платформу.

Основной результат тектонического районирования – тектонические карты (схемы), на которых выделены разновозрастные участки, отличающиеся особенностями строения и развития.

#### **Задание:**

1. Пользуясь геологическими, тектоническими и географическими картами мира и Евразии выделить на контурных картах участки земной коры на основе различий в их историко-геологическом развитии, согласно указанным ниже границам.

2. Разработать легенду: цветом показать время завершающей фазы складчатости, порядковым номером – разновозрастные структуры.

3. Нарисовать схему современного строения земной коры.

*Результатом этой работы будет схема региональной тектоники земной коры к началу антропогена. Необходимо уметь показать границы каждого структурного элемента на тектонических или геологических картах разного масштаба.*

#### РЕЗУЛЬТАТЫ КАРЕЛЬСКОЙ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Карельская эпоха складчатости проявилась в раннем протерозое и завершилась к началу позднего протерозоя. Ее следствием было образование первых крупных стабильных блоков – 16 эпикарельских платформ и 2 малых геосинклинальных поясов (рис. 9.1).



**Границы платформ.** Восточно-Европейская платформа (1) занимает большую часть Восточной и Северной Европы и простирается от Скандинавских гор до Урала и от Баренцева моря до Черного и Каспийского морей. На севере граница платформы проходит от залива Варангорфьорд по Баренцеву морю; на северо-востоке она ограничена полуостровом Канин, Тиманским кряжем; на востоке граница протягивается вдоль западного склона Урала; на юго-востоке – по левобережью р. Эмбы до ее устья, пересекает северо-восточную часть Каспийского моря в направлении г. Астрахани. Южная граница от г. Астрахани почти прямолинейно прослеживается до верховьев р. Сал, огибает Донбасс и следует через Азовское море, Перекопский перешеек до дельты Дуная. На западе платформа ограничена Предкарпатским краевым прогибом, Польско-Датским глубинным разломом, на северо-западе – Скандинавскими горами.

Сибирская платформа (2) занимает междуречье Енисея и Лены. На севере она ограничена горами Бырранга, на востоке – Предверхооянским краевым прогибом (по долине р. Лена) и хребтом Сеттэ-Дабан. На юге границу следует проводить по Становому хребту, затем, огибая Патомское нагорье, вдоль Байкальского и Приморского хребтов до оз. Байкал. На юго-западе и западе платформа ограничена Восточным Саяном, Енисейским Кряжем, долиной р. Енисей.

Северо-Американская платформа (3) занимает большую часть Северной Америки и включает территории южных островов Арктического архипелага – Банка, Виктории, Баффиновой Земли и разделяющие их небольшие мелководные шельфовые акватории моря Баффина, Денисова пролива, Гудзонова залива и большую часть Гренландии, за исключением восточного и северного побережья. На западе она ограничена Скалистыми горами, на юго-востоке и востоке – горами Аппалачами и Атлантическим океаном. Северная граница проводится вдоль Арктического архипелага.

Южно-Американская (4) платформа на западе окаймлена цепью Анд, на юге – Патагонией, на востоке граница проходит по рекам Парана, Парана-Иба и Токантинс.

Восточно-Бразильская платформа (5) располагается на востоке Бразилии. Граница проводится по выходу протерозойских пород на дневную поверхность.

Северо-Африканская платформа (6) занимает большую часть Африки. На северо-западе она ограничена Атласскими горами, на севере граница проходит по Средиземному морю, далее на юг – по долине р. Нил до озера Виктория. Западная граница проводится по шельфовой зоне Атлантического океана. Практически всю территорию платформы занимают пустыня Сахара и бассейн реки Конго.

Южно-Африканская платформа (7) включает в себя полуостров Сомали, восточную и южную Африку, остров Мадагаскар. На западе



платформа ограничена озерами Виктория, Танганьика и Ньяса, на юге – Капскими горами.

Аравийская платформа (8) занимает центральную, восточную и юго-восточную части Аравийского полуострова. На севере и северо-востоке она окаймлена горными сооружениями Тавром, Загросом, Хаджаром.

Индостанская платформа (9) располагается на Индостанском полуострове. Западная граница проходит по долине р. Инд, северная – по подножию Гималаев, восточная – по р. Брахмапутра. В состав платформы входит остров Шри-Ланка (Цейлон).

Таримская платформа (10) занимает пустыню Такла-Макан. С севера она ограничена Тянь-Шанем, с юга и юго-востока – хребтами Кунь-Лунь и Алтынтаг.

Тибетская платформа (11) располагается южнее Кунь-Луня на одноименной горной системе.

Китайско-Корейская платформа (12) ограничена на севере хр. Иншанем, на западе – пустыней Алашань, на юге – хр. Циньлин. В платформу входит большая часть Кореи и Желтое море.

Южно-Китайская платформа (13) расположена южнее хр. Циньлин в среднем течении р. Янцзы.

Индосинийская платформа (14) располагается на Индокитайском полуострове.

Австралийская платформа (15) на востоке ограничена Большим Водораздельным хребтом и хр. Флиндерс, на севере, западе и юге обрезана неровной береговой линией Индийского океана и залива Карпентария. Она также охватывает равнинную часть Новой Гвинеи.

Антарктическая платформа (16) занимает центральную и восточную территории Антарктиды. На западе она обрамляется Росской складчатой системой Трансантарктических гор, пересекающих весь материк от Земли Виктории до восточного побережья моря Уэдделла.

**Границы малых геосинклинальных поясов.** Бразильский пояс разделяет Южно-Американскую и Восточно-Бразильскую платформы.

Внутриафриканский пояс разделяет три платформы: Северо-Африканскую, Южно-Африканскую и Аравийскую. Он вытянут от Средиземного моря, вдоль берегов Красного моря до озера Виктория. От озера Виктория на юг и юго-запад до берега Атлантического океана протягивается вторая ветвь этого пояса.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Байкальская складчатость проявилась в позднем протерозое и привела к закрытию малых геосинклинальных поясов и ряда геосинклинальных областей. К байкалидам относят: Бразильскую (1), Патагонию (2),

Внутриафриканскую (3), Тимано-Печорскую (4), Енисейско-Байкальскую (5) и Внутримонгольскую (6) складчатые области. Патагония расположена на юге Южной Америки.

В Тимано-Печорскую складчатую область входят Тиманский кряж, Печорская низменность, Печорское море, остров Колгуев, полуостров Канин.

Енисейско-Байкальская складчатая область включает Туруханское поднятие, Енисейский кряж, Восточный Саян; хребты: Приморский, Байкальский, Хамар-Дабан, Патомское нагорье.

Внутримонгольская складчатая область включает хребты Алтынтаг, Иншань, пустыню Алашань.

К началу палеозоя сформировалась *байкальская структура земной коры* (рис. 9.2), которая включала эпикарельские платформы; байкалиды, геосинклинальные пояса.

### РЕЗУЛЬТАТЫ КАЛЕДОНСКОЙ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Каледонская складчатость проявилась в раннем палеозое и привела к возникновению складчатых горных систем – каледонид. К каледонидам в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе относят Алтае-Саянскую (1) складчатую область (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Тува, Западный Саян, Рудный и Монгольский Алтай, Салаирский кряж, Томь-Колыванская дуга) и Центрально-Казахстанскую (2) складчатую область (хребты Чингиз, Ерментау, Улутау, Киргизский и Таласский, Кокчетавская возвышенность, Чу-Илийские горы, Кюнгей-Ала-Тао, Терский Ала-Тао).

В Средиземноморском поясе каледонский фундамент имеют горы Нянь-Шань (3) в Китае, в Тихоокеанском – хребты Флиндерс и Лофти (4) в Австралии и складчатые системы Катазии (5) на юго-востоке Китая; в Арктическом поясе – складчатые сооружения Северной и Восточной Гренландии и Канадский Арктический архипелаг (6,9). В Атлантическом поясе геосинклинальное развитие завершилось на северо-востоке Аппалачей (7), на острове Ньюфаундленд (8), архипелаге Шпицберген (10), в северной части Скандинавского полуострова (11), в Северо-Шотландском нагорье (12) и в Ирландии (13).

К началу позднего палеозоя сформировалась *каледонская структура земной коры* (рис. 9.3), в которой выделяют следующие структурные элементы: докембрийские платформы, каледониды, геосинклинальные пояса.

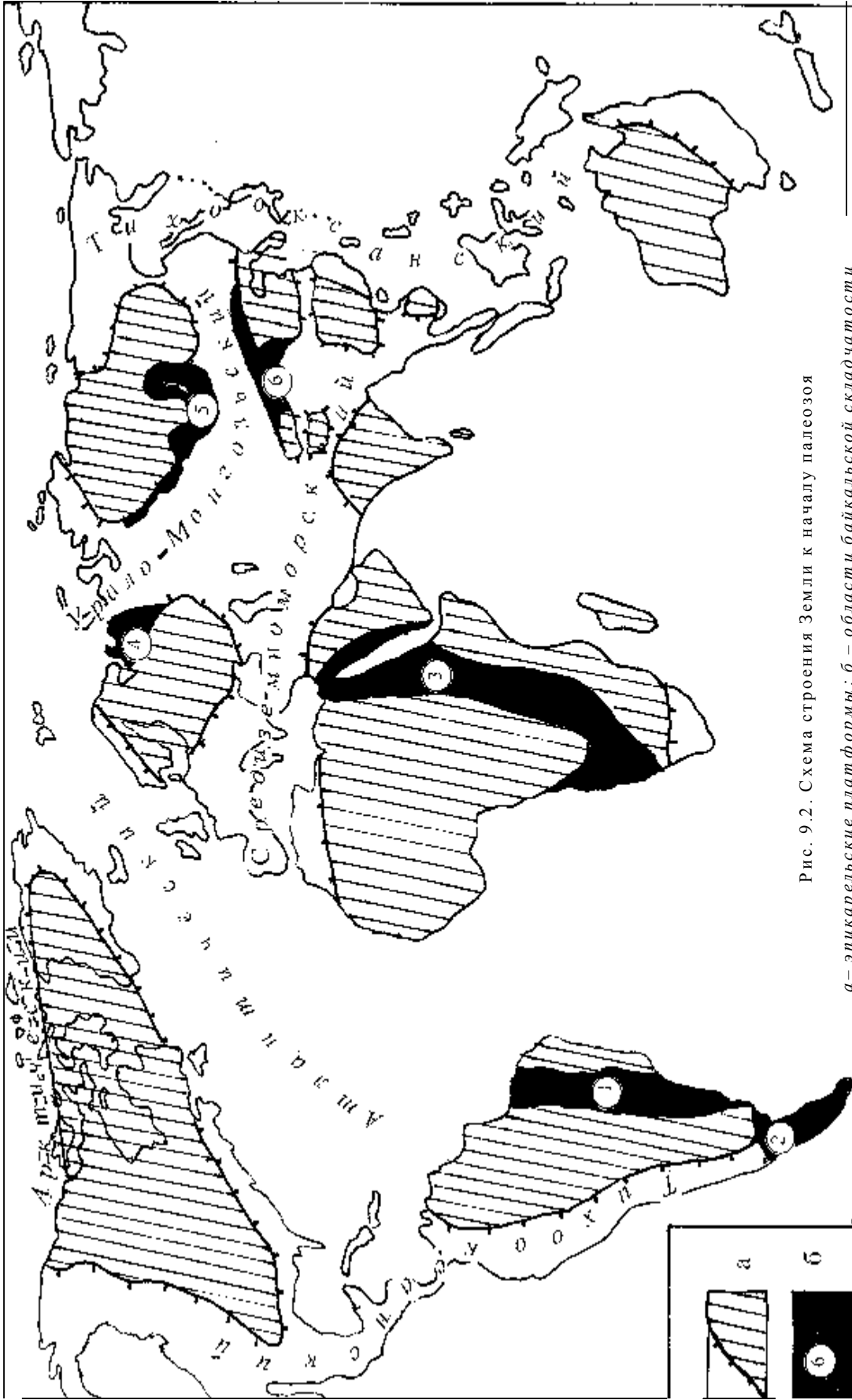


Рис. 9.2. Схема строения Земли к началу палеозоя

а — эпикарельские платформы; б — области байкальской складчатости

(названия 1-6 см. в тексте)

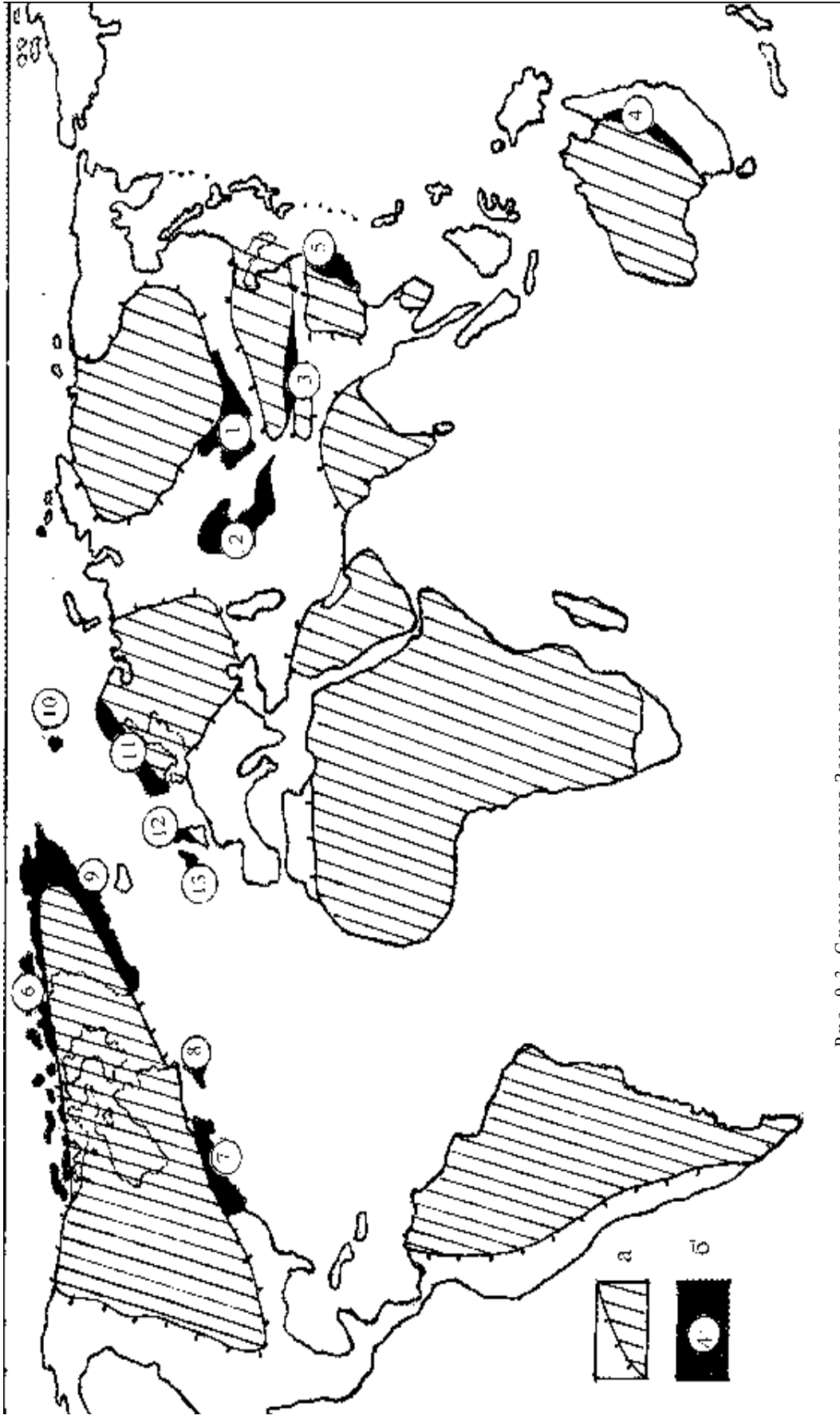


Рис. 9.3. Схема строения Земли к началу позднего палеозоя

а — докембрийские платформы; б — области каледонской складчатости

(названия 1-13 см. в тексте)

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕРЦИНСКОЙ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Герцинская складчатость проявилась в позднем палеозое. В результате герцинских тектонических процессов полностью завершилось геосинклинальное развитие в Урало-Монгольском и Атлантическом геосинклинальных поясах.

В Урало-Монгольском поясе к герцинидам относят Урало-Новоземельскую (1) складчатую область (острова Новая Земля, Вайгач, горные сооружения Пай-Хоя, Урала, Мугоджар); Тянь-Шанскую (2) складчатую область (хребты Каратау, Угамский, Пскемский, Чаткальский, Ферганский, Зеравшанский, Туркестанский, Гисарский); Джунгаро-Балхашскую (3) зону (Жарминский, Калбинский и Нарымский хребты Казахстана); Таймыро-Североземельскую (4) складчатую область (полуостров Таймыр и архипелаг Северная Земля), Монголо-Охотскую (10) складчатую область (Монгольский Алтай, Гобийский Алтай, хребет Хингай, пустыня Гоби, Буреинский хребет), Западно-Сибирскую (11) и Скифско-Туранскую (12) плиты.

В Средиземноморском поясе геосинклинальное развитие завершилось на территории Пиренейского полуострова (5), в северной части Западной Европы (6), в пределах хребтов Кунь-Лунь (7), Цинь-Лин (8); в Африке – во Внутреннем Атласе (9).

В Атлантическом поясе к герцинидам относится юг Великобритании (13) и Мексикано-Аппалачинская (14) область (юго-западные Аппалачи, побережье Мексиканского залива, полуостров Флорида).

В Тихоокеанском геосинклинальном поясе геосинклинальное развитие завершилось на юге Африки – в Капских горах (15) и на востоке Австралии в пределах Большого Водораздельного хребта (16).

К началу мезозоя возникла *герцинская структура земной коры*, в которой выделяют следующие структурные элементы: области более древней консолидации, герциниды, геосинклинальные пояса (рис. 9.4).

## РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Мезозойская складчатость охватывает триасовый, юрский и меловой периоды. Наиболее интенсивно она проявилась в Средиземноморском и Тихоокеанском геосинклинальных поясах. В Средиземноморском поясе к мезозоидам относят Тибетско-Индокитайскую (1) складчатую область (южный Тибет, бассейн р. Меконг, полуостров Малакка). В Тихоокеанском – (2) Сихотэ-Алинскую, (3) Внутрикординьерскую (хребет Брукс, горы Маккензи, Скалистые горы, Большой бассейн, плато Колорадо) и (4) Верхояно-Чукотскую (хребты Верхоянский, Сеттэ-Дабан, Анюйский, Черского, Момский, Юдомский, Полуосный кряж, полуостров Чукотка, остров Врангеля, Новосибирские острова, море Лаптевых) складчатые области.



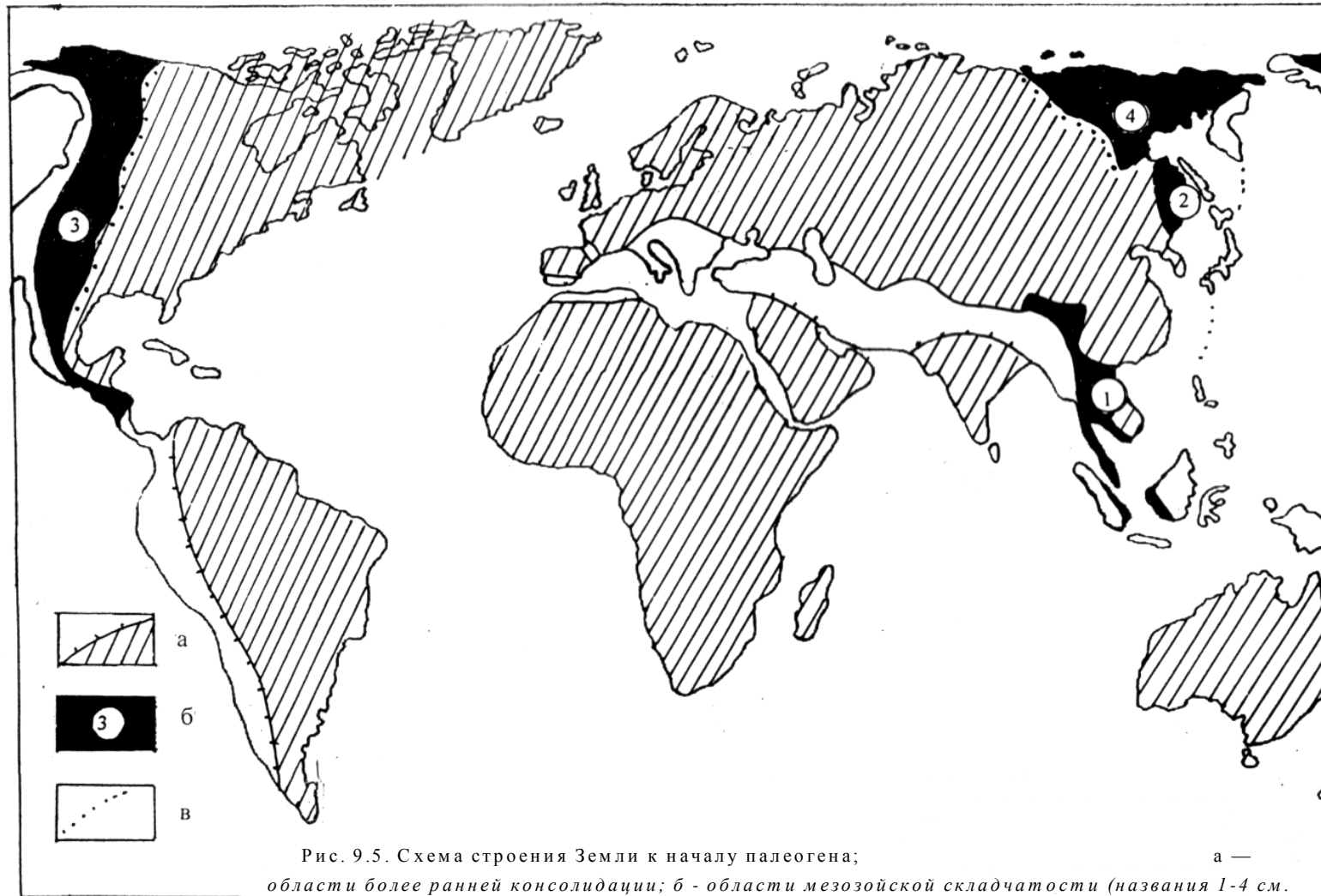


Рис. 9.5. Схема строения Земли к началу палеогена; а — области более ранней консолидации; б - области мезозойской складчатости (названия 1-4 см. в тексте); в передовые прогибы

Мезозойская складчатость привела к возникновению впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. В *мезозойской структуре земной коры* (рис. 9.5), сформировавшейся к началу палеогенового периода, выделяются древние платформы и молодые платформы (области более ранней консолидации), мезозойды и геосинклинальные области.

### РЕЗУЛЬТАТЫ АЛЬПИЙСКОЙ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Альпийская эпоха охватывает палеогеновый и неогеновый периоды. Наиболее интенсивно складкообразовательные процессы проявились в неогене. В результате этих процессов в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах образовались горно-складчатые сооружения – альпиды.

В Тихоокеанском геосинклинальном поясе сформировались: Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, Курильские острова, Япония, острова Рюкю, Тайвань, Филиппины, Новая Зеландия, Новая Гвинея, горные сооружения Анд, Большие и Малые Антильские острова, Центральная Америка, Береговые хребты, Каскадные горы, Аляскинский хребет, Алеутские и Командорские острова. Оформились окраинные моря.

В Средиземноморском геосинклинальном поясе возникли Береговой Атлас, Андалузские и Пиренейские горы, Альпы, Аппенины, Карпаты, Пинд, Стара Планина, Крым, Кавказ (Большой и Малый), Понтийские горы, Тавр, Загросс, Кухрид, Эльбрус, Копетдаг, Гиндукуш, Памир, Гималаи, складчатая зона Бирмы, острова Индонезии.

Современная структура земной коры включает древние платформы, молодые платформы (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские, эпимезозойские), альпиды, геосинклинальные области (рис. 9.6).

Условные обозначения к рис. 9.6:

*а* – области более ранней консолидации; *б* – области альпийской складчатости: 1 – Корякское нагорье, 2 – Камчатка, 3 – Сахалин, 4 – Курильские острова, 5 – Япония, 6 – острова Рюкю и Тайвань, 7 – Филиппины, 8 – острова Ява, Суматра, Калимантан; 9 – Новая Зеландия, 10 – Новая Гвинея, 11 – горные сооружения Анд, 12 – Большие и Малые Антильские острова, 13 – Центральная Америка, 14 – Каскадные горы, 15 – Береговые хребты, 16 – Аляскинский хребет, 17 – Береговой Атлас, 18 – Андалузские и Пиренейские горы, 19 – Альпы, 20 – Аппенины, 21 – Карпаты, 22 – Стара Планина, 23 – Пинд, 24 – Крым, 25 – Кавказ (Большой и Малый), 26 – Понтийские горы, 27 – Эльбрус, 28 – Копетдаг, 29 – Тавр, Загросс, Кухрид, 30 – Памир, 31 – Гиндукуш, 32 – Гималаи, 33 – складчатая зона Бирмы, 34 – горные сооружения Антарктиды; *в* – передовые прогибы; *г* – рифтовые системы



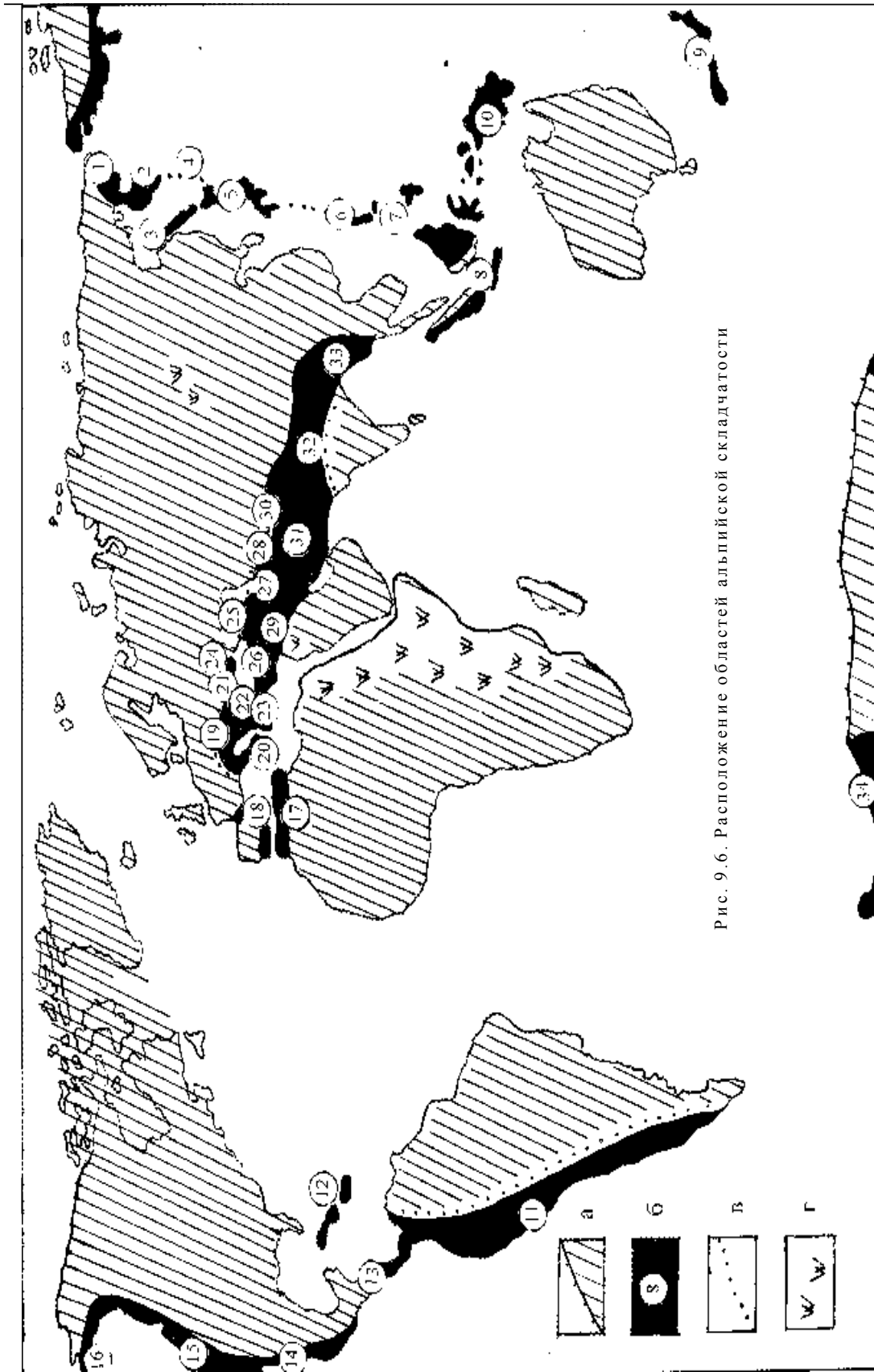


Рис. 9.6. Расположение областей альпийской складчатости

### Вопросы для самопроверки

1. Карельская эпоха складчатости, время ее проявления и основные результаты.
2. Время образования древних платформ.
3. Время заложения подвижных поясов.
4. Возраст фундамента древних платформ и особенности их развития.
5. Возраст фундамента докембрийских платформ.
6. Байкальская эпоха складчатости, время ее проявления и основные результаты.
7. Структура земной коры к началу палеозоя.
8. Каледонская эпоха складчатости, время ее проявления и основные результаты.
9. Структура земной коры к началу позднего палеозоя.
10. Герцинская эпоха складчатости, время ее проявления и основные результаты.
11. Структура земной коры к началу мезозоя.
12. Мезозойская эпоха складчатости, время ее проявления и основные результаты.
13. Альпийская эпоха складчатости, время ее проявления и основные результаты.
14. Альпийская структура земной коры.

**БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК**

1. Бакулина, Л.П. Историческая геология с основами палеонтологии [Текст]: учеб. пособие / Л.П. Бакулина. – Ухта: УГТУ, 2001. – 72 с.
2. Гаврилов, В.П. Общая и историческая геология и геология СССР [Текст]: учебник для вузов / В.П. Гаврилов. – М.: Недра, 1989. – 495 с.
3. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии [Текст]: учеб. пособие для вузов / В.Н. Павлинов [и др.]. – М.: Недра, 1988. – 149 с.
4. Плякин, А.М. Породообразующие минералы и горные породы [Текст]: учеб. пособие / А.М. Плякин, В.А. Жемчугова, Н.П. Минова. – Ухта: УГТУ, 1999. – 87 с.
5. Мильничук, В.С. Общая геология [Текст]: учебник для вузов / В.С. Мильничук, М.С. Арабаджи. – М.: Недра, 1989. – 333 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> .....	3
<b>Лабораторная работа №1. Основные породообразующие минералы и их диагностические признаки и свойства</b> .....	4
Формы нахождения минералов в природе.....	4
Физические свойства минералов .....	6
Классификация минералов .....	10
Краткая характеристика классов минералов .....	10
<b>Лабораторная работа №2. Определение магматических горных пород</b> .....	24
Структуры и текстуры магматических горных пород.....	26
Структуры магматических горных пород.....	26
Текстуры магматических горных пород .....	27
Минеральный состав магматических горных пород .....	28
Описание магматических горных пород.....	29
Группа кремнекислых пород.....	29
Группа средних пород.....	30
Группа основных пород .....	30
Группа ультраосновных пород (гипербазитов, ультрабазитов) .....	31
<b>Лабораторная работа №3. Определение осадочных горных пород</b> .....	33
Текстуры осадочных пород .....	33
Структуры осадочных пород.....	34
Описание осадочных горных пород .....	35
Обломочные горные породы (кластиты) .....	35
Глинистые породы.....	38
Породы химического и биохимического происхождения .....	39
Карбонатные породы .....	40
Кремнистые породы (силициты) .....	41
Эвапориты .....	42
Фосфатные породы.....	43
Железистые породы .....	43
Каустобиолиты (углеродистые породы) .....	44
<b>Лабораторная работа №4. Определение метаморфических пород</b> .....	46
Структуры метаморфических пород .....	49
Текстуры метаморфических пород.....	49
Минеральный состав метаморфических пород.....	50
Породы регионального метаморфизма .....	50
Породы динамометаморфизма.....	53
Породы контактового метаморфизма .....	53

<b>Лабораторная работа №5.</b> Определение относительного возраста горных пород. Понятие о руководящих ископаемых. Стратификация отложений .....	55
Понятие о руководящих ископаемых. Стратификация отложений .....	56
<b>Лабораторная работа №6.</b> Стратиграфическая и геохронологическая шкала фанерозоя и докембрия .....	60
<b>Лабораторная работа №7.</b> Построение стратиграфических колонок .....	64
Задание для выполнения лабораторной работы.....	67
<b>Лабораторная работа №8.</b> Геологические структуры. Построение геологического профиля по данным бурения скважин.....	76
Локальные структурные формы .....	80
Пликативные дислокации.....	80
Дизъюнктивные дислокации .....	82
Построение геологического профиля по данным бурения скважин.....	85
Порядок построения геологического разреза.....	86
Задание для выполнения лабораторной работы.....	89
<b>Лабораторная работа №9.</b> Составление схемы региональной тектоники Земного шара.....	100
Основы тектонического районирования .....	100
Результаты карельской эпохи складчатости.....	100
Результаты байкальской эпохи складчатости .....	103
Результаты каледонской эпохи складчатости .....	104
Результаты герцинской эпохи складчатости .....	107
Результаты мезозойской эпохи складчатости .....	107
Результаты альпийской эпохи складчатости .....	110
<b>Библиографический список</b> .....	113

*Учебное издание*

***Минова Надежда Петровна  
Бакулина Людмила Прокофьевна***

## **ГЕОЛОГИЯ**

Учебное пособие  
2-е издание, дополненное

Корректор О.В. Мойсеня  
Технический редактор Л.П. Коровкина

План 2008 г., позиция 33. Подписано в печать 10.12.2008 г.  
Компьютерный набор. Гарнитура Times New Roman.  
Формат 60 x 84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 6,7. Уч.- изд. л. 5,6. Тираж 120 экз. Заказ № 226.

Ухтинский государственный технический университет.  
169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Первомайская, д. 13.  
Отдел оперативной полиграфии УГТУ.  
169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Октябрьская, д. 13.