

Государственный комитет Российской Федерации по рыболовству
ФГОУВПО «Мурманский государственный технический университет»

В.И. Пожиленко

Геологическое картирование с основами структурной геологии

(учебное пособие)

Мурманск
2008

Печатается по постановлению

УДК 55+502

Пожиленко Владимир Иванович

кандидат геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии и полезных ископаемых Мурманского государственного технического университета, зав. лабораторией региональной геологии Геологического института Кольского НЦ РАН

Учебное пособие рассмотрено и одобрено кафедрой _____, протокол № _____

Рецензенты:

Ф.П.Митрофанов, доктор геол.-мин. наук, академик РАН, профессор МГТУ, зав. кафедрой геологии и полезных ископаемых Апатитского филиала Мурманского государственного университета

В.П.Петров, доктор геол.-мин. наук, заслуженный деятель науки РФ, профессор кафедры экологии Кольского филиала Петрозаводского государственного университета,

В учебном пособии изложены современные данные и представления о формах залегания горных пород в земной коре, их происхождении и соотношении во времени и пространстве. Описаны ненарушенные и нарушенные формы залегания осадочных пород, формы залегания вулканогенных, интрузивных и метаморфических пород и правила изучения и геологического картирования их. Рассмотрены структуры, образующиеся в результате складчатых и разрывных деформаций. Охарактеризована вертикальная неоднородность Земли, горизонтальная неоднородность земной коры и основные структуры континентальной и океанической коры, а также переходных зон. Приведены главные принципы проведения геологического изучения и картирования земной поверхности и составления геологических карт и отчётных материалов.

Книга рекомендована в качестве учебного и методического пособия для студентов геологических и естественнонаучных специальностей.

Редактор
Корректор

© Пожиленко В.И., 2008
© Мурманский государственный технический университет, 2008

Оглавление

Стр

Предисловие			
ВВЕДЕНИЕ			
Гл. 1.	Геологическое изучение слоистых пород		
	1.1.	Слой и слоистые комплексы	
		1.1.1	Слоистость
			Формы слоистости
			Генетические типы слоистости
			Взаимоотношения слоистых толщ
			Закономерности сочетания слоёв
			Строение поверхностей наложения
			Сущность и условия образования слоистых толщ
	1.2.	Первичные и нарушенные формы залегания слоистых пород	
		1.2.1.	Горизонтальное залегание
		1.2.2.	Наклонное залегание
		1.2.3.	Нормальное и опрокинутое залегание
		1.2.4.	Согласное и несогласное залегание
Гл. 2.	Геологическое изучение разрывов в горных породах		
	2.1.	Разрывы без смещения: трещины и кливаж в горных породах	
		2.1.1.	Трещины и трещиноватость
		2.1.2.	Нетектонические трещины
		2.1.3.	Прототектонические трещины
		2.1.4.	Тектонические трещины
			Трещины отрыва
			Трещины скалывания
			Кливаж
		2.1.5.	Отдельность
		2.1.6.	Изучение трещиноватости
	2.2.	Разрывы со смещением	
		2.2.1.	Сбросы
		2.2.2.	Взбросы
		2.2.3.	Грабены
		2.2.4.	Горсты
		2.2.5.	Сдвиги
		2.2.6.	Раздвиги
		2.2.7.	Надвиги
		2.2.8.	Покровы
	2.3.	Механизм образования и происхождение разрывов	
	2.4.	Определение возраста, типа и структурных элементов разрывов	
Гл. 3.	Геологическое изучение складчатых форм залегания пород		
	3.1.	Складки, их элементы и параметры	
	3.2.	Классификация складок	
		3.2.1.	Морфологическая классификация
		3.2.2.	Генетическая классификация
	3.3.	Изучение складчатых форм	
	3.4.	Изображение складчатых форм	
Гл. 4.	Геологическое изучение интрузивных образований		
	4.1.	Общая характеристика форм и особенностей залегания интрузивных	

		пород	
	4.2.	Полевое изучение интрузивов и элементы структурно-петрологического картирования	
	4.3.	Внутреннее строение интрузивных тел	
	4.3.1.	Внутреннее строение недифференцированных интрузивов	
	4.3.2.	Внутреннее строение дифференцированных интрузивов	
	4.3.3.	Внутреннее строение расслоенных интрузивов	
	4.3.4.	Изучение прототектоники интрузивных пород	
Гл. 5.	Геологическое изучение вулканических пород		
	5.1.	Вулканические аппараты и их строение	
	5.1.1.	Элементы вулканического аппарата	
	5.1.2.	Разновидности вулканов и их строение	
	5.2.	Особенности образования и условия залегания вулканических пород	
	5.2.1.	Лавовые потоки	
	5.2.2.	Пирокластические потоки	
	5.2.3.	Покровы	
	5.2.4.	Экструзивные фации	
	5.2.5.	Жерловые фации	
	5.2.6.	Субвулканические фации	
	5.2.7.	Пирокластические и пирокласто-осадочные фации	
	5.3.	Внутреннее строение и полевое изучение вулканических пород и структур	
	5.3.1.	Внутреннее строение лавовых потоков и экструзий	
	5.3.2.	Внутреннее строение пластов вулканокластических пород	
	5.3.3.	Внутреннее строение пластов вулканогенно-осадочных пород	
	5.3.4.	Полевое изучение вулканогенных пород	
Гл. 6.	Геологическое изучение метаморфических пород		
	6.1.	Метаморфизм и метаморфические породы	
	6.1.1.	Типы и фации метаморфизма	
	6.1.2.	Типы метаморфических комплексов и основные разновидности метаморфических пород	
	6.2.	Общие особенности строения и залегания метаморфических пород	
	6.2.1.	Морфология тел метаморфических пород и формы залегания	
	6.2.2.	Текстуры и структурные элементы метаморфических пород	
		Линейность	
		Будинаж-структуры	
	6.2.3.	Структурные формы метасоматических пород	
	6.3.	Методы изучения метаморфических толщ	
	6.3.1.	Петрографические методы изучения метаморфических пород	
	6.3.2.	Литологические методы метаморфических пород	
	6.3.3.	Петрогеохимические методы определения первичной природы метаморфических пород	
	6.3.4.	Изотопно-геохимические методы	
	6.3.5.	Стратиграфические методы	
	6.3.6.	Методы формационного анализа	
	6.3.7.	Структурный анализ	
	6.3.8.	Геофизические методы	
	6.3.9.	Дешифрирование аэрофото- и космофотоснимков	
	6.4.	Изображение метаморфических пород на геологической карте	
	6.4.1.	Особенности картирования метаморфических образований	
Гл. 7.	Вертикальная и латеральная неоднородность Земли		

	7.1.	Модели вертикальной (внутренней) и латеральной неоднородности и гипотезы их образования и эволюции Земли	
	7.2.	Основные этапы образования и развития земной коры	
	7.3.	Внутреннее строение Земли	
	7.4.	Основные структурные единицы литосферы	
	7.4.1.	Литосферные плиты	
	7.4.2.	Границы литосферных плит	
	7.4.3.	Внутренние области океанов	
	7.4.4.	Области перехода континент – океан	
	7.4.5.	Области континентов	
		<i>Континентальные платформы</i>	
		<i>Складчатые пояса континентов</i>	
		<i>Области внутриконтинентального орогенеза</i>	
		<i>Террейны</i>	
		<i>Рифты</i>	
		<i>Кольцевые структуры континентов</i>	
Гл. 8.	<i>Организация и производство геологосъёмочных работ</i>		
	8.1.	Масштабы и виды геологосъёмочных работ	
	8.2.	Основы организации геологосъёмочных работ	
	8.3.	Основы проведения геологосъёмочных работ	
	8.4.	Камеральный период геологосъёмочных работ	
Литература			
ПРИЛОЖЕНИЯ			

ВВЕДЕНИЕ

Краткая история развития геологического картирования

Элементы геологического картирования появились в древних цивилизациях со времени развития старинных промыслов по добыче соли, ломки строительного камня добычи ценных минеральных красок, поисков и разработки медных и железных руд и т.д. Знания элементов геологического картирования накапливались «рудознателями» и передавались из поколения в поколение, но письменные подтверждения их наличия встречаются крайне редко.

В России элементы геологического картирования имелись в горном деле также с давних пор. Но целенаправленное развитие поискового дела с некоторыми элементами научной системы наблюдений, способствующих развитию отраслей горного дела, началось на Руси с 1584 г. Тогда в Московском государстве был учрежден «Государев приказ каменных дел», в который входили специальные «дозорные» и «мерщики», осуществлявшие поиски и разведку месторождений строительного камня. В письменных инструкциях тех времен уже содержались сведения о методике поисков рудных жил и о картировании (прослеживании по падению и простиранью) их с применением компаса.

Начало следующего важного этапа в развитии прикладного геологического картирования связано с созданием Петром I осенью 1700 г. «Приказа рудокопных дел», который занимался поисками, разведкой и эксплуатацией месторождений полезных ископаемых. Потребность в развитии горного дела и поисках большого количества новых руд была вызвана необходимостью создания хорошо вооруженной армии. К середине восемнадцатого столетия были открыты богатые месторождения железа и меди на Урале, серебра и свинца на Алтае и в Забайкалье, каменного угля в Донбассе и т.д. Развитие отечественного геологического картирования в России в этот период связано с именем М.В.Ломоносова. Он обобщил разносторонний материал по методике поисков месторождений полезных ископаемых и по прикладному геологическому картированию в своих трактатах «О слоях земных», «О рудных местах и жилах и прииске их» и др., в которых первым в России положил начало науке о строении земной коры (тектонике), о структурной геологии и геологическом картировании.

В период начала второй половины XVIII века экспедиционными работами была охвачена огромная территория России – Крым, часть Кавказа, Прикаспийские районы, Северный Казахстан, Южный Урал, Алтай, Прибайкалье, многие районы Сибири, Камчатка. Большое количество академических экспедиций было проведено и в сопредельных с Россией юго-восточных странах. В них принимали самое активное участие русские ученые – И.И. Лепехин, П.Я. Озерцовский, Н.П. Рычков, П.С. Паллас, С.Г. Гмелин и многие другие. Собранный во время экспедиций материал и наблюдения сводились в обзорные, мелкомасштабные, а иногда и в крупномасштабные и детальные «чертежи» и «геогностические», геолого-петрографические и др. карты, на которых изображались разные типы пород, элементы их залегания, положение рудников, рудных тел и разных полезных ископаемых.

Дальнейшему развитию горного дела и геокартирования способствовали горные училища, основанные в г. Олонце, в г. Кунгуре и Уктасе на Урале и в г. Барнауле на Алтае, а также открытое в 1774 г. в Петербурге Высшее горное училище, позднее преобразованное в Горный кадетский корпус, а затем - в Горный институт.

Первая из известных карт (по Б.П.Высоцкому), на которой изображено в условных знаках распространение горных пород и минералов, была составлена Кулоном во Франции в 1644 г. Англичанин Листер в 1684 г. предложил обозначать на картах разновидности пород различными цветами. В Англии в 1743 г. Пакс составил карту, на которой распространенные горные породы были обозначены цветом и буквенными обозначениями, с приложением объяснения условных обозначений. В том же году француз Геттер издал мелкомасштабную «геогностическую» карту Франции, Англии и Германии с отображением на ней разновидностей горных пород, руд и минеральных

источников. В России (если не принимать во внимание старинные «чертежи» и планы рудных участков) одной из первых геологических карт является рукописная «геогностическая» (геолого-петрографическая) карта Восточного Забайкалья (м-б $\approx 1:120000$), составленная в конце XVIII века Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым.

Настоящие геологические карты, составленные на основах стратиграфии, стали появляться лишь в начале XIX века. В основу стратиграфии были положены разработанные к этому времени следующие принципы: 1 – принцип последовательности образования геологических тел (принцип Н.Стенона, 1669 г.); 2 – принцип биостратиграфического расчленения и корреляции (принцип У.Смита, 1816 г.); 3 – принцип фациальной дифференциации разновозрастных отложений (принцип А.Гресли, 1838 г. - Э.Реневье, 1884 г.); 4 – принцип актуализма (принцип Ч.Лайеля, 1830-1833 гг.); 5 – принцип неполной стратиграфической и палеонтологической летописи (принцип Ч.Дарвина, 1859 г.); 6 - принцип необратимости геологической и биологической эволюции (закон Ч.Дарвина, 1859 г.; закон Л.Долло, 1893 г.); 7 - принцип палеонтологической сукцессии (принцип Жиро Сулави, 1780 г.; или У.Смита, 1816 г.). Позднее, при стратификации стал применяться еще принцип возрастной миграции граничных поверхностей супракрустальных геологических тел (принцип Н.А.Головкинского, 1868 г; за рубежом он стал известен как закон И.Вальтера).

Активизировались работы по геологическому изучению России с образованием «Минералогического общества» (1817 г.), «Ученого комитета военного корпуса горных инженеров» (1825 г.) и «Географического общества» (1845 г.). В «Горном журнале» систематически публиковались геологические карты и новые материалы по геологии России. Это – «Петрографическая карта Донецкого края ...» Е.Ковалевского, «Геогностическая карта части Бахмутского уезда» Иваницкого, «Геогностическая карта части Славяносербского уезда в Донбассе» Анисимова и мн.др. работы. В 1841 г. Г.П. Гельмерсен, возглавлявший Ученый комитет горных инженеров, опубликовал «Генеральную карту горных формаций России», построенную на принципах стратиграфии. Но на ней еще было много белых пятен и неточностей. В 1840-45 гг. английский геолог Р.И.Мурчисон, французский палеонтолог Э.Вернейль и русский геолог А.А.Кайзерлинг обобщили многочисленные фактические материалы по геологии европейской части России и составили «Обзорную геологическую карту Европейской России» в м-бе 140 верст в дюйме. В 1845 г. I-ый том этой работы был опубликован на английском, а II-ой том – на французском. В 1846 г. А.Д.Озерский перевел эту работу на русский язык, сделал дополнения и изменения, а также примечания с указанием на главнейшие русские первоисточники, чего, к сожалению, не было сделано ранее Р.И.Мурчисоном.

Последующие 3-4 десятилетия можно назвать «эпохой печатных карт». В это время начинается выпуск военных трехверстных топографических карт западной части России и ряда других районов, создаются инструкции по геокартированию, публикуются – «Геогностическая карта южной части Уральского хребта» Меглицкого и Антипова, «Геогностическая карта Кузнецкого каменноугольного бассейна» Бояршинова, по Донбассу карты Носовых, а позднее и карты Л.И. Лутугина. Наряду с созданием геогностических карт, которые с 1860 г. по инициативе Г.П. Гельмерсена стали называться геологическими, геологические исследования и публикации по их результатам имели, в основном, теоретическую направленность – разрабатывались вопросы фаций и формаций, стратиграфии, тектоники, методические вопросы прикладного и теоретического характера.

Новым толчком в развитии геологического картирование послужило создание в 1875 г. Международного геологического конгресса и в 1882 г. – Геологического комитета России. На первой сессии конгресса в 1878 г. были поставлены конкурсные вопросы по геологическому картированию: о единой номенклатуре обозначений разных толщ и единой системе знаков для геологических карт; о значении ископаемой фауны для

разграничения геологических систем; о возможности разграничения пород по их литологическому составу; об установлении стратиграфических схем; о способах обозначения на геологических картах сдвигов и жил. На второй сессии в 1881 г. была принята универсальная система условных обозначений А.П. Карпинского и предложения по унификации стратиграфических подразделений от русского комитета, возглавляемого А.А. Иностранцевым, а также было принято решение о создании Геологической карты Европы в м-бе 1:2500000. А Геологический комитет России, который возглавил в 1885 г. А.П. Карпинский, начал работу по составлению 170 листов «Общей десятиверстной карты Европейской России» и руководство по составлению разномасштабных геологических карт. Были составлены геологические карты: Л.И. Лутугиным и П.И. Степановым по Донбассу; Е.С. Федоровым по Северному Уралу; И.В. Мушкетовым и Г.Д. Романовским по Туркестану; А.П. Карпинским по Западному Уралу и по Европейской России; А.Д. Архангельским по Поволжью, Заволжью и по Европейской России; И.М. Губкиным по Северному Кавказу; Н.И. Лебедевым по Кавказу; Н. Йос по Закавказью; Д.В. Голубятниковым по Апшеронскому полуострову; В.А. Обручевым по Средней Азии и по Восточной Сибири; и т.д. В результате работы Геолкома, в составе которого было всего 26 человек, к 1917 г. геологической съёмкой всех масштабов было покрыто около 10% общей площади России, а съёмки масштаба 1:200000 и крупнее составляли всего лишь около 0.45%.

После революции Геолком был реорганизован сначала в Главное геологоразведочное управление при ВСНХ, а затем в Комитет по делам геологии при Совнаркоме СССР. Были составлены геологические карты по Уралу, Кавказу, Якутии, Средней Азии. С 1933 г. начинается систематическое составление обзорных геологических карт для крупных регионов СССР. Только в 1933 г. было составлено более 30 карт – геологические карты Кольского п-ва и Карелии, Казахстана, Европейской части СССР и др., в 1934 г. карты Армянской ССР, Киргизской ССР, Западного Саяна, в 1935 г. – карта Украины и т.д. На ХУП сессии Международного геологического конгресса в 1937 г. в г. Москве экспонировалась «Геологическая карта СССР» м-ба 1:5000000 (ред. Д.В. Наливкин). Наиболее выдающиеся российские исследователи этого времени – А.Д. Архангельский, В.Н. Вебер, В.А. Обручев, Д.С. Белянкин, Н.С. Шатский, И.М. Губкин, Д.В. Наливкин, В.И. Вернадский, А.А. Полканов, П.М. Леонтовский и мн. другие.

За первые 20 лет Советской власти большой когортой геологов территория СССР была покрыта геологической съёмкой всех масштабов на 43%, из них - м-ба 1:200000 на 6,8% и 1:100000 на 2.8%. К 1940 г. геологическими съёмками было охвачено около 65%, а в 1945 г. – около 73%. В 1941 г. под редакцией Д.В. Наливкина была издана «Геологическая карта СССР» в м-бе 1:2500000.

После разгрома фашистской Германии геологическое картирование страны стало проводиться еще более активно. Это было обусловлено повышением статуса Комитета по делам геологии (в 1946 г. он был преобразован в Министерство геологии) и потребностями государства в открытии новых месторождений полезных ископаемых. Были созданы геологические управления и большое количество геологических экспедиций и партий во всех уголках Советского Союза. Огромная когорта геологов подвижников в тяжелейших погодных и бытовых условиях, во всех районах страны, включая и отдалённые, занималась геологическим картированием и поисками полезных ископаемых.

Таким образом, к концу XX столетия геологосъёмочными работами масштаба 1:1000000 было закартировано 92,5% всей территории России. Первое издание Госгеолкарты-1000 завершено в 1964 г. В настоящее время издано 40 листов из 48, второго издания карты.

Практически полностью геологическая карта (новая серия) масштаба 1:1000000 составлена для Сибирской платформы, Алтае-Саянского региона, Забайкалья, Дальнего Востока, Камчатки.

По некоторым регионам начато составление геологических карт масштаба 1:1000000 третьего поколения. (Листы "Воркута", "Норильск", "Алдан", "Николаевск-на-Амуре".) Такие же работы планируются на листах "Абакан" и "Усть-Каменогорск". Намечено так же пересмотреть Арктическую серию карт масштаба 1:1000000.

Из других мелкомасштабных геологических исследований в России проведено космофотогеологическое картирование (44,06% территории) и глубинное геологическое картирование (7,6 % территории).

По результатам мелкомасштабных геологических исследований для всей территории Российской Федерации составлены многочисленные сводные карты геологического содержания различных масштабов. В 1952 г. была составлена под руководством Н.С. Шатского и опубликована «Тектоническая карта СССР» в м-бе 1:4000000, переизданная в 1956 г., в 1966 г. – «Тектоническая карта СССР» м-ба 1:2500000 и многие другие.

Издание геологической карты масштаба 1:200000 было начато в 1955 г. К настоящему времени издано 2969 листов, что составляет 60,8%. Пока не подготовлены к изданию около 1900 листов, охватывающих в основном равнинные, слабо освоенные и плохо обнаженные районы Западной Сибири, побережья Ледовитого Океана, территорию Северо-Востока, а также восточную часть Русской платформы и некоторые районы Урала.

«Геологическая изученность территории Российской Федерации в масштабе 1:200000 достигла 82,45%. К началу 1994 г. из 4823 трапедий (номенклатурных листов) этого масштаба издано или подготовлено к печати 3454 (73%) листа Государственной геологической карты страны (Госгеолкарты-200). Остались не изданными карты равнинных и приарктических районов Западной и Восточной Сибири и восточной части России. После первого издания Госгеолкарты-200 площади основных горнорудных и других экономически освоенных районов были изучены в масштабе 1:50000 и крупнее.

Региональными геологосъемочными работами масштаба 1:200000 - 1:100000 покрыто 83,4% территории России. С учетом среднемасштабного аэрофотогеологического картирования геологическая изученность в масштабе 1:200000 достигает 99 %.

Около 40 % листов Госгеолкарты-200 издано 20 лет назад и ранее. Карты значительно устарели и не соответствуют современному уровню геологических знаний. Составлены они, как правило, на наиболее освоенные и обжитые районы республики, поскольку первые съемки среднего масштаба были проведены в развивающихся геолого-экономических районах. На сегодняшний день здесь получены принципиально новые геологические материалы, вследствие чего назрела необходимость обновления карт на новом уровне (составление геологических карт нового поколения), т.е. сделать обобщение во втором, обновленном издании Госгеолкарты-200. С 1995 года начата подготовка и издание Госгеолкарты-200 второго поколения для хорошо изученных в м-бе 1:50000 и крупнее горнорудных и других экономически освоенных районов.

Геологическая изученность территории России в масштабе 1:50000 неравномерна и составляет около 23,2 %. Основные объемы геологических съемок масштаба 1:50000 выполнены в промышленно освоенных горнодобывающих районах: на Урале, в Алтае-Саянском регионе, Приморском крае, на Северном Кавказе, в Норильском районе, Туве, Забайкалье, в Карело-Кольском регионе, Восточной Якутии, Амурской области, Хабаровском крае и на Северо-Востоке.

Старение листов Госгеолкарты-50, срок которого оценивается специалистами в 7-15 лет, опережает прирост новой информации. По экспертным оценкам около 50% геологических карт не соответствует современным требованиям и подлежит обновлению с учетом новейших представлений о составе, строении и эволюции Земной коры.

Начиная с 1993 г. геологическое картирование в масштабе 1:50000, с учетом специализации на отдельные виды минерального сырья, исключено из перечня работ для федеральных нужд и выполняется по заказам и за счет средств конкретных недропользователей.

Изученность геофизическими методами в целом несколько опережает геологическую. Аэромагнитной съемкой в масштабе 1:200000 заснято около 95 % территории страны. Однако, эти съемки в значительной мере были выполнены в 50-60 годы и по точности измерений и детальности построения карт не удовлетворяют современным требованиям. Площади планируемого геологического доизучения в масштабе 1:200000 новой серии должны быть пересняты современными аэромагнитными съемками.

Крупномасштабные аэромагнитные съемки (масштаб 1:50000), соответствующие современным требованиям, составляют примерно 22 % от территории России.

Гравиметрические съемки масштаба 1:200000 охватывают 92 % территории республики.

Геохимические материалы современного качества имеются на 20-30% площадей основных горнорудных районов. *Требуют обновления 87 % ранее закартированных площадей Кольского полуострова, 65 % Урала, 60% Западной Сибири и т.д.*

В 1991-1993 гг. проводились геологосъемочные работы на суше и континентальном шельфе в масштабах 1:1000000 (1:500000), 1:200000 и 1:50000, а также другие виды исследований, направленные на подготовку площадей для геологического картирования: опережающие геофизические и геохимические работы, сопровождающиеся научно-исследовательскими и опытно-методическими работами. Региональные морские работы проводились на шельфе Баренцева и Карского морей, на островах и прилегающем шельфе архипелагов Земля Франца Иосифа и Новосибирские острова, на шельфе Охотского, Японского, а также акватории Черного и Азовского морей.

Работы на суше проводились силами 140 геологических предприятий на 1000 объектах (в том числе собственно геологосъемочных около 500 объектов), на шельфе - силами 5 организаций на 20 объектах.

В результате проведенных камеральных и ограниченных объемов полевых работ, получены новые данные по геологическому строению и металлогении изученных площадей, оценены и расширены перспективы ранее выявленных проявлений и рудоносных площадей, открыты новые проявления полезных ископаемых:

- Золото на Северо-Западе европейской части, на Урале, Алтае и в Восточной Сибири.
- Олово на Дальнем Востоке, полиметаллы в Забайкалье и Приморье.
- Фосфориты и магнезиты на Южном Урале, платина на Кольском полуострове и на Камчатке, бокситы на Урале, в Вологодской и Ленинградской областях, алмазы в Приморье.
- На Северном Урале выявлена крупная зона, перспективная на редкометальное оруденение. В пределах Муйской структурно-формационной зоны выявлено и оценено три участка, перспективных на хромитовое оруденение, в Енисейском крае - перспективное проявление колчеданно-полиметаллических руд. Установлено широкое развитие титан-циркониевых россыпей в Белгородской, Брянской и Московской областях.
- Положительные результаты при поисковых работах на алмазы получены в Приморье, где выявлена новая алмазоносная площадь в восточной части Ханкайского кристаллического массива (россыпное проявление в коре выветривания и коренное кимберлитовое тело). Особо важное значение имеет выявленная в 1994 г. новая алмазоносная площадь в Якутии.
- На восточном склоне Анабарского щита открыто 25 новых кимберлитовых тел.
- В Пенжинском секторе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделены два участка, перспективные на золото-серебряное оруденение, с прогнозными ресурсами, отвечающими среднему и крупному месторождениям.

С 1991 г. в рамках программ "Геохимическая карта России" и "Геоэкология России" проводится комплекс геолого-геохимических, опытно-методических и научно-исследовательских работ на одиннадцати эталонных полигонах. Основной целью этих работ является разработка научно-методических основ и технологии многоцелевого геохимического картирования масштабов 1:1000000, 1:200000, 1:50000 для решения задач геологической съемки, прогноза полезных ископаемых, оценки состояния геоэкосистем, обоснования направлений рационального природопользования и различных аспектов хозяйственной деятельности.

Работы начинались на одиннадцати полигонах: Кольском, Московском, Алтайском, Байкальском, Восточно-Забайкальском, Приморском, Уральском, Красноярском, Северо-Кавказском, Тюменском, Кузбасском. Выбор полигонов был обусловлен необходимостью учета различных особенностей территории России: геолого-структурные (платформы, щиты, складчатые области и др.), ландшафтные (от тундровых до степных), хозяйственно-функциональные (сельскохозяйственные, горнорудные, урбанизированные районы, промышленные агломерации) и минерагенические (рудные районы различных типов).

Важнейшие методические и технологические результаты, полученные при проведении работ на полигонах, использованы при составлении комплекта обзорных геолого-геохимических и геофизических карт России масштаба 1:5000000. В этот комплект вошли следующие карты: ландшафтная эколого-геохимическая; эколого-гидрогеологическая; условий формирования гипергенных геохимических полей; эколого-инженерно-геологическая; обеспеченности водами; источников техногенного загрязнения; геохимической специализации структурно-формационных комплексов; структурно-формационная; геохимических аномалий; загрязнения геологической среды нефтепродуктами; эколого-радиологическая.

Геологические исследования, проводимые в Русской Лапландии (ныне Мурманская область) в XVIII-XIX вв. были эпизодическими. Ими руководили: Л.Д. де ла Круайер, И.И.Лепехин, Ф.П.Литке, Н.Я.Озерцовский, П.Б.Риппас, Рамсей, Гакман и многие другие. Систематические исследования на Кольском полуострове были начаты с 20-ых годов XX в. Это экспедиции, в которых участвовали А.Е.Ферсман, Б.М.Куплетский, А.А.Полканов, Д.В.Шифрин, Н.А.Елисеев и многие другие, ставшие первооткрывателями месторождений полезных ископаемых. За 1920-1940 гг. была создана геологическая школа в регионе, сырьевая база и заложена горнорудная инфраструктура. В период 1945-1965 гг. территория Мурманской области была покрыта съёмкой м-ба 1:200000 и 56 листов Госкарты-200 были изданы к 1975 г. Одновременно большая часть территории была закартирована в м-бе 1:50000, а рудные районы - и более детально. В настоящее время крупномасштабное картирование в м-бе 1:50000 приостановлено, но составляются Госгеолкарты-200 второго поколения на горнорудные территории и опубликована Госгеолкарта-1000 Мурманской области. Первая геологическая карта Мурманской области м-ба 1:1000000 была подготовлена под руководством Л.Я.Харитонova и опубликована в 1957 г. В настоящее время издано большое количество разнообразных геологических (тектонических, метаморфических и т.д.) карт по Кольскому региону.

Региональные геологосъёмочные и геофизические работы создают фундаментальную основу для системного геологического изучения страны и прогнозирования полезных ископаемых в недрах. Они призваны обеспечивать различные отрасли промышленности и сельского хозяйства систематизированной геологической информацией для решения многих вопросов в области геологоразведки, горного дела, мелиорации, строительства, обороны, рационального природопользования, экологии, прогноза сейсмоопасности, вулканических извержений и других современных геологических процессов.

Российская школа геологического картирования традиционно является "законодателем мод" в мировой геологической школе. Составленные отечественными учеными и специалистами карты геологического содержания служили и служат образцом для составления аналогичных карт по другим территориям, странам и континентам. Разработаны и используются новые методы преобразования карт геологического содержания в дискретный вид, применимый для их комплексного человеко-машинного анализа.

Цели и задачи геологического картирования

Целью геологического картирования является всестороннее изучение геологического строения, полезных ископаемых и составление геологической карты исследуемого района в выбранном масштабе.

Главным методом при геологическом картировании является проведение по определенным методикам визуальных наблюдений поверхности эрозионного среза в

естественных обнажениях или искусственных обнажениях - в горных выработках (шурфах, канавах и др.) и в буровых скважинах. Под визуальными наблюдениями понимается систематическое и всестороннее изучение в обнажениях горных пород с целью определения их состава, возраста и форм залегания и нанесение их распространения на топокарту или топооснову.

Для более полного изучения состава и свойств горных пород и структуры района исследований одновременно с геологическим картированием до или после окончания работ применяются сопутствующие методы. Это комплекс геофизических методов (радиометрия, электроразведка, гравиметрия, магнитометрия, сейсмометрия), дешифрирование аэро- и космоснимков, лито- и петрохимический, био- и гидрохимические методы, исследование под микроскопом и т.д.

Для выяснений условий происхождения горных пород применяются палеогеографический и палеофациальный методы, а также – актуалистический, сравнительный и сравнительно-исторический и метод моделирования природных условий.

При определении возраста образования горных пород применяются стратиграфический и палеонтологический метод, а также геохронологические (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и др.) методы. Последние позволяют определять и возраст преобразования горных пород.

Методики разномасштабного геологического картирования разных горных пород и разных структур земной коры изложены в многочисленных инструкциях, практических руководствах и методических рекомендациях.

Для обеспечения геологического картирования необходимы топокарты и топоосновы, космо- и аэрофотоснимки, геофизические материалы и приборы (горный компас, aneroid, навигатор-GPS и др.).

Топографическая карта и топографическая основа

При геологических исследованиях для составления геологической карты необходимым условием является наличие топографической карты или топографической основы. Понятия «топографическая карта» и «топографическая основа» неидентичны. *Топографической картой* называется графическое изображение поверхности Земли на плоскости в уменьшенном виде (с учетом кривизны Земли как шара), всех ее естественных и искусственных географических объектов, которое позволяет одновременно обозревать, оценивать и сопоставлять их взаиморасположение и свойства в пространстве. *Топографической основой (топоосновой)* называется упрощенная или разгруженная от излишних подробностей топографическая карта. Топооснова довольно часто применяется при составлении геологических карт.

Современные топографические карты создаются на базе аэрофототопографических карт, для которых основные материалы даёт аэрофотосъёмка. Наиболее важным элементом топографической карты, используемой для геологической съёмки, является рельеф, изображенный с помощью горизонталей, т.е. линий, соединяющих точки рельефа с одинаковой высотой над уровнем моря. Топокарты для геологического картирования должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Масштаб топоосновы или топокарты должен быть в два раза крупнее масштаба составляемой геологической карты.

2. Топокарта должна наиболее полно отражать рельеф территории с достаточно детальным сечением горизонталей (например, при масштабе 1:50000 сечение будет 2-5 м на равнине и 10-25 м – в горах).

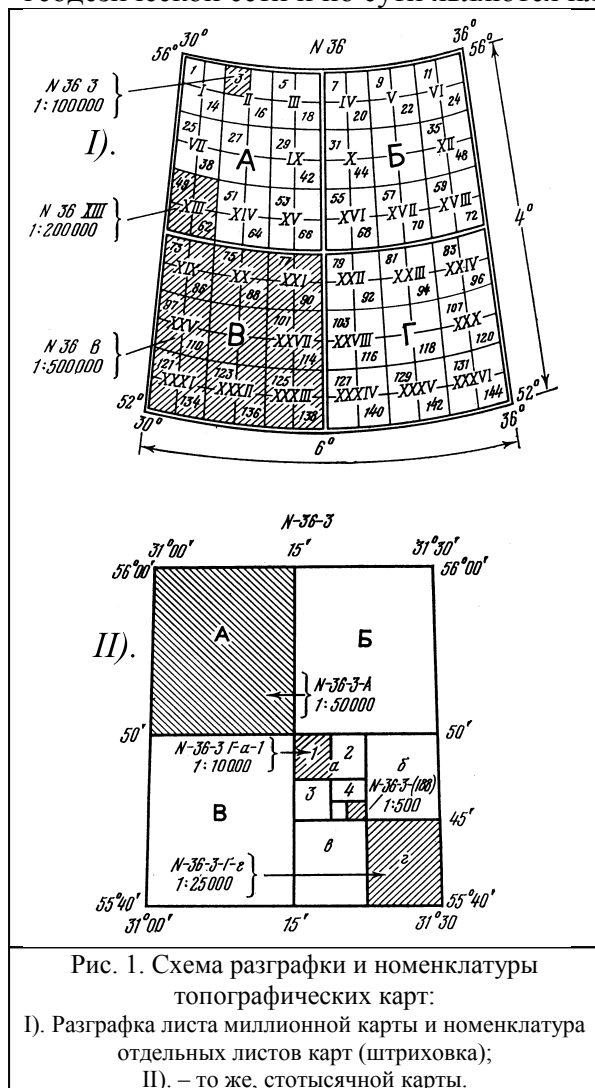
3. Топооснова должна быть четкой, точной, но не перегруженной подробностями.

Особенности, масштабы и номенклатура топографических карт.

При построении топокарты особенности строения фрагментов земной сферической поверхности переносятся на плоскость. Но невозможно развернуть сферическую поверхность на плоскость без искажений. Поэтому топокарты строят в

картографических проекциях (у нас в стране принята проекция Гаусса), производят их генерализацию. Степень генерализации тем выше, чем мельче масштаб топокарты. Отдельные листы топокарт имеют вид трапеций.

Топографические карты подразделяются на государственные (в масштабах 1:1000000, 1:500000, 1:200000, 1:100000, 1:50000, 1:25000, 1:10000) и местные (в масштабах 1:5000, 1:2000, 1:1000, 1:500 и крупнее). Местные карты привязаны к государственной геодезической сети и по сути являются планами.



Вся территория земного шара для удобства делится на отдельные листы карт разных масштабов. За основу номенклатуры принимается лист в м-бе 1:1000000, полученный путем деления северного (также и южного) полушария на 60 меридиональных колонн и на 23 широтных ряда. Колонны обозначаются арабскими цифрами от 1 до 60, начиная от 180 меридиана на восток, а ряды - латинскими буквами от А до V, начиная от экватора. Таким образом, размер миллионной карты составляет 4° между параллелями и 6° между меридианами (рис. 1). Листы карт масштаба 1:500000, 1:200000 и 1:100000 получают путем деления миллионного листа на 4, 36 и 144 листа соответственно. Листы карт в масштабе 1:50000, 1:25000 и 1:10000 получают путем деления стотысячного листа на 4, 16 и 64 листа соответственно. Планшет карты м-ба 1:5000 получают путем деления листа стотысячной карты на 256 частей, причем цифра указывается в скобках. Планшет карты м-ба 1:2000 получают делением листа пятитысячной карты на 9 частей, которые обозначаются маленькими буквами от «а» до «и».

Примеры разграфки и номенклатуры листов миллионной карты на более крупные и стотысячной карты на более крупные приведены на рис. 1 и в таблице 1.

Таблица 1. Число листов карт различных масштабов и размеры листов

Число листов	Масштаб карты	Размеры листа		Номенклатурный знак	Примечание
		По меридиану	По долготу		
1	1:1000000	4°	6°	N-36	Ряды от А до V (латинские), колонны от 1 до 60
4	1:500000	2°	3°	N-36, А, Б, В, Г	Номенклатурный знак двузначный
36	1:200000	40'	2°	N-36-(I-XXXVI)	Номенклатурный знак трехзначный, последний знак от I до XXXVI
144	1:100000	20'	30'	N-36-(1-144)	Номенклатурный знак трехзначный, последний знак от 1 до 144
4	1:50000	10'	15'	N-36-1-А, Б, В, Г	Номенклатурный знак четырехзначный
16	1:25000	5'	7'30"	N-36-1-А-а, б, в, г	Номенклатурный знак пятизначный
64	1:10000	2'30"	3'45"	N-36-1-А-а-1, 2, 3, 4	Номенклатурный знак шестизначный

Таким образом, система обозначений карт более крупных масштабов имеет в основе номенклатуру листов миллионной карты и как промежуточную основу –

номенклатуру стотысячной карты. Такая разграфка и номенклатура позволяет быстро определить положение любого заснятого планшета на обширной территории и указывает на масштаб карты.

Геологическая карта и другие виды геологической графики

Общие сведения о геологических картах

Геологической картой называется графическое изображение на топографической карте или на топографической или географической основе с помощью условных знаков геологического строения территории, т.е., распространения и условий залегания горных пород на земной поверхности, разделенных по возрасту и составу. Геологические карты являются одним из важнейших результатов геологического картирования. Кроме того, они могут быть составлены и по результатам обработки материалов предыдущих геологических исследований, в особенности это относится к сводным и обзорным картам.

Качество геологической карты зависит от профессионального уровня исследователей и исполнителей, от топографической основы, от степени обнаженности и от детальности изучения геологического строения. В любом случае, карты отражают труд большого коллектива геологов, их субъективные и объективные знания о том или ином участке земной коры и истории образования и преобразования слагающих его горных пород. Они служат основой для прогнозирования полезных ископаемых, проектирования поисковых и разведочных работ, проведения инженерно-геологических и гидрологических изысканий, строительных и мелиоративных работ и т.д.

На одной геологической карте не всегда бывает возможным отобразить всю информации, например, показать тектонические, структурные, геоморфологические, гидрологические особенности и многое другое. Поэтому для одного и того же района может составляться несколько карт, отражающих разные аспекты геологического строения и геологической истории, и они будут иметь различное содержание, название и назначение.

Типы геологических карт

Среди карт, которые составляются при геологическом картировании, принято выделять обязательные и специальные. К обязательным картам относятся: карта фактического материала, геологическая карта (основная), карта полезных ископаемых. К специальным картам относятся: карта четвертичных образований (она может быть и основной картой), литологическая, литолого-фациальная, формационная, петрографическая, метаморфическая, тектоническая, структурная, геодинамическая, геоморфологическая, геохимическая, фациально-палеогеографическая, палинспастическая, гидрогеологическая, инженерно-геологическая и карта закономерностей размещения полезных ископаемых и карты прогноза по отдельным видам минерального сырья или их комплексов, различные геофизические карты (петроплотностная, карты магнитных и гравитационных аномалий, удельного электрического сопротивления и т.д.) и др. Кроме того, существуют карты дополнительные и вспомогательные, отражающие результаты применения каких-либо специальных методов изучения свойств горных пород или полезных ископаемых и их закономерностей.

Геологические карты также подразделяются на кондиционные и некондиционные. Кондиционные карты (в м-бе 1:200000, 1:100000, и очень редко в м-бе 1:50000 или 1:25000) составляются с обязательным соблюдением инструкций и методик геологического картирования [Инструкция ..., 1995; и др.], подлежат государственному изданию и являются секретными или закрытыми (т.е. для служебного пользования). При составлении некондиционных карт допускаются отклонения от требований инструкций при использовании топоосновы, условных обозначений и т.д. Они относятся к открытым материалам.

Виды геологических карт

В зависимости от масштаба геологические карты делятся на пять видов:

1. *Обзорные карты* мельче м-ба 1:1000000. Они составляются на значительно упрощенной контурной топографической основе путем обобщения более крупномасштабных геологических карт и материалов дистанционных и геофизических исследований и отображают наиболее общие черты геологического строения, регионов, стран, континентов или всего земного шара.

2. *Мелкомасштабные карты* м-ба 1:1000000 и 1:500000. Они составляются на менее упрощенной топооснове аналогичным образом, что и обзорные карты, и отражают обобщенные черты геологического строения регионов или стран и закономерности размещения полезных ископаемых. Если они отвечают по своему содержанию кондиционным картам, то они издаются полистно в рамках топографических планшетов международной нарезки с объяснительной запиской к каждому листу. Некондиционные мелкомасштабные карты составляются на произвольные по размерам территории и без обязательного соблюдения общепринятых инструкций и методик.

3. *Среднемасштабные карты* имеют масштаб 1:200000 и 1:100000. Они составляются на упрощенной топооснове с разреженной сетью горизонталей в рамках листов международной номенклатуры, отражают черты геологического строения определенных территорий, закономерности размещения полезных ископаемых и их прогнозную оценку. Листы масштаба 1:200000 сопровождаются стратиграфической колонкой, геологическими разрезами и объяснительной запиской.

4. *Крупномасштабные карты* м-ба 1:50000 и 1:25000 составляются полистно на точных топоосновах, отображают подробное геологическое строение небольших по площади территорий, перспективных в отношении полезных ископаемых, либо предназначенных для решения прикладных задач (строительство гидростанций, городов, предприятий и т.д.). Эти карты сопровождаются стратиграфическими колонками, разрезами и объяснительной запиской.

5. *Детальные геологические карты* имеют масштаб 1:10000 и крупнее и составляются на специальных топоосновах. Они отражают геологию районов или участков, на которых есть рудопроявления или месторождения полезных ископаемых или возводятся промышленные (заводы, шахты, рудники и др.), гражданские, гидротехнические и другие сооружения, положение которых точно фиксируется с помощью маркшейдерских инструментов.

Общие требования к оформлению геологических карт

Для того чтобы геологические карты были понятны, существуют общепринятые нормы составления и оформления их, отраженные в инструкциях и методических рекомендациях. Геологические карты строятся, в основном, с помощью общепринятых условных знаков. Главными элементами, дополняющими геологическую карту, являются условные обозначения, геологические разрезы и стратиграфическая колонка, которые выносятся за рамку карты и составляют «зарамочное оформление». К «зарамочному оформлению» относятся также необходимые надписи (название карты с привязкой к географическому или иному объекту, номенклатура листа, год составления карты и авторство, выходные данные издательства и т.д.) и численный и линейный масштабы.

Условные знаки и условные обозначения геологических карт

Условные знаки необходимы для обозначения на карте: 1 - состава, возраста, происхождения и условий залегания пород; 2 – границ между геологическими образованиями и разрывных нарушений, а также их морфологических особенностей и прочих структурных элементов; 3 – полезных ископаемых, палеонтологических и прочих находок. Часть этих знаков используется при составлении стратиграфических колонок и геологических разрезов. Различают три основных вида условных знаков: 1 – цветовые; 2 – графические (штриховые и крап); 3 – буквенные и цифровые. Кроме того, условные знаки подразделяются на масштабные (контурные и внеконтурные), немасштабные (линейные) и точечные. Контурные знаки бывают цветовыми, штриховыми и могут дополняться крапом. Внеконтурными знаками обозначается, например, площадь распространения кор

выветривания или метаморфических зон, не совпадающих с геологическими границами. Внемасштабными, или линейными знаками на карте обозначаются маркирующие горизонты (пласты, слои), дайки, силлы и жилы малой мощности, геологические границы, разрывные нарушения и их морфологические разновидности. Точечными внемасштабными знаками обозначаются условия залегания слоёв, ориентировки шарниров складок, главнейшие палеонтологические находки, пункты определения абсолютного возраста, отбора проб и минералов, геологоразведочные выработки (скважины, шурфы, канавы, расчистки) и др.

Цветовые знаки в соответствии с рекомендациями [Инструкция ..., 1995] служат для обозначения возраста осадочных, вулканогенных и метаморфических пород (табл. 2), состава интрузивных пород (табл. 3), состава метаморфических пород и метаморфических фаций, состава вулканогенных пород четвертичного возраста, генетических типов четвертичных образований и мн. др.

Табл. 2. Цвета раскраски и индексы основных стратиграфических подразделений на картах

Группы и система	Цвет	Индекс
Кайнозойская группа	Желтый	KZ
Системы: четвертичная	Желтовато-серый	Q
неогеновая	Лимонно-желтый	N
палеогеновая	Соломенно-желтый	
Мезозойская группа	Зеленый	MZ
Системы: меловая	Зеленый	K
юрская	Синий	J
триасовая	Фиолетовый	T
Палеозойская группа	Грязно-зеленый (хаки)	PZ
Системы: пермская	Оранжево-коричневый	P
каменноугольная	Серый	C
девонская	Коричневый	D
силурийская	Салатно-зеленый	S
ордовикская	Оливковый	O
кембрийская	Серо-зеленый	Є
Протерозойская группа	Розовый	PR
Архейская группа	Сиренево-розовый	AR

Табл. 3. Цвета раскраски и индексы основных разновидностей интрузивных и вулканогенных нестратифицированных образований на картах

Группа пород по химическому составу	Интрузивные породы, эффузивные породы	Цвет	Индекс	
			Буква	Название буквы
Кислые	граниты, риолиты	красный	γ λ	гамма ламбда
Умереннокислые	гранодиориты, тоналиты дациты	малиновый	γδ ζ	гамма, дельта дзета
Средние	диориты андезиты	зелёный	δ α	дельта альфа
Основные	габбро базальты	синий	ν β	ню бета
Ультраосновные	перидотиты, дуниты пикриты	фиолетовый	σ ι	сигма йота
Щелочные, умереннощелочные	сиениты граносиениты фонолиты трахиты	красно-оранжевый	ξ γξ φ τ	кси гамма, кси фи тау
Ультращелочные	фельдшпатоидные сиениты нефелиновые лейциты	оранжево-желтый	η ω	эта омега

Примечание. 1). В инструкциях, рекомендованных к использованию при разных масштабах картирования, могут рекомендоваться и другие индексы и их наборы, необходимые для обозначения большого разнообразия интрузивных и вулканогенных пород. 2). При составлении геологических карт разного масштаба для областей с преимущественным распространением докембрийских пород используется вся цветовая гамма, а не только розовые и сиренево-розовые цвета.

Графические знаки (штриховые знаки и крап)

Для обозначения состава пород часто используются штриховые знаки в виде параллельной или сетчатой (квадратной, ромбовидной и др.) и прочей штриховки разного направления, с разным расстоянием между линиями и с разной толщиной линий.

Для обозначения стратифицированных осадочных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород разного состава или интенсивности проявления метаморфизма применяется крап. Крапом называют специальные графические знаки в виде небольших черточек, штрихов разной толщины и ориентировки, треугольников, «птичек» кружочков, прямоугольников, эллипсов, точек и т.д. Для обозначения состава пород применяется чёрный крап. Цветным крапом в сочетании со штриховкой различного цвета, направления и густоты можно показать, например, виды и интенсивность метаморфизма.

Буквенные и цифровые знаки

Буквенные и цифровые знаки применяются для обозначения стратиграфических подразделений разного ранга, а также генезиса и состава пород [Инструкция ..., 1995].

Среди основных стратиграфических подразделений выделяют: общие (или планетарные), к которым относятся: группа, система, отдел, ярус, зона и звено; региональные или провинциальные – горизонт и зона; местные – комплекс, серия и свита. Выделение и индексация стратиграфических подразделений производится в соответствии с правилами «Стратиграфического кодекса СССР» [1977].

Индекс подгруппы образуется путем прибавления к индексу группы арабских цифр (**PZ₁** – нижний палеозой, **PZ₂** – средний палеозой, **PZ₃** – верхний палеозой). Индекс отдела состоит из буквенного индекса системы и арабских цифр (**P₂** – верхний отдел пермской системы, **D₁** – нижний отдел девонской системы). Подразделения палеогена и неогена обозначаются также, но имеют собственные названия: нижний палеоген – палеоцен, средний палеоген – эоцен и верхний палеоген – олигоцен: **N₁** – нижний неоген (миоцен), **N₂** – верхний неоген (плиоцен). Основные подразделения четвертичной системы в отличие от отделов других систем обозначаются римскими цифрами (от древних к молодым): **I** – нижнечетвертичный отдел (эоплейстоцен), **II** – среднечетвертичный отдел (мезоплейстоцен), **III** – верхнечетвертичный отдел (неоплейстоцен), **IV** – современный отдел (голоцен).

Возрастной индекс яруса образуется путём добавления к индексу отдела сокращенного латинизированного названия яруса, написанного прямым шрифтом строчных букв. Например, келловейский ярус верхнего отдела юрской системы – **J₃cl**, а нижний подъярус келловейского яруса – **J₃cl₁**. Местные и региональные стратиграфические подразделения (комплексы, серии, свиты, горизонты и провинциальные зоны) обозначаются путем добавления к индексу отдела латинизированного сокращённого названия подразделения, написанного курсивом. Например, силинская свита верхнего отдела юрской системы – **J₃sl**, курайлинский горизонт верхней перми – **P₂kr**.

Генезис четвертичных образований обозначается строчными буквами латинского или греческого алфавита, написанных прямым шрифтом: **e** – элювиальные, **d** – делювиальные, **a** – аллювиальные, **l** – озёрные, **m** – морские, **g** – ледниковые, **f** – флювиогляциальные, **β** – вулканогенные, **π** – грязевулканические, **t** – техногенные и т.д. Смешанное происхождение пород обозначается сочетанием букв, например, элювиально-делювиальные отложения – **ed**.

Примеры обозначения состава вулканогенных и интрузивных пород индексами приведены в таблице 3. Породы, имеющие порфировую структуру, обозначаются путём добавления к индексу соответствующей группы пород буквы **π**, например, гранит-порфиры – **γπ** и т.д. Каждая петрографическая группа на карте раскрашивается своим цветом с нанесением определённого крапа и обозначается соответствующим индексом, а её возраст обозначается индексами, применяемыми для стратифицированных отложений.

Например, раннемеловые граниты – γK_1 , позднедевонские габбро – vD_3 , среднетриасовые базальты – βT_2 и т.д.

Буквенные индексы также используются для указания на карте породообразующих минералов жильных и метаморфических пород: кварц – **q**, пироксен – **p**, роговая обманка – **h**, кордиерит – **cor**, ставролит – **st** и т.д.

Легенда (условные обозначения)

Условные обозначения помещаются обычно справа от карты и заключаются в прямоугольники определённого размера (например, 8×15 мм). Прямоугольник окрашивается соответствующим цветом, заполняется штриховыми знаками или крапом и внутри его проставляется индекс. Справа даётся словесное объяснение условного знака. В расположении условных знаков соблюдается строгий порядок. В первой вертикальной колонке сначала идут условные обозначения, характеризующие стратифицированные образования (осадочные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и метаморфические), располагаемые сверху вниз от более молодых к более древним, затем – условные обозначения интрузивных и нестратифицированных вулканогенных образований (также от ранних к поздним). Во второй колонке, которая располагается правее первой (или ниже), находятся условные обозначения, объясняющие специальные знаки (крап), используемые при составлении геологической карты. К низу от них в этой же колонке даются обозначения геологических границ, разрывных нарушений и их морфологических разновидностей. Далее следуют условные обозначения элементов залегания слоёв, мест находок ископаемой фауны и флоры, горных выработок и прочих внemasштабных точечных объектов.

Стратиграфическая колонка

Стратиграфическая колонка отражает возрастную последовательность, мощности и литологический (петрографический) состав горных пород как обнажающихся на поверхности, так и вскрытых горными выработками (канавами, шурфами, скважинами) на изучаемой площади. Для колонок принята стандартная табличная форма из ряда (до 8-9) вертикальных граф (рис. 2). В центре в виде узкого столбика изображена геологическая колонка с показанными на ней (специальными графическими знаками) породами. Слева от колонки в отдельных столбцах указываются стратиграфические подразделения единой шкалы (слева направо) от системы до яруса включительно с указанием индексов. Правее колонки располагается столбец с указанием мощности подразделений в метрах. За ним следует столбец с характеристикой пород – с литологическим или петрографическим описанием пород. В нём отмечают также полезные ископаемые, ископаемая флора и фауна, а также приводятся названия местных, региональных и вспомогательных стратиграфических подразделений. Четвертичные отложения на колонке обычно не показываются.

эратема	система	отдел	ярус	индекс	литологическая колонка	мощность в метрах	литологическая (петрографическая) характеристика пород
мезозойская - MZ	меловая	верхний	кампанский	K_2km		10	аргиллиты
			сантонский	K_2st		10	алевролиты
			туронский	K_2t		10	глинистые песчаники
	юрская	нижний	альбский	K_1al		10	известняки
			аптский	K_1a		10	песчаники
		верхний	титонский	J_3tt		10	доломиты
						10	конгломераты
			тоарский	J_1t		10	гравелиты
						10	песчаники

Рис.2 . Схема построения стратиграфической колонки

Стратиграфическая колонка составляется в произвольном, но более крупном масштабе, чем масштаб карты. В случае значительной изменчивости разреза следует составлять две и более сводные колонки. Когда мощности пород сильно колеблются, в колонке приводятся их значения (например, 100-650 м), а на колонке откладываются их максимальные величины. Если мощность каких то подразделений значительно больше остальных, то в однородных в вещественном отношении интервалах допускается делать разрывы, изображаемые тонкой двойной (с промежутком в 2 мм) волнистой линией.

Независимо от условий залегания пород (т.е. при горизонтальном, наклонном или складчатом) в колонке слой показывают только горизонтально лежащим. При согласном залегании пород геологические границы показывают прямыми линиями, при несогласном – волнистыми (стратиграфическое несогласие) или зазубренными (угловое или структурное несогласие). Нижняя часть колонки ограничивается сплошной линией.

Геологические разрезы

Геологические разрезы на кондиционных картах обычно располагаются под южной рамкой ниже линейного масштаба симметрично относительно планшета. Они должны пересекать всю площадь листа карты вкрест простирания пород и захватывать наиболее типичные, важные и тектонически-сложные места. В зависимости от сложности строения района количество разрезов может варьировать от одного до пяти. Горизонтальный и вертикальный масштабы разреза должны быть одинаковы, и соответствовать масштабу карты. Преувеличение вертикального масштаба допускается только для изображения горизонтально залегающих отложений, сложенных маломощными слоями разного состава. Разрез составляется в строгом соответствии с принятой для карты стратиграфической схемой с отображением условий залегания пород.

На каждом разрезе должны быть показаны: линии уровня моря, на концах разреза – шкалы вертикального масштаба и обозначения, привязывающие разрез к карте. Географические ориентиры (реки, вершины и др.), через которые проходит линия разреза, указываются сносками и сопровождаются надписями названий ориентиров. Буровые скважины, попадающие на разрез, изображаются на разрезе тонкими линиями, а расположенные вблизи разреза – штриховыми линиями.

Общие правила построения разрезов. На карте вкрест простирания пластов или по другому выбранному направлению проводится линия геологического разреза, на концах которой проставляются буквы, например, А – Б. Разрезы должны быть ориентированы следующим образом: слева расположены западные румбы (начало разреза), а справа – восточные (конец разреза). Если линия разреза имеет меридиональное направление или направление, отклонённое к востоку от меридиана, то разрезы под картой вычерчиваются так, чтобы слева был южный (А), а справа – северный (Б) конец разреза. Линия разреза может быть ломаной, но с минимальным количеством изломов, которые обозначаются прописной буквой русского алфавита.

По линии разреза прежде строится топографический профиль в выбранном масштабе. Для этого на листе бумаги прочерчивается линия разреза такой же длины, как и линия на карте. На условной нулевой линии откладываются точки пересечения линии разреза с горизонталями рельефа на карте и под точками указываются их высотные отметки. Затем с обоих концов условной нулевой линии строят (и надписывают) вертикальный масштаб. Деления вертикального линейного масштаба должны соответствовать высоте между горизонталями. По системе прямоугольных координат находят точки поверхности земли в местах пересечения горизонталей разрезом, соединив которые плавной кривой получают линию топографического профиля.

Затем на топографическую основу разреза наносятся геологические данные. Для этого измеряют ширину выхода каждого пласта по линии разреза на карте и отрезки откладывают на нулевой линии, а потом их проектируют (восстанавливают по перпендикуляру) до пересечения с линией топографического профиля и уже от них проводят границы пластов в вертикальной плоскости. В случае наклонного залегания

пластов и линии разреза, проведённой под углом к падению пород, залегание пород определяется геометрическим путём, либо по прилагаемой в методических пособиях номограмме.

Еще проще можно построить топографический профиль и вынести геологические границы следующим образом. Одинаковые деления вертикального ограничения разрезов соединяются горизонтальными линиями. Затем, перегнув карту по линии разреза, прикладывают её к линиям разреза и выносят точки пересечения линии разреза с горизонталями на аналогичные по высоте горизонтальные линии, а потом точки плавно соединяют. Аналогично переносятся на топографический профиль и геологические границы.

Над разрезом надписывается его название, под ним – числовой вертикальный, а также числовой и линейный вертикальный масштабы, а по сторонам – буквенные обозначения, которыми обозначаются начало (А) и конец (Б) линии разреза, либо направление по сторонам света, например, ЮЗ (начало) и СВ (конец) линии разреза.

Изображение геологических границ

На геологических картах выделяется несколько видов границ: 1 – границы геологических тел разного состава, возраста и генезиса; 2 – границы несогласий; 3 – тектонические границы.

Достоверные (установленные, прослеженные) границы между разновозрастными и разными по составу и генезису породами изображаются в виде тонких сплошных линий, а *предполагаемые* – пунктирной линией. Границы между разновозрастными образованиями, скрытые под молодыми породами, изображаются в виде штрихпунктирной линии с точками, а одновозрастные литологические и фациальные границы – точечной линией.

Границы несогласий изображаются на мелкомасштабных картах сплошной черной линией, а на крупномасштабных – двойной линией, одна из которых сплошная, а вторая точечная.

Тектонические контакты достоверные показываются утолщённой черной (на черно-белых картах) или красной (на цветных картах) линией, *предполагаемые* – аналогично пунктирной и *скрытые* – штрихпунктирной линией.

На стратиграфических колонках выделяют: границы согласного залегания в виде сплошных прямых линий; границы несогласного залегания с параллельным несогласием – волнистыми линиями; границы угловых несогласий – в виде угловатой волнистой линии.

На геологических разрезах все геологические границы показываются непрерывными черными линиями, только тектонические границы утолщенными черными линиями на черно-белых разрезах и красными – на цветных разрезах.

Глава I: Геологическое изучение и картирование осадочных пород

Осадочные породы составляют верхние уровни ~ 75% площади земной коры. Мощность их варьирует в широких пределах – от первых метров до 15-20 км. Общий объём осадочных (неметаморфизованных и метаморфизованных) пород составляет около 5% от объёма земной коры, и формировались они на всём протяжении геологической истории Земли – около 3.5 млрд. лет.

Основная часть осадков на земной поверхности накапливалась в морских или континентальных водоёмах или на прибрежных равнинах. Значительное количество разнообразных терригенных пород образовывались также и в наземных условиях.

Наиболее характерной особенностью осадочных пород является их залегание в виде слоёв. Слой представляет собой основной элемент осадочной оболочки земной коры. В геологическом картировании и структурной геологии применяется синоним слоя – пласт.

1.1. Слой и слоистые комплексы

Слоем или **пластом** называется геологическое тело плитообразной формы сравнительно небольшой толщины и значительной протяженности в двух других измерениях, которое сложено осадочной породой, отличающейся от других слоёв по каким-то признакам (по составу, окраске, текстуре, содержанию включений, возрасту и т.д.).

Однако в природе признаки слоя чаще всего не постоянны и не выдержаны, и могут, в той или иной мере, меняться в трех направлениях. Поэтому при выделении слоя берётся один или несколько наиболее ярко выраженных признаков (например, литологический состав и окраска) при наличии в слое меняющихся других признаков (например, зернистости, наличия включений и др.). И названия слоёв даются по основному литологическому и дополнительному (окраске, зернистости, текстуре и др.) признакам. Например, слой сине-зелёной глины, слой битуминозного известняка, слой красноцветного песчаника и т.д. Слои небольшой мощности (от долей до нескольких сантиметров), близкого гранулометрического или литологического состава, но различающиеся по окраске или другим признакам, залегающие внутри или на границе однородного пласта и играющие подчинённую роль в строении слоистого комплекса, называются *прослоями* (*прослойками* или *пропластками*).

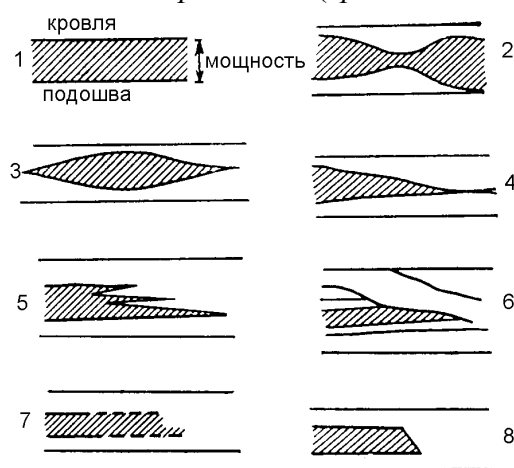


Рис.1.1.1. Элементы слоя и случаи его выклинивания.

1 – элементы слоя; 2 – неполное выклинивание слоя (пережим); 3 – быстрое выклинивание слоя. Первичное выклинивание (стратиграфическое): 4 и 5 – фациальное, 7 – исчезновение поверхностей напластования вследствие фациальных изменений. Вторичное выклинивание: 6 – денудационное, 8 – тектоническое.

Слой ограничен поверхностями *наслоения* (или *напластования*). При нормальном залегании нижняя (более древняя) поверхность называется *подошвой* слоя, а верхняя (более молодая) – *кровлей* (рис. 1.1). Кратчайшее (по перпендикуляру) расстояние между подошвой и кровлей слоя называется *истинной мощностью* пласта. Любое другое расстояние между кровлей и подошвой называется *видимой мощностью*. Кроме того, различают *полную мощность*, измеренную от подошвы до кровли, и *неполную мощность*, характеризующую только часть слоя.

Любой слой не беспределен – имеет ограничения в трёх измерениях. Мощность слоя по простиранию может меняться. Постепенное уменьшение мощности слоя до его полного исчезновения называется *выклиниванием*, а резкое – *исчезновением*. Выклинивание может быть *первичным*, и обусловлено прекращением

образования осадка (*стратиграфическое выклинивание*), либо изменением фациальных условий осадконакопления (*фациальное выклинивание*), либо – *вторичным*, являющимся результатом последующего размыва (*денудационное выклинивание*) или горизонтального растяжения и разрыва слоя при складчатости (*тектоническое выклинивание*). Слой, выклинивающийся во всех направлениях, называется *линзой*. Неполное выклинивание или уменьшение мощности слоя на небольшом промежутке называется *перезжимом*. Резкое исчезновение слоя, в большинстве случаев, обусловлено проявлением разрывных нарушений и смещением слоя вдоль плоскости сместителя разлома (*тектоническое исчезновение*) (рис. 1.1).

В природе осадочные отложения представлены многочисленными слоями. Исходя из принципа последовательности образования геологических тел или **принципа Н. Стенона** (1669 год) – «*при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя*», можно определять относительную временную последовательность образования пород и составлять геологические разрезы и стратиграфические колонки.

1.1.1.Слоистость:

Чередование различающихся по каким-либо признакам слоёв в разрезе называется *слоистостью*. Различия эти указывают на изменения условий отложения осадков, поэтому слоистость является одним из самых характерных и важных свойств осадочных пород. На ней основано изучение вопросов литологии, стратиграфии, тектоники, инженерной геологии, гидрогеологии. Она позволяет сопоставлять стратиграфические разрезы, определять направление и амплитуду тектонических движений, прослеживать рудные тела, выявлять пликативные деформации, скопления воды, нефти и газа, и т.д.

При изучении слоистости, прежде всего, следует обращать внимание на форму, текстуру, состав и мощность слоёв и на характеристики поверхности напластования.

Формы слоистости.

Форма слоистости отражает характер движения той среды, в которой происходило накопление осадков. Выделяются четыре основных формы слоистости: *параллельная, линзовидная, волнистая и косая* (рис. 1.3).

Параллельная слоистость может быть полосовидной, прерывистой и ленточной. При параллельной слоистости поверхности наслоения субпараллельны и близки по форме к плоскостям. Формируется она при осадконакоплении в относительно спокойной и неподвижной среде в озёрных и морских бассейнах ниже уровня действия волн (рис. 1.3).

Линзовидная слоистость характеризуется разнообразием форм и резкой изменчивостью мощностей отдельных слоев вплоть до полного выклинивания (рис. 1.2).

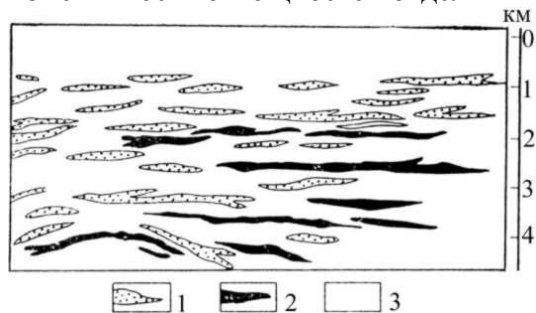


Рис. 1.2. Линзовидная слоистость.
1 – песок; 2 – песок нефтеносный; 3 – слоистая глина.

Она образуется при быстром и изменчивом движении водной или воздушной среды (например, в речных потоках или в приливно-отливной зоне моря), может быть обусловлена периодическим привнесом в спокойную часть водоёма более грубозернистого материала или размывом ранее отложенного материала и неровностями дна.

Волнистая слоистость имеет волнисто-изогнутые поверхности наслоения и образуется при движении среды в двух различных направлениях, например, в приливно-отливной полосе мелководного моря (рис. 1.3).

Косая слоистость характеризуется прямолинейными и криволинейными разно- или однонаправленными поверхностями наслоения. При движении среды в одном направлении (например, речного потока, морского течения) образуется однонаправленная косая слоистость, а при смене направлений движения среды (например, движении воздушных потоков, морских течений) – разнонаправленная. К типу косой слоистости относятся ряд разновидностей – *дельтовая, речная, эоловая, перекрёстная* (рис. 1.3).

Косые слойки во всех случаях будут наклонены в направлении движения среды (водной или воздушной), из которой выпадает осадок.

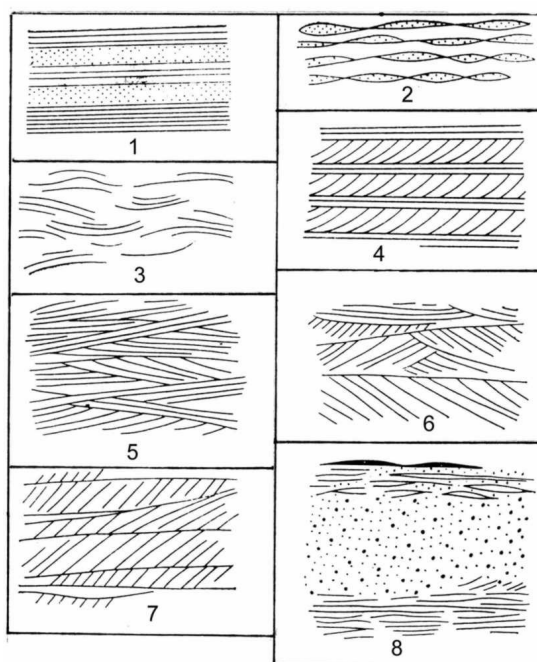


Рис. 1.3. Типы и разновидности слоистости по Е.П.Брунс:

1 – параллельная; 2 – линзовидная; 3 – волнистая; 4–8 – косая: 4 – диагональная (отложения временных потоков); 5 – перекрёстная, образовавшаяся при морских течениях; 6 – клиновидная эоловых отложений; 7 – многослойная косая речных отложений; 8 – диагональная дельтовых отложений.

движения среды (спокойное состояние, направленное или вихревое движение и др.); воздействие сил гравитации; пространственно положение поверхности осадконакопления; химическое состояние среды; климатические, тектонические и некоторые другие факторы. При преобладании одного из факторов образуются следующие генетические типы слоистости: *градационная, седиментационная, косая, турбидитная, подводных оползней, взламывания, миграционная, мутационная и волнистая* (рис. 1.4).

Градационная слоистость (рис. 1.4) выражается в последовательной смене в вертикальном разрезе слоёв с уменьшающейся или увеличивающейся зернистостью (например, от гравелита до аргиллита или – наоборот). Она образуется в водной среде и может отражать динамику движения воды или условия изменений физических условий в области отложения или области питания (разрушения и сноса обломочного материала).

Седиментационная слоистость (рис. 1.4) характеризуется параллельным расположением поверхностей наслоения и формируется при спокойном состоянии водной среды, при накоплении осадков ниже уровня действия волн (накопление тонко и мелкообломочного материала, хемогенных отложений).

Косая слоистость (рис. 1.3, 1.4, 1.5), как указывалось ранее, характеризуется прямолинейными и криволинейными разно- или однонаправленными поверхностями наслоения. Она образуется при направленном движении среды, в которой накапливается осадок, в руслах (мелкая косая) и дельтах (крупная диагональная) речных потоков, в морских отложениях, в мелководье в зоне действия волн (тонкая, разнонаправленная). Нередко верхние части косых слойков бывают размыты и перекрыты параллельными слоями или новым косослоистым слоем. Наклон косых слойков в морских отложениях более пологий, чем в речных. Особенной сложностью отличается косая слоистость эолового происхождения. Она, как обычно, направлена в различные стороны и характеризуется очень изменчивой мощностью косых слойков.

В геологических разрезах могут быть сочетания разных типов слоистости и тогда нужно говорить о *сложной слоистости*. Мощности слоёв нередко могут указывать на интенсивность и относительную продолжительность отложения этих слоёв. Осадочные горные породы по мощности слоёв подразделяются на: *массивнослоистые* (> 100 см), *крупнослоистые* (100-50 см), *среднеслоистые* (50-10 см), *тонкослоистые* (10-2 см), *листоватослоистые* (2-0.2 см) и *микрослоистые* (< 0.2 см).

По относительной мощности отдельных слоёв можно выделять *равномернослоистые* (соотношения слоёв не превышает 2:1), *умеренно неравномернослоистые* (отношение до 5:1) и *весьма неравномернослоистые* (отношение больше 5:1) горные породы.

Генетические типы слоистости.

Образование слоистости осадочных толщ обусловлено многими причинами, которые могут проявляться на разных по площади пространствах и меняться во времени и пространстве. Основными являются: среда (водная, воздушная); динамика и кинематика

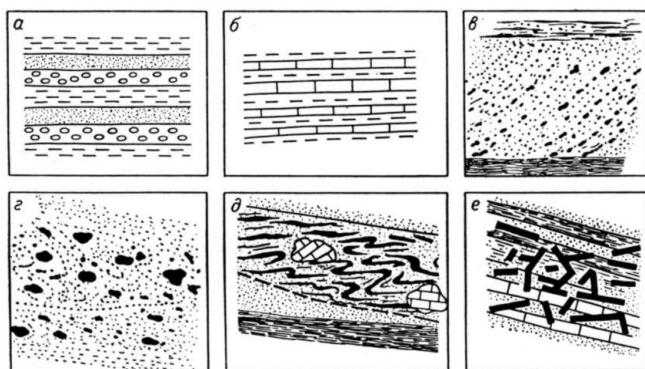


Рис. 1.4. Генетические типы слоистости: а – градационная; б – седиментационная; в – косая; г – турбидитная; д – оползневая; е – взламывания.

больших глубинах. Большую роль в образовании турбидитной слоистости могут играть и приливно-отливные течения.

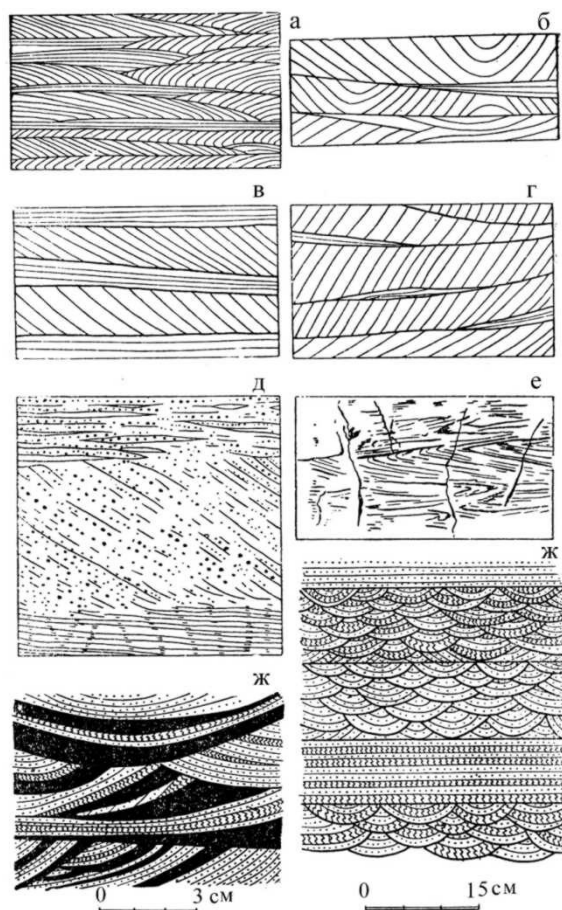


Рис. 1.5. Типы косой слоистости: А – золотой; Б – то же, мигрирующих дюн; В – временных потоков; Г – речной; Д – дельтовый; Е – морской; Ж – ряби мелководья.

повышенной твёрдостью и хрупкостью может оползти. При этом он будет ломаться, дробиться, и окажется в глинистой, карбонатной или другой матрице. Текстура таких пород брекчиевидная, но от тектонических брекчий они будут отличаться пластинчатой формой хаотично расположенных обломков.

Миграционная слоистость относится к типу сложной слоистости и характеризуется сложными сочетаниями в вертикальном разрезе разноглубинных отложений. В её

Турбидитная слоистость (рис. 1.4) обычно с плохо выраженными поверхностями наслоения в плохо отсортированных отложениях, состоящих из песка, гальки, небольших валунов и обломков нелитифицированных пород шельфа и континентального склона. Она образуется в зоне действия морских придонных течений и мутьевых суспензионных потоков вдоль затопленных речных долин, а также за счет оползней, вызывающих появление крупнообломочного материала (вплоть до автобрекчий и автоконгломератов) на

Слоистость подводных оползней (рис. 1.4) относится к сложному типу слоистости. Она представлена наличием участков с плохо выраженными поверхностями наслоения, сложенных породами с брекчиевидными текстурами и залегающих в осадках со слоистой текстурой. Такие участки сложены глинистыми породами, насыщенными обломками твёрдых пород (известняков, песчаников, кварцитов и т.д.), размеры которых от первых см до многих десятков и даже сотен метров. Долгое время считалось, что они имеют ледниковое (*тиллиты*) или тектоническое (*тектонический меланж*) происхождение. Ныне эти образования называются *олистостромами*, а крупные глыбы в них – *олистолитами*. Они широко распространены среди разновозрастных отложений в Альпийском поясе, на Алтае, в Крыму и т.д.

Слоистость взламывания (рис. 1.4) характеризуется наличием среди слоёв с неплохо выраженными поверхностями наслоения беспорядочно расположенных обломков пластинчатой формы. Она присуща осадочным толщам, накапливающимся на относительно крутых участках морского дна. В таких условиях ранее выпавший осадок с

образовании основную роль играют вертикальные тектонические движения, вызывающие смещение береговых линий и фациальных зон накопления осадков.

Мутационная слоистость возникает тогда, когда при образовании слоистых толщ происходят химические изменения в составе вод озёрных и морских бассейнов, которые вызывают выпадение или, наоборот, прекращение образования тех или иных хемогенных минералов, изменения в окраске осадков и т.д. Она может проявляться даже при отложении пород одинакового гранулометрического состава.

Взаимоотношения слоистых толщ

Совокупность (или ряд) слоёв (пластов), налегающих один на другой и подстилающих друг друга на сравнительно небольшом участке и объединяющихся по возрасту, происхождению или сходству петрографического или литологического состава, называется *толщей*, *свитой* или *серией*. В геологии этими терминами пользуются для обозначения местных (региональных) стратиграфических подразделений.

При анализе слоистых толщ важным признаком является последовательность напластования и фациальные соотношения слагающих слоёв пород. По характеру последовательности напластования разнофациальных осадочных пород можно выделить четыре типа залегания: *трансгрессивное*, *ингрессивное*, *регрессивное* и *миграционное*.

Трансгрессивное залегание является наиболее распространённым (рис. 1.24). Оно характеризуется последовательной сменой (снизу вверх по разрезу) грубозернистых пород (псефитов, псаммитов) тонкозернистыми (пелитами), либо континентальных озёрных и прибрежных мелководных глубоководными породами. Образуется в результате трансгрессии моря на фоне медленного повышения уровня моря или опускания и, затем, относительно быстрого поднятия дна бассейна осадконакопления. При трансгрессии происходит расширение области осадконакопления, поэтому более древние слои всегда занимают меньшие площади, чем более молодые слои.

Ингрессивное залегание нередко рассматривается как начальная стадия или как частный случай трансгрессивного типа залегания. Образуется в результате затопления морем низменных участков суши и долин рек, превращая их в эстуарии. При этом аллювиальные отложения могут быть «вложены» в морские, а морские отложения, подобно аллювиальным отложениям, оказываются «вложенными» в эрозионную речную долину и образуют на её склонах контакты прилегания или прислонения (рис. 1.6).

Регрессивное залегание характеризуется закономерным изменением фаций снизу вверх – от глубоководных фаций к мелководным фациям (рис. 1.24). Регрессивно залегающие толщи формируются после быстрого опускания при последующем медленном поднятии дна бассейна. При регрессии происходит постепенное сокращение площади осадконакопления, и регрессивно залегающие толщи сохраняются в разрезах хуже, чем трансгрессивные, так как при отступлении моря происходит размыв осадков.

В разрезах осадочных толщ довольно часто встречаются сложные сочетания трансгрессивных и регрессивных типов залегания. Детальный анализ фаций таких разрезов позволяет восстановить динамику и кинематику вертикальных движений, и геологическую историю развития изучаемого участка земной коры.

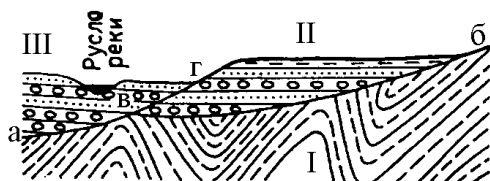


Рис. 1.6. Несогласное прилегание аллювиальных отложений к коренным породам (а-в-г) и согласное прилегание аллювиальных отложений поймы к аллювиальным отложениям террасы (в-г). I – коренные породы; II – отложения террасы; III – отложения поймы.

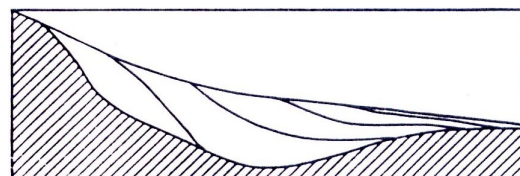


Рис. 1.7. Схема строения смещённого осадочного комплекса и несогласия смещения (миграционного) по М.В. Муратову.

Миграционный (смещённый) тип залегания осадочных пород характеризуется последовательным смещением области накопления осадков в одном направлении (рис.

1.7). В одном из крыльев бассейна происходит опускание, вызывающее трансгрессивное залегание слоёв, а в другом в результате поднятия наблюдается обратное соотношение – регрессивное залегание слоёв.

Закономерности сочетания слоёв

В слоистых осадочных толщах нередко наблюдается многократная закономерная повторяемость характерных слоёв или комплексов слоёв. Это явление называется *циклическостью* и *ритмичностью* осадочных толщ. Отдельные повторения, взятые изолированно от смежных повторений, называются *ритмами* или *многослоями*.

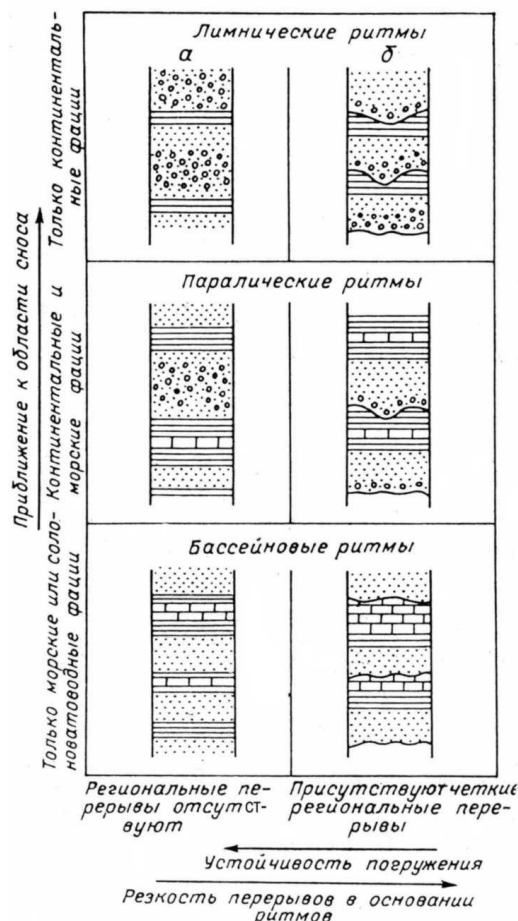


Рис. 1.8. Классификация ритмов по Л.Б.Рухину.

По строению различаются двучленные и многочленные, простые и сложные, симметричные и ассиметричные, обратные или отраженные, недоразвитые и маятниковые ритмы

По фациальному составу ритмы весьма разнообразны – лагунные, прибрежно-морские, дельтовые, речные, озерные, озёрно-болотные, хемогенные и др. Л.Б. Рухин (1955) на основании положения разрезов относительно области сноса и по степени устойчивости погружения участка седиментации выделял *лимнические*, *паралические* и *бассейновые* ритмы (рис. 1.8).

Наиболее отчетливо ритмы фиксируются по изменению гранулометрического состава. И среди них по набору слоёв можно выделять полные и неполные градационные ритмы.

Закономерные сочетания слоёв по масштабу и по характеру можно разделить на четыре типа: 1 – *мегаритмичность*; 2 – *крупную ритмичность* некоторых осадочных толщ; 3 – *среднюю ритмичность* флишевых отложений; 4 – *мелкую ритмичность* ленточных отложений. Существует и более крупная – *мегаритмичность*.

Мегаритмичность определяет возможность деления стратиграфической шкалы на ярусы, отделы, системы и, наконец, на циклы, соответствующие тектоническим периодам. Эта

ритмичность обусловлена не столь фациальными различиями, сколько крупными этапами или периодами в изменении геотектонических условий развития регионов.

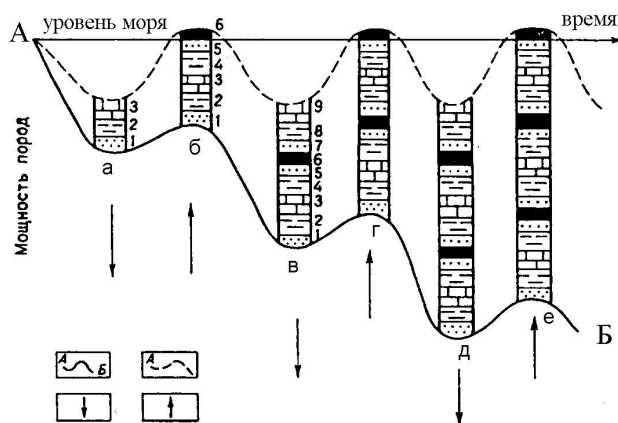


Рис. 1.9. Схема накопления угленосных ритмичных толщ в Донбассе.

- 1 – основание угленосной толщи (эпейрогенетическая кривая);
- 2 – поверхность накопления (палеогеографическая кривая);
- 3 – трансгрессия; 4 – регрессия.

Крупная ритмичность характерна для многих образований, в том числе и для продуктивных свит угольных бассейнов (рис. 1.9).

Количество ритмов в них может достигать десятков и более, а мощность ритма (снизу вверх: косослоистые толщи → алевролиты → глины с континентальной фауной → уголь → глины с морской фауной) – до десятков и даже сотен метров. Выделяются и более сложные крупные ритмы, названные М. Уэллером *циклотемами*.

Ритмичность флиша заключается в закономерной смене пород, образующих

сочетания по одному принципу: каждый ритм, сложенный слоями флишевых толщ, имеет небольшую мощность (от нескольких см до десятков сантиметров и реже нескольких метров), но количество ритмов может исчисляться многими сотнями (рис. 1.10).

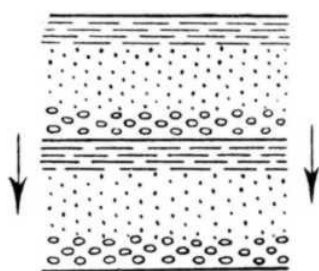


Рис. 1.10. Ритмичная слоистость в флишевых толщах

Внизу ритма обычно грубозернистые породы, затем – пелитоморфные, карбонатные и вверху – глины. Границы между ритмами (многослоями) четкие, а внутри ритма между слоями слабо выраженные. Флишевые толщ формируются в глубоководных условиях при наличии донных течений либо периодически возникающих суспензионных потоков.

Во флишевых толщах может наблюдаться течение всего более пластичного слоя и сложные структуры смятия и закручивания – *конволютные складки*.

Мелкая ритмичность (типа *варв*) присуща ленточным глинам, сформированным в континентальных водных бассейнах, и обусловлена сезонными колебаниями климата (зима – лето, сухой сезон – дождливый сезон). Границы между ритмами выражены чётче, чем внутри ритма. Ритмы двучленные – годовичные. Количественный анализ таких ритмов позволяет определить продолжительность накопления осадков в годах

Строение поверхностей наслоения. Определение кровли и подошвы слоёв

При изучении осадочных отложений одной из основных задач является определение кровли и подошвы пласта и установление относительной последовательности пород (слоёв) разреза и их происхождения. Для этого используется большое количество внешних признаков: фациальные признаки, цвет породы, наличие конкреций и включений, характер строения несогласованных слоёв и особенности строения поверхностей наслоения или приграничных участков слоёв.

К признакам, которые можно выявить на поверхности наслоения или в приграничной части, относятся: *знаки ряби; линии и знаки прибой; следы периодических потоков или знаки струй; трещины высыхания; следы падения капель дождя и града, иероглифы механического происхождения; иероглифы биогенного происхождения и прочие следы, оставляемые организмами; отпечатки кристаллов; следы выхода пузырьков газа; наличие конкреций, обломков туфов; стилолиты и фунтиковые («конус в конус») текстуры; и т.д.*

Знаки ряби. Рябью называют грядки, образуемые на поверхности рыхлого осадка движениями воды или ветра. Они позволяют определять кровлю, подошву и условия образования слоя. Основными типами ряби являются: 1 – рябь эоловая; 2 – рябь течений; 3 – волновая рябь; 4 – перекрёстная рябь (рис. 1.11, 1.14).

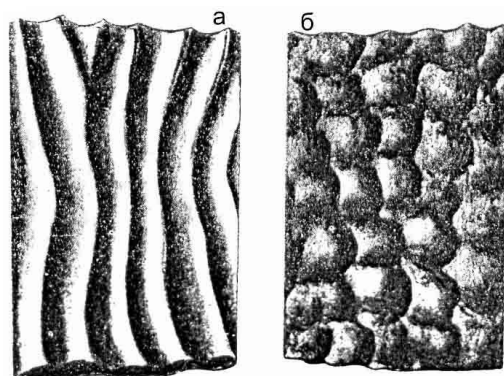


Рис. 1.11. Следы ряби на верхней плоскости плиток известковой породы.
а – симметричная рябь волнения;
б – перекрёстная рябь (бугорки).

Эоловая рябь несимметрична (рис. 1.14). Более крутой склон грядки расположен с подветренной стороны. Гребень слегка заострён и указывает на положение кровли слоя, а ложбинка более пологая. На гребнях песчинки часто грубее, чем в желобках. Рябь характеризуется небольшой амплитудой колебания – отношение высоты к длине волны от 1:20 до 1:50. Обычно длина не больше нескольких сантиметров и лишь в грубых песках может достигать 25 см. Расположение грядок субпараллельное.

Рябь течений – речных и морских – обычно похожа на эоловую рябь, но отличается большей амплитудой (от 1:4 до

1:10), т.е. большей крутизной. Крутой склон грядки направлен в сторону течения. В

отличие от эоловой ряби, более крупные песчинки накапливаются в желобках. Длина волны от нескольких мм. до нескольких см. и очень редко до нескольких метров. Образуется на разных глубинах – вплоть до 800 м.

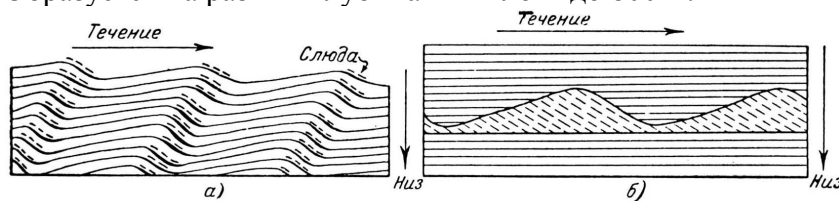


Рис. 1.12. Ложное напластование.

а – обусловленное концентрацией чешуек слюды на более крутых склонах хребтиков ряби (по Д.Вудворту); б – внутренняя структура (косая слоистость) в погребённых хребтиках ряби (по Р.Шроку).

Для валиков ряби течений типичной внутренней структурой является особый род косо́й слоистости (рис. 1.12), которая обычно наклонена вниз по течению и грубо параллельна склону

валика, также обращенного вниз по течению. Крупная рябь образуется в условиях сильных течений, мелкая – в мелкой воде, а мелкая «рябь язычками» с «раздавленными» гребнями – в мелкой воде на поймах, в приливной полосе и в заливах.

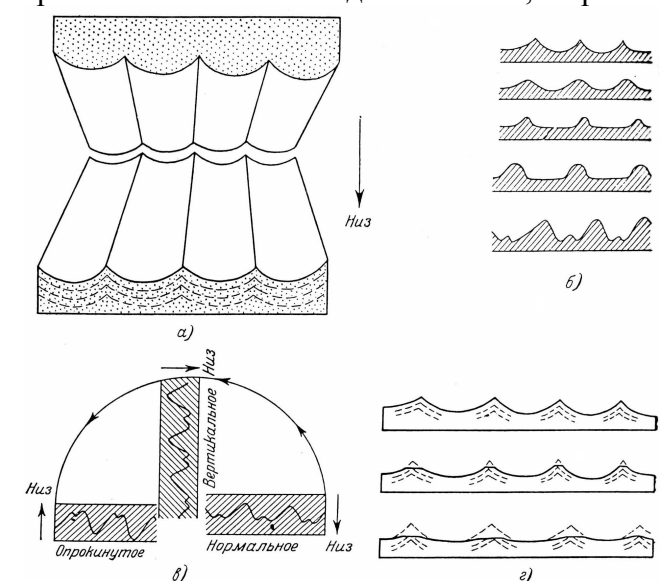


Рис. 1.13. Волновая рябь.

а – следы ряби и их отпечатки в покрывающем слое. Видна внутренняя структура хребтиков ряби, отсутствующая в перекрывающем слое.
б – характерные профили волновой (осцилляционной) ряби.
в – профиль волновой ряби. Зная, что хребтики второго порядка располагаются в углублениях, можно установить в нормальном или опрокинутом залегании находится слой.
г – схема эрозии волновой ряби. Однако и в этом случае возможно сохранение внутренней структуры, по которой определяется нормальное или опрокинутое залегание слоя.

Волновая рябь симметрична (рис. 1.13, 1.14). Ряды острых гряд, разделены широкими ложбинами, в середине которых иногда бывают более низкие острые гребни. Острый гребень указывает на положение кровли. Длина волн колеблется в зависимости от глубины и силы течения. Чем глубже и сильнее волнение, тем больше длина волны и амплитуда. Короткие и мелкие волны образуются в мелкой воде при слабом волнении.

Перекры́стная рябь (рис. 1.11) возникает при наложении на ранее образованную рябь новой ряби другого направления или в результате разложения волны на две системы перекрещивающихся колебаний. Обычно образуется в мелкой воде, где движение воды ограничено угловатыми границами берега, и представляет собой неправильные ряды многоугольных ямок, образованных пересекающимися системами гребней).

Волноприбойные знаки или **знаки прибоя** (рис. 1.17а) иногда путают со знаками ряби. Они представляют систему мелких, перекрывающих друг друга кривых песчаных валиков, выпуклых в сторону суши, достигающих 2-3 мм высоты и сложенных из тонких песчинок.

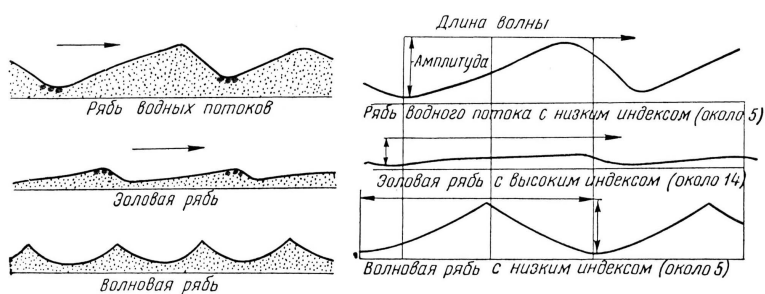


Рис. 1.14. Профили трёх характерных типов следов ряби.

Образовались в зоне прибоя (морского или озёрного). Встречаются в ископаемом виде крайне редко.

Следы струек течения (рис. 1.17б) наблюдаются в волноприбойной зоне на глинистом или песчаном

пляже и представлены двумя вариантами. В первом – струйки ветвятся в сторону моря, во втором – струйки сливаются в направлении моря (по строению напоминают речную систему) и образуются при замирающей волне или спадающем приливе.

Трещины высыхания. При высыхании на воздухе тонкозернистые осадки (алевритовые, глинистые, карбонатные и др.) с поверхности растрескиваются и покрываются характерным мозаичным узором из трещин, который указывает на кровлю пласта (рис. 1.15, 1.16).

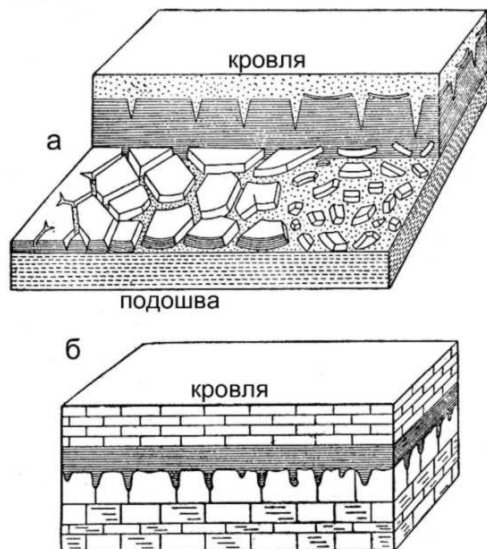


Рис. 1.15. Следы трещин усыхания (высыхания) на границах напластований.

а – типичные трещины усыхания: захоронённые обломки образуют межформационный конгломерат из угловатых обломков; в верхнем сланце V-образные трещины усыхания заполнены песком; на нижней части схемы изображен тонкий слой глины с хорошо развитыми трещинами усыхания.

б – сложные трещины усыхания: пласт известняка и глины с трещинами усыхания, заполненными породой пласта, лежащего выше.

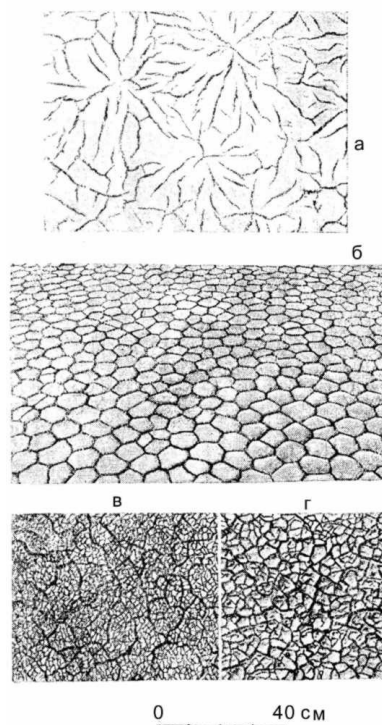


Рис. 1.16. Формы трещин усыхания в илистых донных отложениях.

а – радиальные (в такырах и солончаках); б – правильные, полигональные; в – сетчатые; г – вогнутые.

Трещины высыхания можно наблюдать у высыхающих луж, пойм, такыров и т.д. Трещины позднее могут заполняться более крупнозернистым материалом. Иногда при высыхании и растрескивании отделяются плитки, края которых иногда закручиваются вверх (реже вниз), или плитки скручиваются в трубочки.

Следы падения капель дождя, града сохраняются обычно в осадках прибрежной приливно-отливной зоны в кровлевой части слоя и имеют округлые или овальные формы вмятин с неровными валиками вокруг них (рис. 1.18). На эти структурные формы очень похожи *следы выхода пузырьков газа*. При уплотнении рыхлых осадков газ выдавливается и, выходя наружу, образует лунки размером до 7 мм и более. Они отличаются гладкой поверхностью и обычно отсутствием приподнятого края (валика). Иногда сохраняются узкие субвертикальные каналы выхода газа, заполненные позднее инородным материалом.

Иероглифы (гieroглифы) механического происхождения разнообразны по происхождению. Иногда они наблюдаются внутри слоя, но чаще на поверхности. Глубина рельефа от нескольких миллиметров до 10 сантиметров и более. Часто имеют вид гроздевидных или сосковидных образований (следы неравномерного размыва сильным течением или наплывания полужидкого осадка) (рис. 1.19) или параллельных нарезок, штрихов, или широких линейно вытянутых грядок, иногда пересекающихся и очень причудливых (следы волочения). Струи указывают на направление, а их морфология – на характер течения. **Иероглифы биогенного происхождения и другие следы, оставляемые организмами** (биоглифы, ходы червей, следы ползания и отпечатки следов животных или частей донных животных или растений – их разнообразие очень велико).

Иероглифы биогенного происхождения могут быть как в мелководных, так и в относительно глубоководных осадках в кровле или в прикровлевой части слоя.

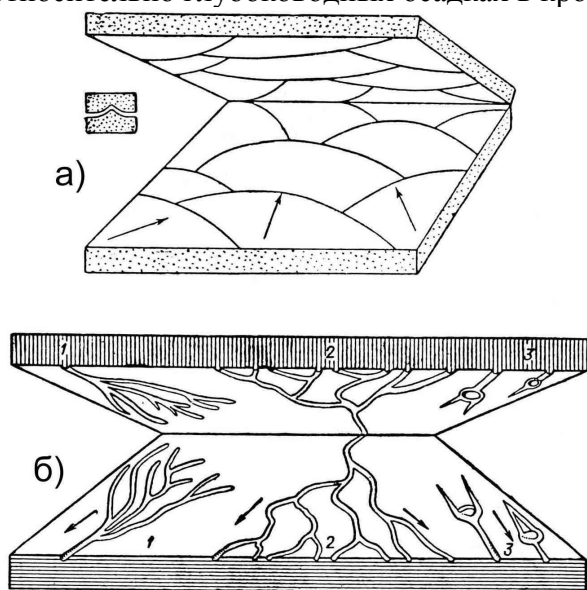


Рис. 1.17. Следы прилива и периодических потоков
а – следы прилива, оставленные волнами на песчаных отложениях морского берега (пляжа); длина следов прилива колеблется в пределах 1 м; слева показаны разрез мелкого хребтика и отпечаток его в покрывающем слое;
б – следы струек, стекающих к морю после отлива: 1 – разветвленная система мелких бороздок, соединяющихся по направлению к морю в общий канал; 2 – широкая система бороздок, разветвляющаяся по направлению к морю на ряд мелких протоков; 3 – борозды обтеканию, образовавшиеся при наличии на берегу обломков пород ил раковин. На подошве верхнего пласта наблюдаются отпечатки следов струек.

Отпечатки кристаллов, обычно приурочены к прикровлевой части слоя в осадках прибрежной приливно-отливной зоны. Это слепки полостей или пустот от растворившихся кристаллов солей, выделившихся при высыхании воды в осадках и особенно на берегах солёных озёр и такыров. Иногда это слепки кристаллов льда.

Включения (конкреции и секреции, окатанные и неокатанные обломки горных пород и минералов и др.) и ориентировка слагающих породу зерен и обломков. **Конкреции** (округлые образования небольшого размера одинакового минерального состава) могут образовываться в глубоководных условиях и слагать слои, а также – на стадии диагенеза осадков. **Секреции** – обычно округлые образования одного или разного минерального состава. Образуются на стадии диагенеза за счет последовательного отложения минерального вещества на стенках пустот. Иногда в качестве пустот органического происхождения могут быть раковины и по характеру их заполнения можно судить о том, когда этот процесс происходил (рис. 1.22).

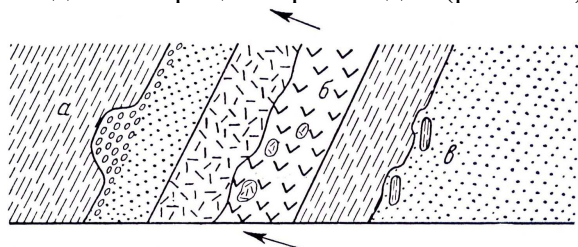


Рис. 1.20. Местные размыты, ксернолиты и отторженцы в стратиграфическом разрезе (по М. Биллингсу). Стрелочками указано направление от кровли к подошве пластов среди пород вышележащего слоя в его основании. А вымоины в плоскости наложения, заполненные материалом соседнего слоя, также указывают на кровлю этого пласта (рис. 1.20).

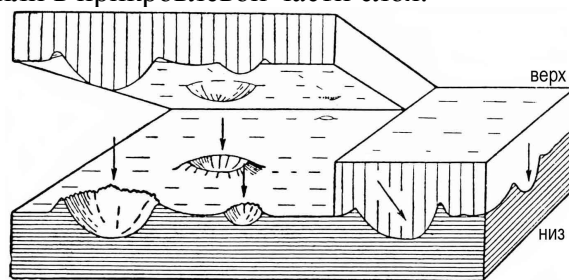


Рис. 1.18. Глинистый сланец со следами мелких дождевых капель и ямками от крупных градин. Стрелки указывают направление падения градин и капель.



Рис. 1.19. Механические иероглифы стекания ила во флише Закарпатья. Уменьшено ~ в 10 раз.

Конкреции, случайные валуны и гальки, обломки туфов и эоловые многогранники, наблюдаемые на границе двух пластов, дают возможность определить условия накопления и кровлю пласта. Нижние слои продавлены обломком или валуном, средние примыкают к нему, а верхние параллельно перекрывают его. Кроме того, обломки нижележащих пород могут находиться

среди пород вышележащего слоя в его основании. А вымоины в плоскости наложения, заполненные материалом соседнего слоя, также указывают на кровлю этого пласта (рис. 1.20).

Конгломераты и галечники в составе разреза нередко указывают на перерыв в осадконакоплении. Уплощенные гальки в речных конгломератах наклонены против течения воды. В устьевых расширенных участках рек и на побережьях водоёмов наклон галек и косой слоистости обычно совпадает; В морских отложениях в прибрежной зоне – гальки ориентированы вдоль линии прибой (рис. 1.21).

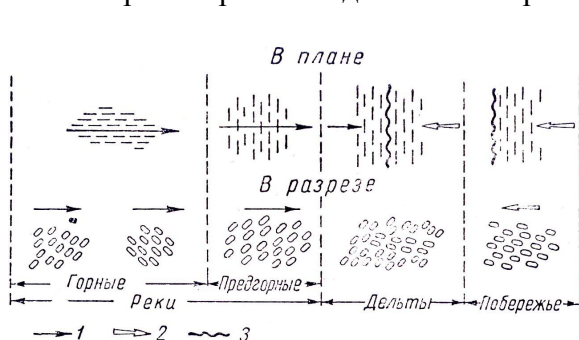


Рис. 1.21. Основные типы ориентировки галек в реках, дельтах и на побережье (по Л.Б. Рухину).
1 – направление течения реки; 2 – направление движения волн; 3 – береговая линия.

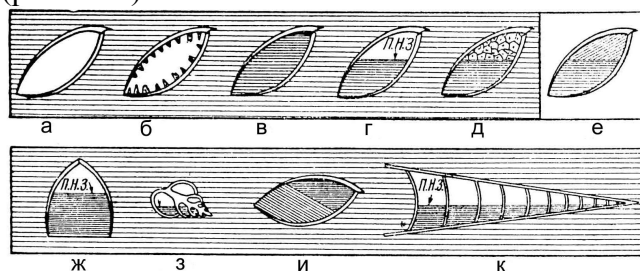


Рис. 1.22. Формы заполнения раковин
а – незаполненная; б – жёлода (на внутренней поверхности расположены вторично образовавшиеся кристаллы кальцита); в – заполненная; г – заполненная частично; д – заполненная разнородным материалом (ил и кальцит); е, и – сложное однородное заполнение (указывает на изменение пространственного положения пласта в период накопления осадка); ж, з, к – примеры неполного заполнения отдельных форм раковин; п.н.з. – плоскость несовершенного заполнения.

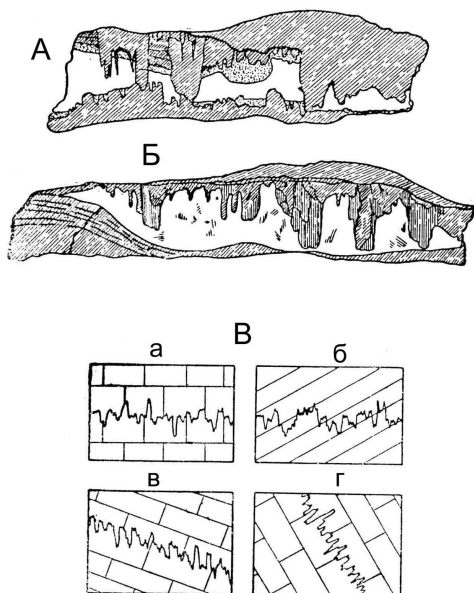


Рис. 1.23. Стилолиты. А и Б – образцы стилолитового известняка; В – взаимосвязь стилолитов с напластованием:

а – обыкновенная стилолитовая структура со столбиками, имеющими вертикальное расположение; б – стилолитовый шов в наклонно залегающем песчанике; в – стилолиты в пластах, обладавших первичным наклоном; г – стилолитовый шов в серии крутонаклонных пластов известняка.

Стилолиты или сутуры (рис. 1.23) – мелко- или грубозазубренные темные линии, наблюдаемые иногда в поперечных разрезах в поперечных срезах известняковых пород и характеризуются наличием в них тонкой глинистой плёнки. «Фунтиковые» или «конус в конус» текстуры встречаются в тонких прослоях известняка среди глинистых слоёв. Перечисленные структуры могут образовываться как до, так и после нарушения первичного залегания пород. Если биссектрисы углов зубцов или конусов примерно перпендикулярны к поверхностям наложения, то они образовались до нарушения залегания пород (рис. 1.23а), а если расположены под углом – то после нарушения (рис. 1.23 б, в).

Сущность и условия образования слоистых толщ

Сущность процессов образования слоистых толщ осадочных пород была раскрыта и изложена в 1968 году Н.А. Головкинским. Разновозрастность различных частей одного и того же слоя он считал обусловленной самим механизмом слоеобразования в условиях перемещения береговой линии бассейна осадконакопления. Принцип Н.А. Головкинского рассматривается как «принцип возрастной миграции граничных поверхностей супракрустальных геологических тел». В изложении А.Н. Гейслера он звучит следующим образом: «Исходя из учения об образовании слоя, в каждом слое можно считать синхроничными только те осадки, которые отлагались вдоль существовавших в каждый данный момент определённых зон седиментации, т.е. осадки, распределяющиеся в направлении, параллельном береговой линии». Это хорошо продемонстрировано на схематическом рисунке (рис. 1.24).

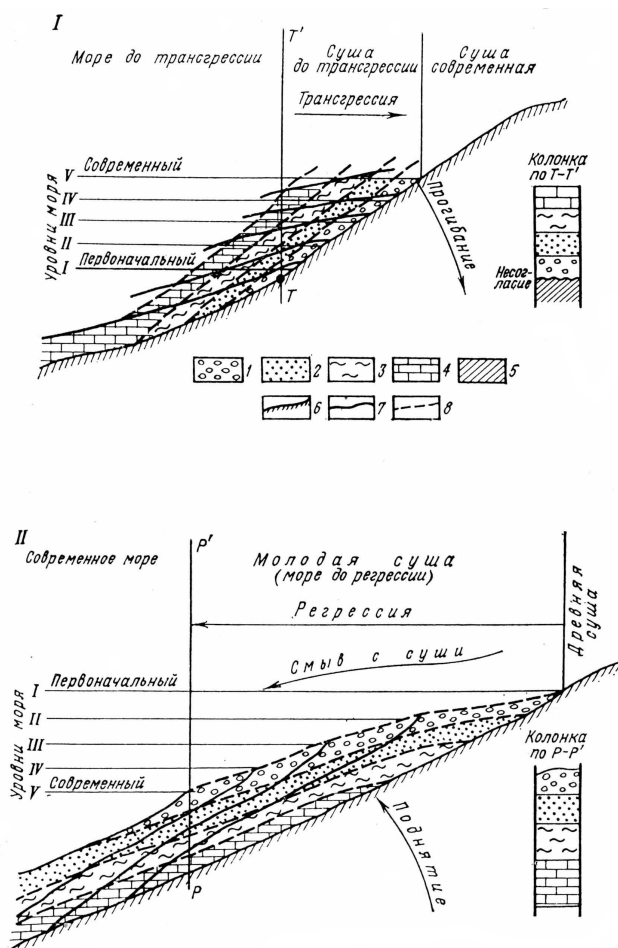


Рис. 1.24. Схема размещения фациальных зон и образование слоёв при трансгрессии (I) и регрессии (II).

1 – галечники; 2 – пески; 3 – глины; 4 – известняки; 5 – подстилающая порода; 6 – профиль морского дна; 7 – границы разновозрастных (стратиграфических) слоёв в периоды относительного положения уровней моря I-V; 8 – границы фаций (петрографических). Положение береговой линии в начале трансгрессии (Т) и в конце регрессии (Р); Т-Т' и Р-Р' – линии вертикальных разрезов.

Н.А. Головкинский указал, что при изучении слоистых толщ нужно «различать понятия о хронологическом, стратиграфическом, петрографическом и палеонтологическом горизонте». Стратиграфическим горизонтом он предложил называть разновозрастную (синхронную) группу слоёв различного состава, связанных постепенными переходами в горизонтальном направлении. Отдельные слои (или пачки слоёв) стратиграфического горизонта разновозрастны, но характеризуются различным (в видовом и родовом отношениях) комплексом окаменелостей и литологическим (петрографическим) составом. Петрографическим горизонтом называется серия одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) слоёв. Границы между петрографическими горизонтами представляют собой условные поверхности сложного строения (как бы с зазубренными краями).

Таким образом, в формировании слоистых толщ осадочных пород значительную роль играют тектонические процессы – направленные и колебательные тектонические движения земной коры, а также физико-географические условия и физико-химические условия среды осадконакопления и области питания, климатические, биологические и др. факторы.

1.2. Первичные (ненарушенные) и нарушенные формы залегания осадочных пород

Поверхности накопления осадков большей частью имели незначительный наклон – менее 1° и лишь на отдельных участках (на склонах наземных и подводных возвышенностей или на склонах долин) были круче – до 10° и более (первичное залегание). Положение поверхностей наложения могло меняться в процессе осадконакопления в результате неоднородного погружения участков слоя, либо позднее – в результате тектонических разрывных или складчатых нарушений (нарушенное залегание). Поэтому первичное залегание осадочных пород сохраняется далеко не всегда.

При изучении и картировании регионов, сложенных осадочными породами, наиболее распространёнными формами залегания является горизонтальное и наклонное залегание слоёв, нормальное или опрокинутое положение, а также согласное или несогласное их взаимоотношение. Поверхности наложения также могут иметь разнообразные соотношения с подстилающими образованиями, особенно, если эти поверхности являются поверхностями несогласия. Эрозионная поверхность (дневная поверхность) может быть очень выровненной, либо пересечённой. И поэтому новые слои могут либо облекать палеорельеф, либо заполнять углубления и примыкать к нему.

1.2.1. Горизонтальное залегание слоёв

Принимается, что ненарушенные слои осадочных пород в грубом приближении залегают горизонтально. *Горизонтальным залеганием* горных пород называют такое залегание, когда поверхности напластования слоёв в целом совпадают с горизонтальной плоскостью. Но нельзя полностью отождествлять горизонтальное залегание слоёв с первичным залеганием, так как непрерывные колебательные движения земной коры, сопровождавшие процессы осадконакопления, приводят к изменению угла наклона первично горизонтальных слоёв до $1-2^\circ$ и более. Горизонтальное залегание пород характерно для четвертичных и более древних пород, сформированных в платформенных условиях и не подвергшихся впоследствии деформациям.

На геологической карте с горизонталями границы горизонтально залегающих пластов изображаются линиями, идущими параллельно горизонталям рельефа.

На аэрофотоснимках границы горизонтально залегающих пород будут криволинейны, описывать рельеф, а степень кривизны будет зависеть от степени расчленённости рельефа.

На геологических разрезах границы горизонтально залегающих пород параллельны. При построении геологических разрезов вертикальный масштаб может быть произвольный – увеличен при небольшой глубине разреза и наличии слоёв малой мощности, либо уменьшен, если глубина разреза большая, и слои имеют большую мощность.

Определение истинной мощности горизонтально залегающего пласта.

Истинная мощность горизонтально залегающего слоя – кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей пласта. На геологической карте она определяется по разности высот между кровлей и подошвой слоя, путем интерполяции высотных отметок границ кровли и подошвы по горизонталям рельефа. Ширина полосы (выхода) пласта на карте представляет собой проекцию *видимой мощности* на горизонтальную поверхность и зависит от истинной мощности пласта и крутизны склона. Чем круче склон, тем меньше ширина выхода. Чем больше истинная мощность при одной крутизне склона, тем шире полоса.

В поле обычно определяется *видимая мощность* – расстояние от подошвы слоя до кровли по уклону склона в перпендикулярном направлении. *Истинная мощность* горизонтального слоя устанавливается либо с помощью вертикальных горных выработок (шурфов, буровых скважин), либо по видимой мощности по формуле: $m = M (\sin \beta)$,

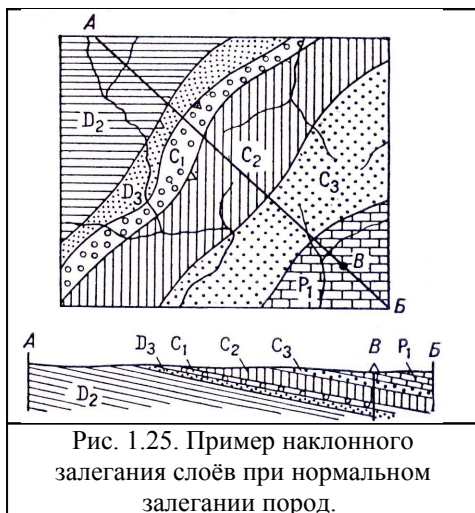
где m – истинная мощность, M – видимая мощность, β – угол наклона линии измерения (склона, дна канавы или расчистки).

Истинную мощность также легко определить по видимой мощности графическим путём. Необходимо построить прямоугольный треугольник, в котором: угол между горизонтальным катетом и гипотенузой (угол наклона склона) – β ; гипотенуза (видимая мощность слоя, отложенная в масштабе) – M ; горизонтальный катет – проекция гипотенузы на горизонтальную плоскость; вертикальный катет (истинная мощность слоя в масштабе) – m .

Для определения мощностей горизонтально залегающих слоёв, толщ, серий комплексов широко используются геофизические методы исследований, например, вертикальное электроразведывание (ВЭЗ) или сейсморазведочный. При бескерновом бурении применяются различные виды каротажа скважин.

1.2.2. Наклонное залегание слоёв

Наклонное залегание слоёв осадочных пород в большинстве случаев является нарушенным или вторичным (рис. 1.25.). При наклонном (или моноклиналином) залегании слои на обширных территориях наклонены в одном направлении и имеют постоянный угол наклона. Такое залегание широко распространено в осадочных отложениях многих геотектонических структур. Углы падения слоёв могут достигать 30° и более. Моноклиналиное залегание может быть также в крыльях складок и флексур.



Границы наклонно залегающих стратиграфических подразделений (слоёв, толщ и т.д.) и другие наклонные геологические границы на геологических картах с топоосновой (с горизонталями) криволинейны и пересекают горизонтالي. При одинаковой степени расчленённости рельефа – чем круче залегают границы, тем большее количество горизонталей они будут пересекать и меньше их криволинейность.

Вертикально залегающие границы (стратиграфические, тектонические, несогласия), пересекающиеся с эрозионной (дневной) поверхностью на карту проецируются в виде прямой линии.

На аэрофотоснимках при выровненном рельефе трудно судить о залегании пород. Если рельеф расчленён, то границы слоёв будут зигзагообразно изогнуты, и конфигурация этих границ будет зависеть от формы рельефа и угла наклона слоёв. При вертикальном залегании выходы границ образуют на снимках прямые линии, пересекающие рельеф независимо от его формы.

На геологических разрезах величина наклона наклонно залегающих пластов будет зависеть от истинного угла падения пластов и от угла между направлением разреза и простираем пород. При перпендикулярном соотношении (разрез вкрест простираения слоёв) углы наклона границ будут соответствовать истинным углам падения слоёв. Чем острее угол, тем положе будут углы наклона. И если разрез построен по направлению простираения слоёв, то границы будут горизонтальны. Для пересчёта углов наклона слоёв в разрезах, построенных под углом к простираению, существуют графические, геометрические методы и номограмма (приложение № 1).

При изображении наклонно залегающих пластов на геологическом разрезе горизонтальный и вертикальный масштабы должны быть равными. Иногда делается исключение – вертикальный масштаб увеличивается. И тогда изображение слоёв будет отличаться от действительного – углы падения будут больше действительных и, соответственно будут искажены мощности слоёв. В таких случаях истинные углы падения можно определить графическим путем.

1.2.3. Нормальное и опрокинутое залегание

Наклонно залегающие пласты могут иметь нормальное и опрокинутое залегание (рис. 1.26, 1.27). При нормальном залегании кровля пласта расположена выше его подошвы, а при опрокинутом – наоборот.

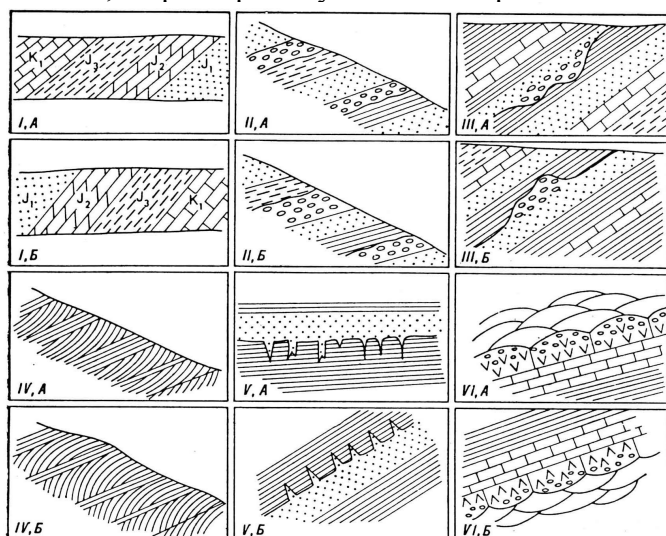


Рис. 1.26. Примеры нормального (А) и опрокинутого (Б) залегания

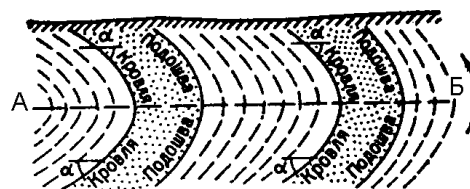


Рис. 1.27. Нормальное и опрокинутое залегание в вертикальном разрезе. Ниже линии АБ слои залегают в нормальном положении (кровля располагается выше подошвы). Выше линии АБ слои опрокинуты (кровля располагается ниже подошвы). Угол падения слоёв – α .

Отличить опрокинутое залегание от нормального можно по ряду характерных признаков:

1. По возрасту руководящих остатков фауны и флоры, если таковые имеются.
2. По признакам, однозначно указывающим на положение кровли и подошвы (знаки ряби, косая слоистость, следы размыва, волноприбойные знаки, трещины усыхания, иероглифы, следы потоков, градационная слоистость, скопления миндалин и подушечная отдельность в кровле и зоны закалки у подошвы потоков лав и т.д.) (рис. 1.26).
3. По результатам датирования пород изотопно-геохронологическими методами.

Элементы залегания наклонного слоя.

При наклонном залегании слоёв (и во всех других случаях тектонических нарушений) положение слоя в пространстве характеризуются элементами залегания – азимутами простираания и падения и углом падения поверхностей наслоения (рис. 1.27).

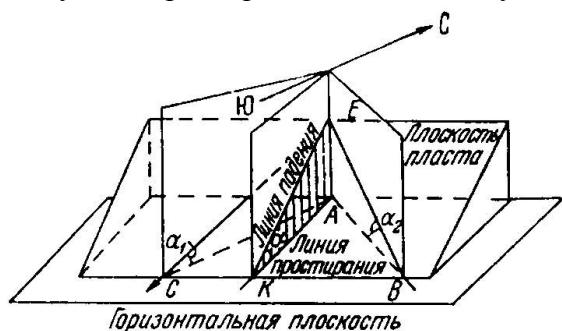


Рис. 1.27. Блок-диаграмма прикровлевой части наклонного слоя.

Слой рассечён вкрест простираания (штриховка) и под острыми углами к простираанию (стрелки).

Простираанием (линией простираания)

называется линия пересечения поверхности слоя (кровли или подошвы) с горизонтальной поверхностью. На поверхности слоя можно провести бесчисленное множество линий простираания.

Падением (линией падения) называется направление (вектор), перпендикулярное линии простираания и направленное в сторону его уклона, или направление максимального наклона слоя к горизонту.

Восстание (линия восстания) –

направление обратное линии падения.

Углом падения называется угол, заключенный между линией падения и проекцией её на горизонтальную плоскость.

Положение линии простираания определяется азимутом простираания, а положение линии падения – азимутом и углом падения. Азимут заданного направления называется правый векториальный угол, заключенный между северным направлением истинного меридиана и заданным направлением, определенный по часовой стрелке. Линия простираания имеет два противоположных направления, поэтому и замеры азимутов простираания одного и того же направления будут различаться на 180° . Азимут падения называется правый векториальный угол между проекцией линии падения на горизонтальную поверхность и северным направлением истинного меридиана, определенный по часовой стрелке. Падение имеет одно направление и, соответственно, один азимут, отличающийся от азимута линии простираания на 90° . Значение угла падения не может быть больше 90° .

При определении истинных азимутов падения или простираания наклонных слоев, поверхностей наслоения и прочих геологических границ горным компасом необходимо учитывать магнитное склонение. В случае восточного магнитного склонения истинный азимут определяется путем прибавления к магнитному азимуту величины магнитного склонения, а в случае западного – наоборот, отнимается. Можно определять истинные азимуты без дополнительных математических операций, если лимб компаса повернуть на величину магнитного склонения по часовой стрелке (при восточном склонении) или против часовой стрелки (при западном склонении).

Элементы залегания на картах изображаются с помощью условных графических знаков (рис. 1.28). Для нанесения элементов залегания на карту через точку, в которой произведен замер (или в которой нужно нанести элементы залегания), проводят меридиан, от него по часовой стрелке с помощью транспортира или горного компаса откладывают

значение истинного азимута линии падения или линии простирации, а затем наносят значок, соответствующий замеру и характеру залегания.

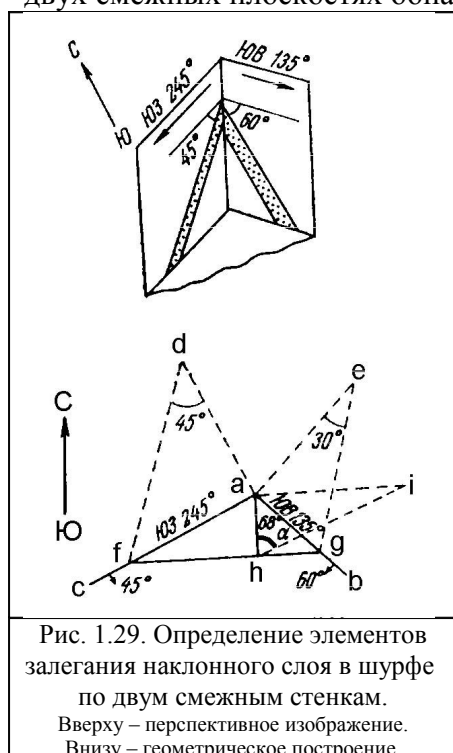


Определение элементов залегания наклонно залегающих геологических границ.

Элементы залегания геологических границ (пластов, поверхностей напластования и несогласий, тектонических) не всегда удаётся замерить в обнажениях. Их можно определить: по видимым наклонам в обнажениях, шурфах и канавах; по данным бурения; по трём точкам выхода пласта на поверхность; методом пластовых треугольников; методом стратоизогипс.

1. *Определение элементов залегания по видимым наклонам.* Видимым наклоном называется падение поверхности слоя в любом направлении, не совпадающем с направлением наибольшего наклона. Линия пересечения поверхности обнажения или стенки шурфа с поверхностью напластования называется *линией видимого наклона*. Угол погружения линии видимого наклона равен углу между линией и её проекцией на горизонтальную плоскость.

Определить элементы залегания можно графическим геометрическим методом по двум замерам элементов залегания (азимут и угол погружения) линий видимого наклона в двух смежных плоскостях обнажения или стенках шурфа.



Например (рис. 1.29), есть два замера элементов залегания видимых наклонов, сделанных в смежных стенках шурфа: аз.пад. $245^\circ \angle 45^\circ$, аз.пад. $135^\circ \angle 30^\circ$. На ориентированном по странам света листе бумаги из произвольной точки *a* наносятся линии *ab* и *ac* по направлениям, соответствующим азимутам падения линий видимых наклонов.

В точке *a* восстанавливаются к этим линиям перпендикуляры *ad* и *ae* одинаковой величины ($ad = ae$) и откладываются в точках *d* и *e* соответствующие углы до пересечения с линиями простирации. Через точки *f* и *g* проводится линия и к ней из точки *a* восстанавливается перпендикуляр *ah*. Затем, из точки *a* восстанавливается перпендикуляр *ai* ($ai = ad = ae$) и точка *i* соединяется с точкой *h*. Угол *ahi* является истинным углом падения, а направление *ah* – азимутом истинного падения.

2. Гораздо проще можно определить истинные элементы залегания по замерам видимых уклонов, используя сетку Баумана (рис. 1.30) или стереографическую сетку Вульфа.

3. *Определение элементов залегания по выходу пласта на поверхность* (рис. 1.31). На геологической карте с горизонталями нужно найти хотя бы две точки пересечения какой-либо горизонтали с одной и той же поверхностью слоя (кровлей или подошвой). Найденные точки соединяем прямой линией, которая будет линией простирания пласта и её высота будет равна высоте горизонтали. Далее, находим две новые точки пересечения вышележащей или нижележащей горизонтали с той же поверхностью слоя, соединяем их прямой линией и получаем вторую линию простирания с высотой равной отметке другой

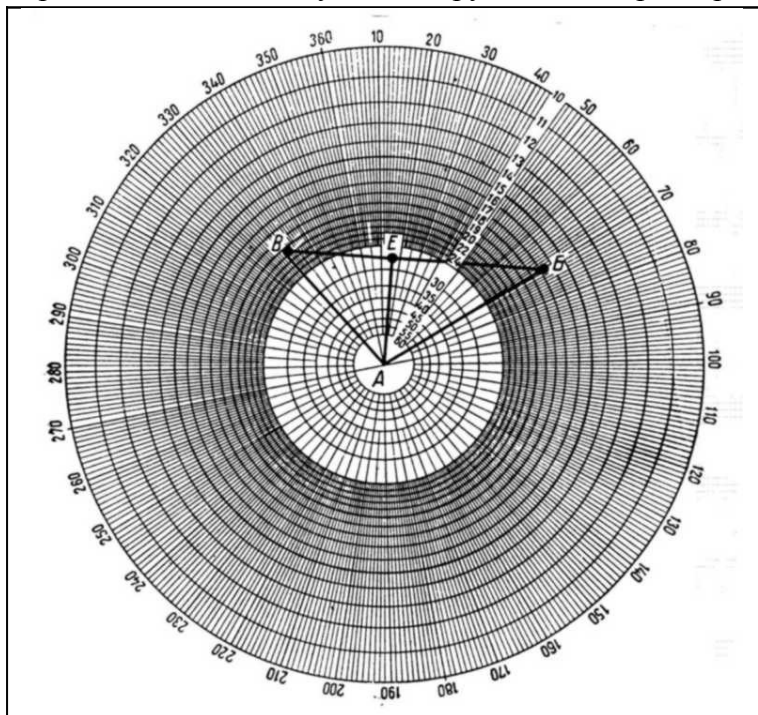


Рис. 1.30. Пример определения элементов залегания пласта по двум видимым замерам с помощью стереографической сетки Баумана.

горизонтали. Затем проводим между ними перпендикулярную линию и помечаем стрелочкой направление падения – оно будет направлено в сторону более низкой отметки линии простирания. Через одну из точек пересечения её с линией простирания проводится линия в направлении «север-юг». По часовой стрелке от северного направления до направления линии падения транспортиром определяем азимут падения.

Для определения угла падения необходимо проделать следующие операции. От одного конца перпендикулярной линии между двумя линиями простирания в любую сторону откладывается в масштабе карты разница между высотными

отметками двух этих линий, и эта точка соединяется с другим концом перпендикуляра. Угол между этой линией и линией падения будет углом падения слоя (границы).

3. *Определение элементов залегания по трём точкам выхода пласта на поверхность или по данным трёх скважин* (рис. 1.32). Три точки соединяются линиями. Получается треугольник, вершины которого имеют разные высотные отметки. Рёбра треугольника разбиваются на определенное количество частей, которое равно разнице между высотными отметками двух смежных точек (углов), разделенной на величину сечения горизонталей. Точки на рёбрах треугольника с равными высотными отметками соединяем линиями, и это будут линии простирания. И далее определяем азимут и угол падения пласта так, как это было описано в предыдущем пункте.

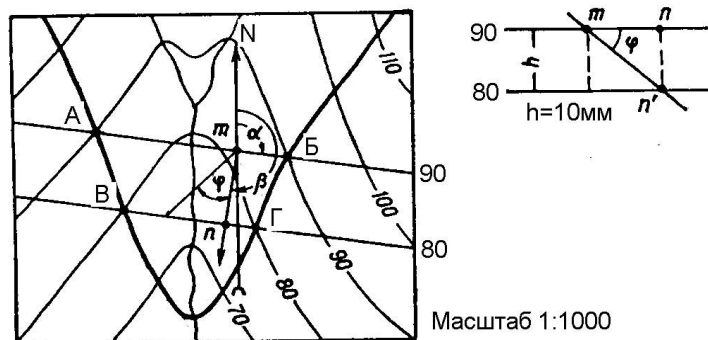


Рис. 1.31. Определение элементов залегания по линии выхода пласта на поверхность с помощью заложения.

α – азимут линии простирания; β – азимут линии падения; φ – угол падения.

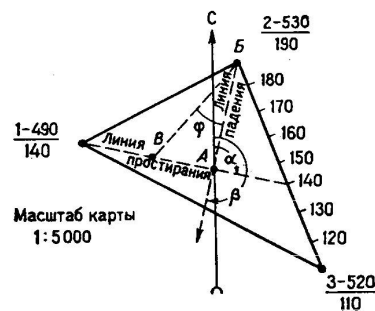


Рис. 1.32. Определение элементов залегания слоя по данным глубины залегания его в трёх вертикальных скважинах.

4. *Определение элементов залегания по пластовым треугольникам.* Линия выхода наклонного пласта на поверхность пересечённой местности, спроецированная на карты, изогнута таким образом, что образует сравнительно резко выраженные углы в самой низкой и в самой высокой точке рельефа. Если соединить стороны этих углов прямыми линиями, то получим треугольники, которые носят название *пластовых треугольников*.

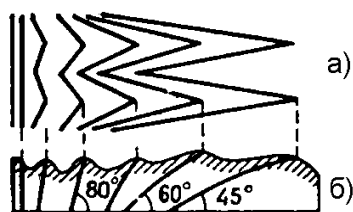


Рис. 1.33. Изменение формы пластовых треугольников в зависимости от угла падения пласта в плане (а) и на вертикальном разрезе (б).

Величина угла, указывающего на направление падения, в пластовых треугольниках зависит от наклона слоёв и формы рельефа. Чем круче залегают породы при одинаковом рельефе, тем больше угол (при вертикальном залегании граница будет прямолинейной), чем круче рельеф при одинаковом наклоне пласта, тем острее (меньше) угол (рис. 1.33).

Если угол наклона слоёв *круче* наклона поверхности рельефа, вершина угла, образованного изгибом слоя, направленная в сторону падения слоя, будет расположена в *самой низкой точке рельефа* (рис. 1.34).

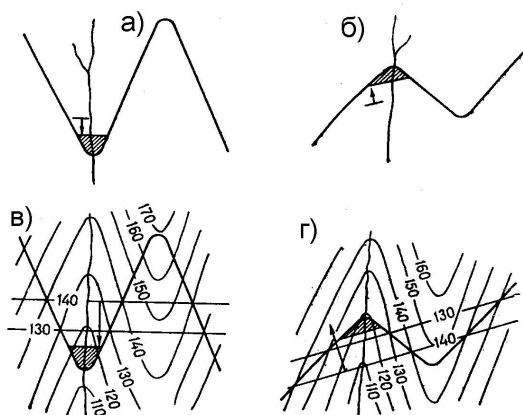


Рис. 1.34. Определение направления наклона пород по пластовым треугольникам в случае наклона слоёв круче поверхности рельефа.

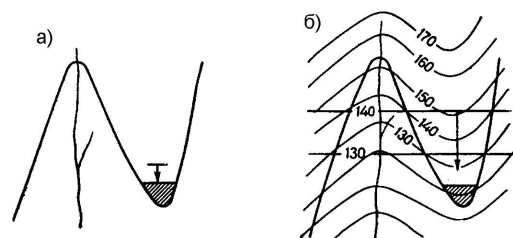


Рис. 1.35. Определение направления наклона пород по пластовым треугольникам в случае наклона слоёв меньше угла наклона поверхности рельефа.

Если угол наклона слоёв *положе* наклона поверхности рельефа, вершина угла, образованного изгибом слоя, направленная в сторону падения слоя, будет расположена не в самой низкой точке, а на *водоразделе* (рис. 1.35).

5. *Определение углов падения пластов по аэрофотоснимкам* можно сделать с помощью вычисления превышений по разности продольных параллаксов. Выбирается пластовый треугольник и строится линия простираения, а через вершину треугольника – проекция линии падения. Затем измеряется превышение между линией простираения и вершиной пластового треугольника и определяется угол наклона пласта обычным графическим методом. Определение превышений разности продольных параллаксов может быть использовано для вычисления по аэрофотоснимкам истинных мощностей слоёв и построения геологических разрезов.

Определение истинной мощности слоя при наклонном залегании

Как правило, в поле может быть измерена видимая ширина выхода наклонного слоя по склону, ширина выхода слоя в горизонтальном срезе, проекция видимой ширины выхода слоя по склону на горизонтальную поверхность и, иногда, вертикальная мощность.

Видимая ширина выхода слоя, также как и проекция видимой ширины выхода слоя зависит от крутизны склона, истинной мощности и угла падения слоя. Чем круче склон при одинаковом наклоне пласта, тем меньше видимая мощность. Чем больше истинная мощность при одной крутизне склона, тем больше видимая мощность (рис. 1.36). *Истинная мощность* – кратчайшее расстояние (по перпендикуляру) между подошвой и кровлей пласта.

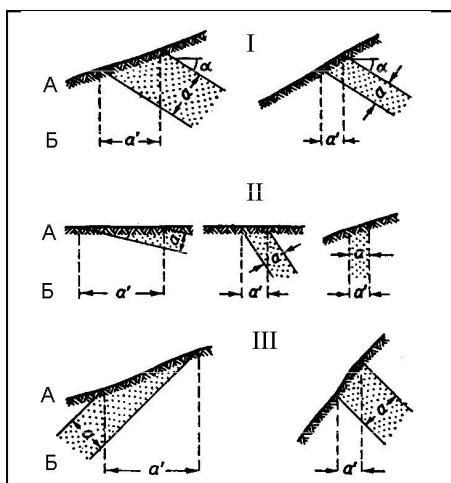


Рис. 1.36. Изменение ширины выхода наклонно залегающего слоя в вертикальном разрезе (А) и в плане (Б) в зависимости от истинной мощности (I), угла наклона (II) и формы рельефа (III).

α – истинная мощность; α' – проекция ширины выхода слоя на горизонтальную плоскость; α – угол падения слоёв.

1. Для определения истинной мощности необходимо определять видимую мощность, угол падения слоя и угол наклона склона. И тогда истинная мощность слоя может быть определена по формулам приведённым на рис. 1.37.

2. Если истинная мощность слоя определяется в сечении, ориентированном косо по отношению к линии простирания, то вычисления производятся по формуле П.М. Леонтовского:

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

где: M – истинная мощность; m – видимая мощность; α – угол падения пласта; β – угол наклона рельефа; γ – угол между азимутами линий простирания и измерения. Знак $\pm$ употребляется в зависимости от соотношения направления наклонов поверхностей рельефа (или обнажения) и слоя: при наклоне их в одну сторону принимается знак минус, при наклоне в разные стороны – знак плюс.

Приведённая выше формула верна при условии, что угол падения пласта больше уклона склона. При погружении в одном направлении пласта и склона, но при большем значении уклона склона, чем угол падения пласта, нужно использовать формулу В.С. Милеева: $M = m (\cos \alpha \sin \beta - \sin \alpha \cos \beta \sin \gamma)$.

3. На геологических картах с горизонталями можно определить истинную мощность пласта после определения угла наклона и вертикальной мощности и равна вертикальной мощности, умноженной на значение косинуса угла падения: $M_u = m_v (\cos \alpha)$.

Вертикальная мощность пласта определяется на геологической карте с горизонталями следующим способом.

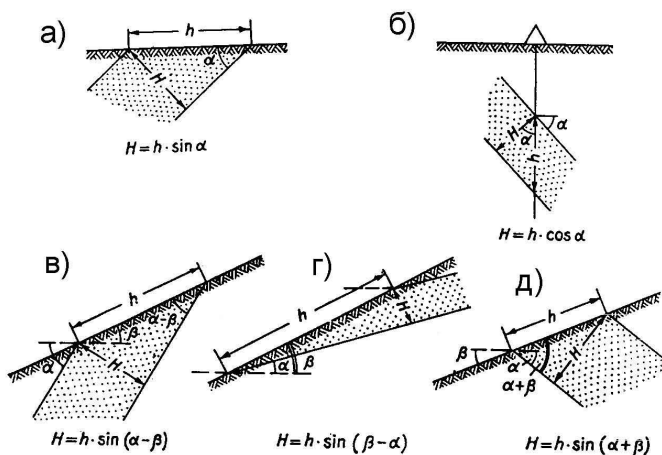


Рис. 1.37. Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоёв в сечениях, перпендикулярных к простиранию слоя.

а – при горизонтальной поверхности рельефа; б – по керну буровой скважины; в, г, д – при наклонной поверхности рельефа и разном падении слоя.

H – истинная мощность; h – видимая мощность; α – угол падения слоя; β – угол наклона поверхности рельефа.

На карте проводят проекцию линии простирания кровли пласта, для чего соединяют прямой две точки пересечения проекции выхода кровли с одной и той же горизонталью карты. Проекцию линии простирания кровли продолжают до пересечения её проекции выхода подошвы пласта. Путём интерполяции определяют отметку пересечения продолженной проекции выхода кровли с проекцией выхода подошвы пласта. Разность между этими отметками и будет равна вертикальной мощности изображенного на карте пласта.

4. На геологических разрезах, построенных вкрест простирания пород, мощность наклонного слоя измеряется по перпендикуляру между подошвой и кровлей слоя с учётом масштаба разреза. Если геологический разрез построен под косым углом к простиранию пород, то для пересчёта

видимых мощностей в истинные можно использовать таблицу, либо геометрические методы.

Построение выхода пласта на поверхность на карте с топографической основой

Каждый наклонный слой представляет собой пластообразное геологическое тело, ограниченное снизу и сверху поверхностями напластования (кровлей и подошвой). Пересечения этих поверхностей с эрозионной (дневной) поверхностью называются линиями выхода (или следами выхода) подошвы или кровли слоя на поверхность. Построить выход пласта на поверхность на карте с топографической основой можно, если на топооснове указано положение трёх точек выхода (тогда, прежде определяются элементы залегания пласта по трём точкам), либо – положение одной точки кровли или подошвы, элементы залегания и вертикальная или истинная мощность слоя. Вначале строится выход какой-либо одной поверхности (кровли либо подошвы), затем – другой.

Для изображения наклонно залегающего пласта (кровли или подошвы) на карте пользуются заложением (рис. 1.38, 1.39).

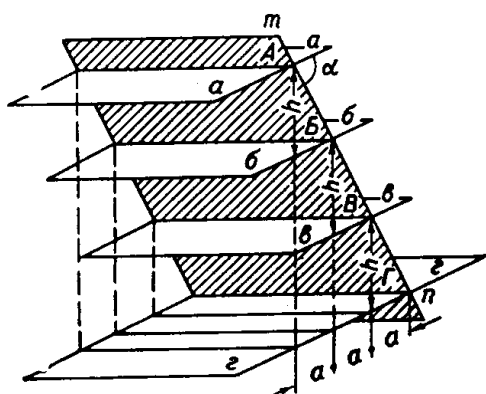


Рис. 1.38. Блок-диаграмма, поясняющая приём определения величины заложения (отрезок a).

h – расстояние между горизонтальными плоскостями, рассекающими слой, соответствующее сечению рельефа горизонталями в масштабе карты

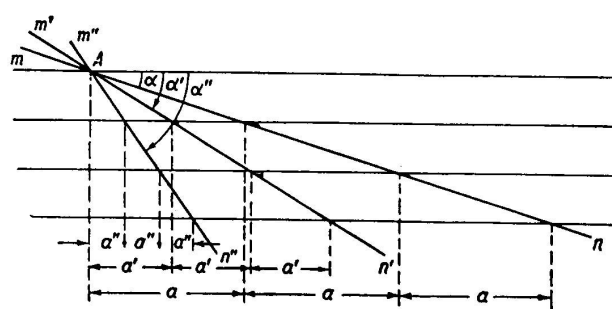


Рис. 1.39. Изменение величины заложения в зависимости от угла падения слоя.

mn, mn', mn'' – кровля или подошва пласта; a, a', a'' – соответствующие углы падения; a, a', a'' – соответствующие величины заложения.

Заложением называется проекция отрезка линии падения на горизонтальную плоскость, заключённого между двумя избранными линиями простираения (или стратоизогипсами), проведенными по подошве или кровле слоя (рис. 1.38, 1.39).

Величина заложения не зависит от формы рельефа. Она может изменяться в зависимости от угла наклона слоя, величины избранного сечения между горизонтальными плоскостями, рассекающими слой, и масштаба, в котором производится построение (рис. 1.39).

Выход пласта на поверхность строится следующим образом (рис. 1.40).

В случае, когда известно положение одной точки выхода и элементы залегания пласта, сначала определяется величина заложения следующим образом (рис. 1.40 б).

На листке бумаги проводится несколько параллельных линий с высотой сечения h , которая выбирается равной сечению горизонталей, отложенному в масштабе карты. От условной точки на нижней линии в любую сторону откладывается истинный угол падения слоя. Из точек пересечения линии падения с горизонтальными линиями опускаются перпендикуляры на нижнюю горизонтальную линию, и получается величина заложения b , равная отрезкам на этой линии, расположенным между перпендикулярами.

Затем, в точке выхода проводится линия простираения и параллельно ей в ту и другую сторону от точки через расстояние, равное величине заложения, от одного края рамки до другого проводятся линии простираения (стратоизогипсы). У края рамки подписываются высотные отметки этих линий, различающихся в сторону увеличения (по восстанию пласта) или уменьшения (по падению пласта) на величину сечения

горизонталей. Далее, находятся точки пересечений линий простираения слоя с горизонталями с одинаковыми высотными отметками, и эти точки соединяются плавной кривой.

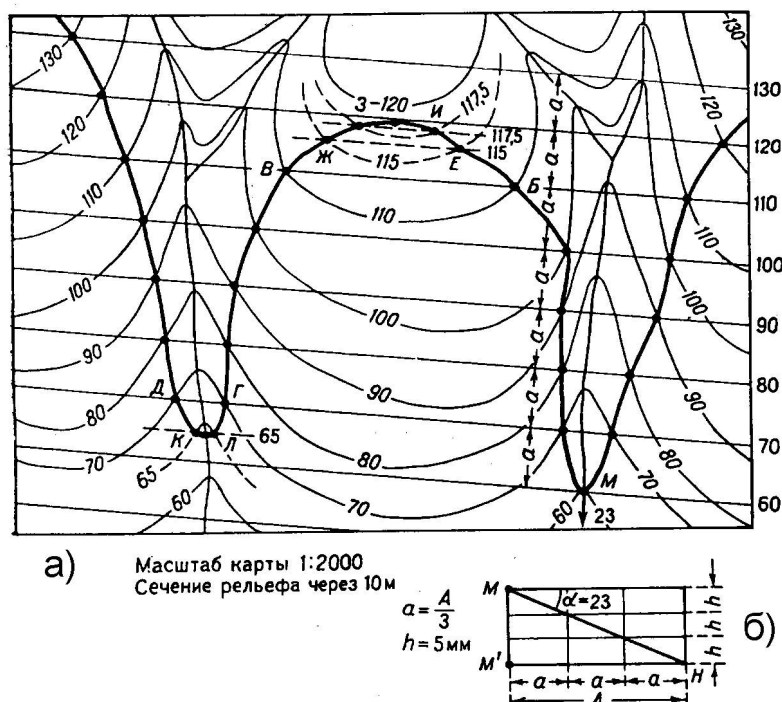


Рис. 1.40. Пример построения выхода наклонно залегающего пласта на карте (а) с помощью заложения (б - определение величины заложения).

кровли с учётом вертикальной мощности слоя определяется высотная отметка линии простираения подошвы, и точка пересечения её с одновысотной горизонталью будет точкой выхода подошвы на поверхность.

2. В том случае, когда указаны только три точки выхода одной поверхности и истинная или вертикальная мощность пласта, вначале определяют элементы залегания слоя методом, описанным в предыдущем разделе. Затем достраиваются в пределах всей карты линии простираения, так как в данном случае величина заложения уже известна, а построение выхода пласта на поверхность производится далее так, как описано в первом пункте этого раздела.

1.2.4. Согласное и несогласное залегание пород

Различают два основных типа соотношения слоёв: согласное и несогласное.

Согласное залегание характеризуется отсутствием *перерывов* в осадконакоплении. Границы слоёв, толщ, свит или серий обычно субпараллельны друг другу. Иногда могут быть случаи «несогласованности» границ, обусловленные первично наклонном согласном залегании пород. При согласном залегании различают: 1 – *нормальное согласное залегание*, когда слои расположены субгоризонтально; 2 – *нарушенное согласное залегание*, когда слои лежат наклонно или смяты в складки, но стратиграфическая последовательность сохраняется; 3 – *запрокинутое согласное залегание*, когда слои перевёрнуты при сохранённой стратиграфической последовательности (рис. 1.41).

Несогласное залегание или *несогласие* выражает *перерыв* в осадконакоплении, который выражается отсутствием определенных стратиграфических горизонтов и обусловлен различными (чаще тектоническими) причинами. Такое несогласие называется *стратиграфическим*. Поверхность, разделяющая несогласно залегающие толщи, называется *поверхностью несогласия*.

Таким же способом строится линия выхода второй поверхности слоя, только перед этим необходимо найти точку её выхода на поверхность. Это можно определить с помощью построения вкрест простираения небольшого фрагмента топографического профиля вынесением на него одной поверхности слоя, а затем и другой, отложив либо истинную, либо вертикальную мощность слоя. Второй способ определения точки выхода второй поверхности называется «методом стратоизогипс» и заключается в следующем.

В точке выхода, например,

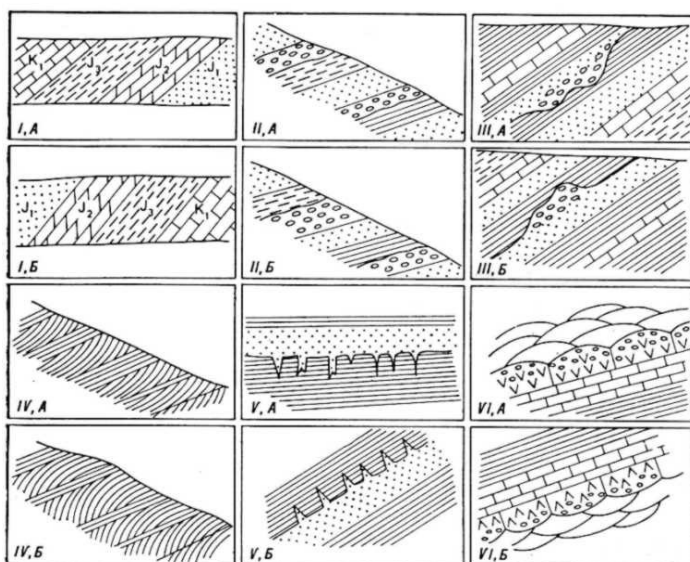


Рис. 1.41. Примеры нормального (А) и опрокинутого (Б) залегания:

I – в стратифицированных толщах с руководящими органическими формами; II – в трансгрессивных толщах с конгломератами в основании; III – с вымоинами, заполненными грубообломочным материалом; IV – в толщах, содержащих слои с косою слоистостью; V – с трещинами высыхания; VI – с наличием миндалей в потоках вулканитов.

несогласия обозначается двойной черной линией – сплошной и точечной, расположенной выше сплошной линии, а на мелкомасштабных – сплошной черной линией.

Типы несогласий

Стратиграфические несогласия по ряду различных признаков (по величине угла несогласия, отчетливости выражения поверхности несогласия, площади распространения, условиям возникновения и др.) могут быть разделены на несколько видов.

1. По величине угла несогласия могут быть выделены *параллельное, угловое, азимутальное угловое* и *географическое* несогласия.

Параллельное несогласие – такое несогласие, когда два соприкасающихся разновозрастных комплекса залегают одинаково. Оно выражается перерывом в осадконакоплении и параллельным залеганием слоёв выше и ниже поверхности несогласия (рис. 1.42 б). Легко устанавливается, если по обе стороны поверхности несогласия состав пород разный или разновозрастные руководящие остатки ископаемой фауны и флоры, либо есть поверхности подводного размыва или наземной денудации (коры выветривания и др.).

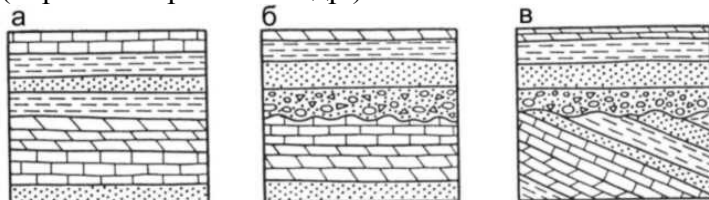


Рис. 1.42. Согласно (а) и несогласное параллельное (б) и угловое (в) залегание.

угла наклона, складчатость), что привело к разному углу наклона слоёв, расположенных по обе стороны поверхности несогласия (рис. 1.42 в).

Азимутальное угловое несогласие – такое несогласие, когда простирание и углы залегания двух соприкасающихся разновозрастных комплексов разные. Оно обусловлено перерывом в осадконакоплении, в промежуток которого произошло нарушение нижележащих слоёв (изменение угла наклона, складчатость), что привело к разному углу

При параллельном несогласии линия несогласия на геологической карте будет параллельна границам стратиграфических подразделений (рис. 1.42). При угловом несогласии линия несогласия обычно совпадает с подошвой нижнего слоя несогласно залегающего стратиграфического подразделения (за исключением границы несогласного прилегания) и на карте она будет пересекать одну или несколько границ нижнего стратиграфического подразделения.

В стратиграфической колонке несогласие обозначается волнистой линией (параллельное или стратиграфическое несогласие) и волнисто-угловатой линией (угловое несогласие). На крупномасштабных геологических картах линия или граница

Угловое несогласие – такое несогласие, когда два соприкасающихся комплекса залегают под разными углами. Оно выражается перерывом в осадконакоплении, в промежуток которого произошло нарушение нижележащих слоёв (изменение

наклона слоёв, расположенных по обе стороны поверхности несогласия. Только перерыв этот должен быть более продолжителен.

Географическим несогласием называется угловое несогласие с углом менее 1° . Такое несогласие может быть установлено только при картировании обширных территорий, когда можно проследить налегание одного горизонта на разные подстилающие стратиграфические горизонты без видимого нарушения параллельности положения поверхностей наложения тех и других.

2. По отчетливости поверхности несогласия различают: *явное несогласие* (с отчетливо выраженными поверхностями несогласия) и *скрытое несогласие* (с неопределённым положением поверхности несогласия).

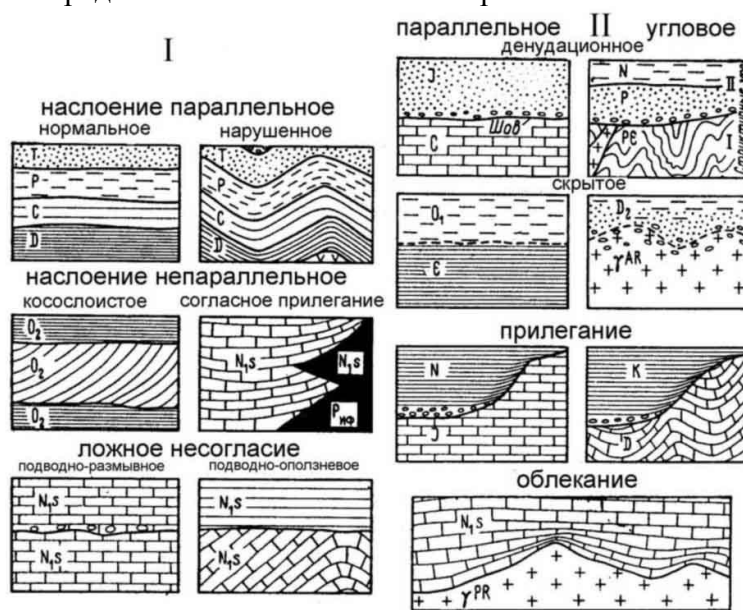


Рис. 1.43. Схема основных типов структур согласного (I) и несогласного (II) залегания горных пород.

Скрытое несогласие (рис. 1.43) может быть между одинаковыми по составу, но разными по возрасту породами. В «немых» толщах его выделить очень трудно. Оно выделяется также там, где трудно выявить и провести поверхность несогласия (например, залегание аркозовых песчаников на сильно выветрелых гранитах, туфопесчаников на туфах и т.д.).

3. По площади распространения выделяются *региональные* и *местные* несогласия.

Региональные несогласия проявляются на огромных территориях, вызываются общими

для больших площадей вертикальными поднятиями, и знаменуют важные геотектонические события (например, несогласие между палеозоем и мезозоем в Средней Азии, между нижним и средним палеозоем на Урале и т.д.).

Местные несогласия не имеют широкого распространения и отражают движения и рост отдельных структур. Они образуются обычно в прогибах на локальных структурах поднятия, если поверхность осадконакопления оказывается в пределах действия волновых колебаний или выше уровня воды.

4. По условиям возникновения несогласия делятся на *истинные*, *ложные* и *внутриформационные несогласия*.

Истинные несогласия фиксируют перерывы в отложении осадков, вызванные вертикальными движениями земной коры (поднятиями). Они формируются в длительные отрезки времени.

К *ложным несогласиям* относятся различные сложные, но всегда местные размывы в сериях косоугольных пород, сопровождающиеся иногда видимыми угловыми несогласиями (*краевое*, *рассеянное*, *дисгармоничное*). Косая перекрещивающаяся и диагональная слоистость возникает вследствие постоянного изменения поверхности накопления осадка и его перебива и переотложения (рис. 1.43). *Краевое несогласие* наблюдается по краям бассейна осадконакопления и заключается в последовательном утонении и выклинивании отдельных горизонтов с образованием очень слабых угловых несогласий и трансгрессивных перекрытий. *Рассеянное (дисперсное) несогласие* образуется при развитии складок во время накопления осадков и погружения дна бассейна. *Дисгармоничное тектоническое несогласие* возникает в результате процессов складкообразования, обусловленных резкими различиями пластичности смежных

стратиграфических горизонтов. Высокопластичные слои претерпевают более интенсивное смятие, чем подстилающие или перекрывающие их низкопластичные породы.

Внутриформационные несогласия включают несогласия, возникающие в результате размыва, происходящего одновременно (сингенетично) с накоплением осадков. Основная роль при их формировании принадлежит донным течениям. Эти несогласия не отражают переломных моментов в геологической истории района, а характеризуют лишь изменения физико-географических условий в области накопления осадков (например, увеличением скорости движения водной среды) или в зоне денудации.

Если же несогласное залегание возникло в результате тектонических перемещений одних толщ относительно других, то такое несогласие называется *тектоническим*.

Строение поверхностей несогласий.

Поверхности стратиграфических несогласий могут иметь различные формы. Они бывают относительно плоскими, сглаженными, сложными (с большим перепадом высот) и обусловлены характером захоронённого рельефа. При последующем осадконакоплении вначале происходило заполнение низменных участков, затем выравнивание и образование горизонтально залегающих толщ осадков. Наиболее характерны случаи *прилегания* и *облекания*.

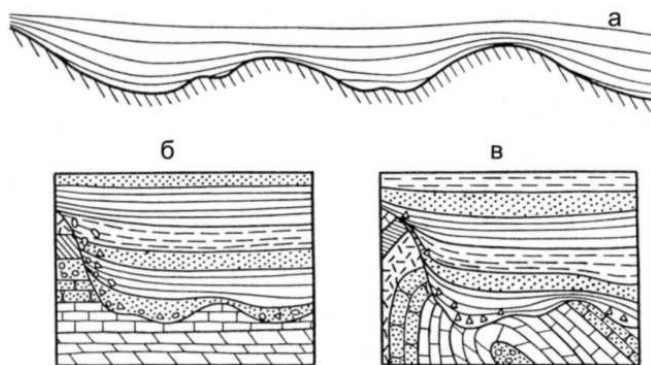


Рис. 1.44. Облекание (а) и прилегание согласное или параллельное (б) и несогласное (в).

Прилегание бывает *параллельным* и *несогласным* (рис. 1.43, 1.44), *трансгрессивным*, *регрессивным* и *ингрессивным*. При параллельном прилегании, как размывые слои, так и налегающие на них, залегают параллельно, при несогласном – верхние слои залегают на нижних слоях с угловым несогласием. Характерно для прибрежных и русловых аллювиальных отложений.

Облекание представляет собой плащеобразное перекрытие более молодыми осадками отлогой

поверхности размыва древних пород (рис. 1.44). Мощности слоёв в нижней части, несогласно залегающей толщи, меньше над повышениями древнего рельефа и больше – над понижениями.

Критерии установления несогласий при геологическом картировании.

Несогласие может быть установлено: 1 – непосредственно прямым наблюдением в поле в обнажениях и прослежено на большие расстояния; 2 – по данным бурения или по геофизическим материалам.

О существовании несогласия и поверхности несогласия могут свидетельствовать многочисленные признаки:

1. Вымоины, карманы и выступы на поверхностях напластования.
2. Различные следы выветривания (как физического, так и химического), сохраняющиеся на поверхности несогласия или в породах, залегающих непосредственно ниже её.
3. Базальные толщ и плохо отсортированные базальные конгломераты с гальками нижележащих пород.
4. «Пустынный загар» на гальках базальных конгломератов, «окремнённая» эрозионная поверхность, ожелезнённые поверхности и «железные шляпки», скопления фосфоритовых желваков совместно с глауконитом, пиритом и марганцовыми конкрециями.

5. Резкий возрастной разрыв остатков руководящей ископаемой фауны и флоры в вышележащих и нижележащих толщах (даже при одинаковом литологическом составе пород и параллельном залегании).
6. Резкие фациальные переходы (от морских осадков к континентальным осадкам или наоборот).
7. «Утыкание» границ нижележащих слоёв в одну из геологических границ вышележащего слоя или «срезание» границ нижележащих пластов подошвой вышележащего слоя.
8. Резкое различие углов падения или азимутов падения стратиграфических подразделений (слоёв, толщ и др.).
9. Резкое различие в степени метаморфизма соприкасающихся толщ, свит, серий.
10. Резкое различие в характере (степени и количестве) структурных преобразований.

Глава 2. Геологическое изучение разрывов в горных породах

Разрывами называются нарушения сплошности горных пород, образовавшиеся в результате деформаций.

Разрывы в горных породах можно разделить на две группы.

К первой группе относятся разрывы, по которым не было или были крайне незначительные перемещения – *трещины*. К этой же группе разрывов относится особый тип трещин – *кливаж*. Трещины и кливаж, группируясь в системы, обуславливают *отдельность* пород – свойство пород разделяться на фрагменты разного размера и разной морфологии.

Ко второй группе разрывов относятся разрывы с разными масштабами перемещений вдоль плоскости разрыва – *разломы*.

2.1. Трещины и кливаж в горных породах (разрывы без смещения).

2.1.1. Трещины и трещиноватость

Трещины среди разрывных нарушений распространены наиболее широко. Трещины как двумерное геологическое тело характеризуются элементами залегания – простиранием, падением и углом падения

Трещины могут иметь одинаковую, близкую или разную ориентировку. Трещины одного ряда могут ветвиться, но не пересекаться. Обычно в горных породах развивается несколько рядов трещин, часто взаимосвязанных генетически и во времени, либо разных по генезису и по времени проявления.

Совокупность трещин, разбивающих тот или иной блок породы или участок земной коры, называется *трещиноватостью*.

Трещины, развитые в горных породах, классифицируются по разным параметрам: по пространственному положению, по текстурным особенностям, по генезису. Также, к основным признакам, по которым выделены отдельные виды трещин, относятся: геологическая обстановка, характер механического разрушения пород, источник возникновения нагрузок и морфологические особенности трещин. Эти классификации не исключают друг друга, а дополняют, ибо один и тот же вид трещин может быть обусловлен рядом признаков. Наиболее распространёнными являются *геометрические* и *генетические* классификации.

Геометрические классификации

По расположению систем трещин (независимо от трещин отдельности) различают: параллельные, радиальные, концентрические, кулисообразные, разветвляющиеся (структуры «конского хвоста», «дендритовые», перистые) трещины.

По степени проявления или раскрытия трещины можно разделить на три группы: открытые, закрытые и скрытые. *Открытые* трещины характеризуются хорошо видимой полостью *зияния*. В *закрытых* трещинах разрыв заметен, но стенки вдоль трещины очень сближены. *Скрытые* трещины очень тонкие и не всегда различимы, но они могут быть выявлены при разбивании или при окрашивании породы. Иногда они бывают «залечены» минерализацией при циркуляции гидротермальных растворов, а если это было, например, окварцевание трещины, то порода вдоль этой трещины не раскалывается.

По размерам или протяженности трещины разделяют на малые и большие. Малые, или внутрислойные трещины, не выходят за пределы одного слоя, а большие – секущие несколько слоёв. Протяженность трещин в двух направлениях (например, по длине и глубине) может колебаться от нескольких сантиметров до сотен и тысяч метров. Поэтому, при полевых исследованиях трещиноватости горных пород могут быть выбраны и другие интервалы дискретности.

По форме трещины могут быть прямыми, изогнутыми или изломанными, с гладкими или неровными краями.

По отношению к залеганию слоёв трещины в осадочных и метаморфических породах с ясно выраженными плоскостными структурами (слоистостью – S_0 или сланцеватостью – S_1 , совпадающей с S_0) выделяются (рис. 2.1):

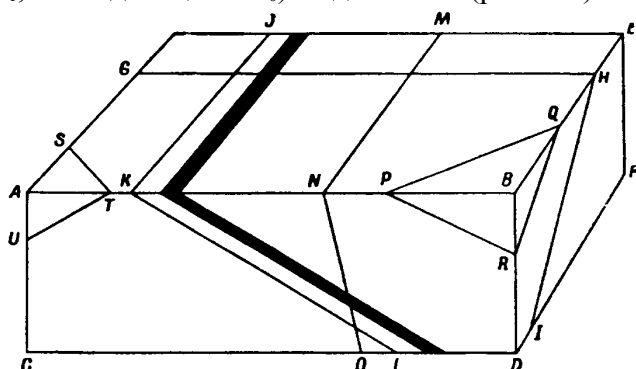


Рис. 2.1. Геометрическая классификация трещин. Чёрный слой показывает напластование. ABCD и GHI – поперечные трещины. BDEF и MNO – продольные трещины. IKL – согласные или трещины напластования. PQR и STU – косые или диагональные трещины

1. Поперечные (или нормально секущие) трещины, секущие в плане S_0 или S_1 по направлению падения.

2. Продольные (или согласно секущие) трещины, параллельные простиранию, но секущие S_0 или S_1 в вертикальных разрезах.

3. Косые (секущие или диагональные) трещины, секущие S_0 или S_1 под углом относительно простирания и падения пород.

4. Согласно трещины (или трещины напластования), ориентированные параллельно S_0 или S_1 как в плане, так и в разрезах.

По отношению к осям складок выделяются продольные, поперечные и диагональные (косые) трещины.

Нередко, удобнее классифицировать трещины (как в массивных, так в слоистых и сланцеватых породах) по углу наклона:

1. Вертикальные трещины – с углами падения $80-90^\circ$.
2. Крутые трещины – с углами падения $45-80^\circ$.
3. Пологие трещины – с углами падения $10-45^\circ$.
4. Субгоризонтальные и горизонтальные трещины – с углами падения $0-10^\circ$.

В генетической классификации выделяются три типа трещин – *нетектонические, прототектонические и тектонические трещины*.

2.1.2. Нетектонические трещины.

Образование нетектонических трещин в горных породах обусловлено изменениями внутренних свойств пород под влиянием сил, проявляющихся при экзогенных процессах вблизи или на поверхности Земли. Они подразделяются на следующие разновидности:

1. Первичные трещины.
2. Трещины выветривания.
3. Трещины оползней, обвалов и провалов.
4. Трещины расширения пород при разгрузке.

Первичные трещины образуются при уплотнении пород и уменьшении объёма в результате потери воды и физико-химических превращений – в процессе диагенеза (т.е. на стадии превращения осадка в горную породу). Эти трещины обычно развиты в отдельных слоях и располагаются по отношению к слоистости по-разному – косо, параллельно, либо имеют изогнутые сложной формы поверхности, а на поверхности наслоения – образуют полигональную сеть. В совокупности трещины формируют разные типы отдельности в осадочных и эффузивных породах.

Трещины выветривания образуются при экзогенном выветривании горных пород в результате раскрытия и расширения, ранее существовавших и образования новых трещин, в основном, за счет температурных градиентов. Их частота и количество уменьшается с глубиной, т.е. с удалением от дневной поверхности. Трещины выветривания могут наблюдаться на глубину до 10-15 м, а в некоторых случаях и до десятков метров.

Трещины оползней, обвалов и провалов имеют местное происхождение. Распространены обычно локально в виде трещин отрыва в верхней части, трещин скалывания на бортах и комплекса трещин в нижней части оползней, обвалов и провалов.

Трещины расширения пород при разгрузке разнообразны по своему проявлению. Они образуются в тех случаях, когда естественным или искусственным путём в локальных участках с горных пород снимается напряжение, вызванное тяжестью вышележащих пород. В горных выработках (штольнях, шахтах, штреках и т.д.), в бортах речных и овражных долин образуются трещины отрыва. У поверхности образуются трещины отслаивания, расположенные параллельно эрозионной поверхности. Трещины бортового отпора (отседания, откоса) развиваются в бортах долин рек и оврагов, врезанных в скальные и менее прочные породы. Обычно, они субпараллельны направлению долин, наклонены под углом 30-50° в сторону долины и распространены не глубже уровня реки.

2.1.3. Прототектонические трещины

Прототектонические или первичные трещины – это система закономерных трещин, которые возникают только в интрузивных телах в последние стадии их формирования под влиянием как внутренних сил интрузии, так и внешних напряжений. Различают (Kloos, 1922; и др.): 1) поперечные трещины (Q) – перпендикулярные к линейности; 2) продольные трещины (S) – параллельные линейности и перпендикулярные к слоям течения; 3) пластовые трещины (L) – параллельные слоям течения (первичной слоистости); 3) диагональные трещины (P) – располагающиеся с той или другой стороны от поперечных трещин (рис. 4.30, в разделе 4.3). В краевых частях интрузий, обладающих крутыми контактами, отмечаются ещё краевые трещины, падающие внутрь массива обычно под углом 20-45°. Более детально прототектонические трещины будут рассмотрены в разделе 4.3.

2.1.4. Тектонические трещины

Образование тектонических трещин обусловлено проявлением тектонических сил, вызываемых в земной коре эндогенными процессами. Возникающие при этом деформации почти всегда сопровождаются развитием трещин в горных породах, как на небольших участках, так и на огромных пространствах. Они более выдержаны по простиранию и падению, нередко ориентированы одинаково в разных по составу породах и подразделяются на следующие разновидности: 1 – *трещины отрыва*; 2 – *трещины скалывания*; 3 – *кливаж*.

Трещины отрыва

Трещины отрыва образуются в несколько стадий при проявлении в горных породах нормальных напряжений, превышающих пределы прочности этих пород, и ориентированы перпендикулярно к растягивающим усилиям (рис. 2.2). Они обычно приоткрыты, с неровной поверхностью и непротяжённые как по падению, так и по простиранию. Могут проявляться как в локальных участках, так и на больших пространствах, например, на бортах крупных прогибов или пологих смыкающих крыльях региональных флексур. Локальные трещины отрыва образуются на участках растяжения при формировании складок (продольные и поперечные трещины в ядрах линейных складок) и разрывов, а также на сводах куполовидных поднятий, где они радиально и концентрически расположены.

Трещины отрыва образуются также в условиях сжатия горных пород. Они короткие, расположены кулисообразно, параллельно оси сжатия и перпендикулярно к оси поперечного растяжения обычно в зонах тектонического дробления.

Трещины скалывания

Трещины скалывания образуются в условиях сжатия в направлении максимальных касательных напряжений при нагрузках, превышающих прочность пород (рис. 2.2).

Они выдержанны по простиранию и падению и обладают большой протяженностью. Стенки трещин обычно плотно сжаты и имеют гладкую поверхность, нередко со штрихами скольжения.

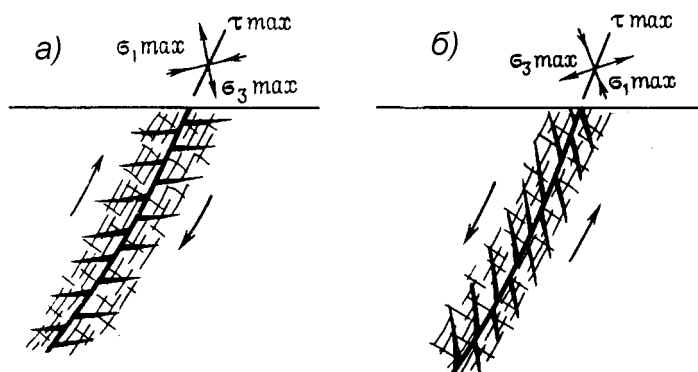


Рис. 2.2. Боковые оперяющие трещины, образующиеся при взбросе (а) и сбросе (б) в разрезах.

Трещины скалывания (тонкие линии, параллельные плоскости сместителя) и трещины отрыва (жирные линии, расположенные под углом к плоскости сместителя. Стрелками указано направление смещения крыльев разрывов и направление максимальных касательных ($\tau_{\max}$) и нормальных ($\sigma_{\max}$) напряжений.

Широко распространены трещины скалывания на участках, нарушенных сдвигами, сбросами и взбросами. Они формируются вблизи и параллельно поверхности сместителя одновременно с трещинами отрыва, которые ориентированы в противоположную сторону по отношению к наклону сместителя и перпендикулярно к оси наиболее растягивающих напряжений. Острый угол между трещинами отрыва и поверхностью сместителя (или трещинами скалывания) направлен в сторону перемещения крыла или блока

(рис. 2.2).

Трещины скалывания и отрыва, проявленные в зонах разрывных нарушений, получили название «оперяющих трещин». При наложении трещин скалывания на трещины отрыва может произойти их объединение и образование единой крупной трещины. Трещины скалывания широко распространены в областях, где породы претерпели катагенез, метаморфизм и складчатость, и наблюдаются как в осадочных, так и в эффузивных и интрузивных породах.

Кливаж

Кливаж образуется обычно на последней стадии развития пластических деформаций, характеризующейся потерей прочности перед разрывом.

Кливаж (франц. *clivage* – раскалывание, расщепление) – густая сеть параллельных поверхностей с ослабленными в результате пластической деформации связями между частицами горной породы, по которым в дальнейшем порода может раскалываться на очень тонкие (например, от сантиметров – в песчаниках и алевролитах до долей миллиметра – в углистых сланцах) пластинки. В противоположность другим трещинам кливаж не нарушает сплошности пород. И только у дневной поверхности кливаж может иметь вид открытых параллельных трещин со следами скольжения и притирания. Кливаж развит далеко не повсеместно – нередко он отсутствует в породах, смятых в сложные складки, а в пределах складки может быть не в каждом слое. Он является очень важной вторичной структурой осадочных и в особенности метаморфических пород. Элементы кливажа замеряются также как и другие плоскостные элементы – слоистость, сланцеватость и др. В литературе приводится довольно много разновидностей кливажа.

1. Относительно возраста образования выделяется *кливаж первичный и вторичный*.

Кливаж первичный возникает в горных породах под влиянием внутренних причин, зависящих от вещества сомой породы и от внутреннего сокращения объема породы в процессе литогенеза. Выражается он обычно в образовании двух перпендикулярных друг к другу и к наложению систем параллельных трещин.

Кливаж вторичный образуется в результате деформации горных пород под влиянием внешних тектонических воздействий и заключается в появлении трещиноватости. Вследствие различной направленности возникающих при деформации

напряжений трещины кливажа располагаются под разными углами к первичным текстурным элементам пород.

2. Относительно положения кливажа в складчатых структурах выделяется *послойный кливаж*, *секущий кливаж* (*веерообразный*, *обратный веерообразный* и *s-образный*), *параллельный кливаж* и *линейный кливаж* (рис. 2.3).

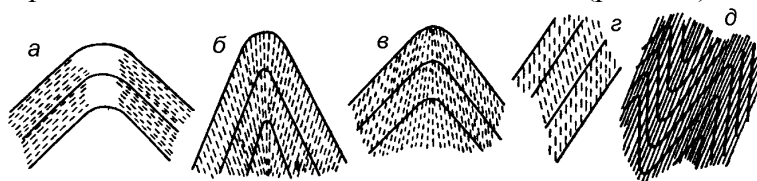


Рис. 2.3. Разновидности кливажа.

а- послойный кливаж. Секущий кливаж: б – веерообразный; в – обратный веерообразный; г – S-образный; д – параллельный.

Послойный кливаж расположен параллельно слоистости и рассмотрен ниже как кливаж напластования.

Кливаж обратный веерообразный, поверхности которого сходятся над антиклиналями, наблюдается

обычно в относительно маломощных слоях пластичных пород, залегающих среди мощных, менее пластичных пород.

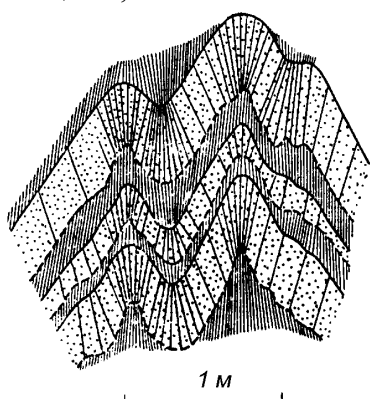


Рис. 2.4. Образование пучков и «рефракция» кливажа осевой плоскости (По Хоббсу и др., 1976)

Кливаж веерообразный аналогичен предыдущему, но только поверхности трещин расходятся над антиклиналями и сходятся над синклиналями. В складчатых структурах в результате рефракции кливажа осевой плоскости образуется веерообразный кливаж в виде пучков (рис. 2.4).

Кливаж s-образный (кливаж *искривлённый*) имеет разную ориентировку в пластах разного состава, но сохраняет параллельность по отношению к оси складки во всех слоях.

Параллельный кливаж расположен параллельно осевым поверхностям складок и рассмотрен ниже как *кливаж течения*.

Кливаж линейный характеризуется ориентированным расположением минералов не только по сланцеватости, но и в плоскости наслоения, разделяет породу на мелкие столбчатые и призматические частицы в направлении осей складок.

3. В генетических классификациях кливажа выделяется *кливаж течения*, *смятия*, *разлома*, *скалывания*, *напластования*, *скольжения* и *растяжения*.

Кливаж течения, который иногда называют *кливажём сланцеватости*, *кливажём осевой поверхности*, *кливажём истечения* и *главным кливажём*, обусловлен параллельной ориентацией пластинчатых или удлинённых минералов, расположенных параллельно осевым поверхностям складок (рис. 2.5).

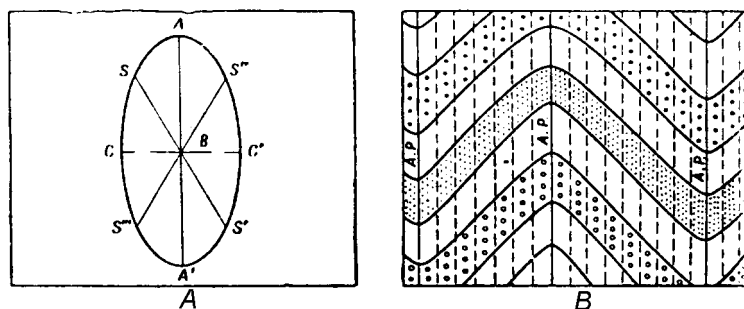


Рис. 2.5. Кливаж течения

Кливаж течения обозначен пунктирными линиями, параллельными осевым плоскостям (А.Р.) складок.

Он образуется в результате пластических деформаций и ориентирован под прямым углом к малой оси CC' , проходит через большую ось AA' и среднюю ось BB' эллипсоида деформации. Кливаж разлома и кливаж скалывания (shear cleavage) развиваются в основном параллельно плоскостям SS' и $S''S'''$. Острый

угол между слоистостью и плоскостями кливажа течения открыт навстречу вектору,

указывающему направление относительных смещений (рис. 2.6). Такое соотношение существует и в опрокинутых складках (рис. 2.7).

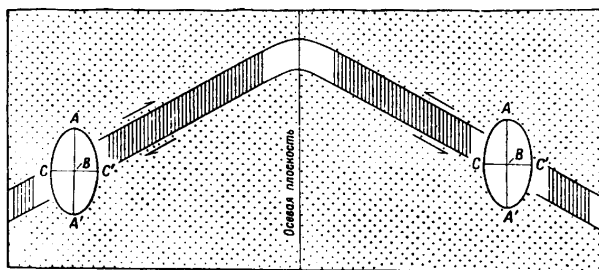


Рис. 2.6. Кливаж течения в тонком пласте податливых пород в симметричной складке.

Кливаж показан густой штриховкой, параллельно оси AA'. Стрелки указывают направление, в котором слои смещаются (или скалываются) относительно друг друга.

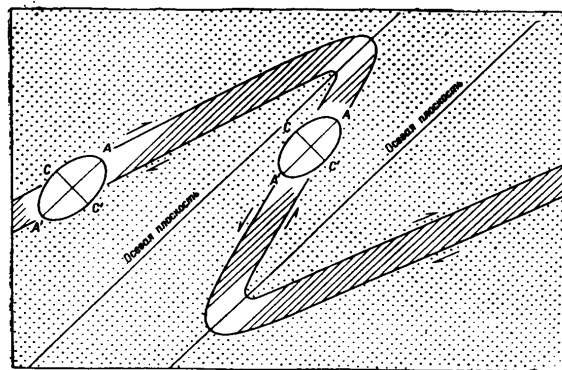


Рис. 2.7. Кливаж течения в тонком пласте податливых пород в опрокинутой складке. Кливаж показан густой штриховкой, параллельно оси AA' эллипсоида деформации

Очень полезно при изучении кливажа течения учитывать следующие закономерности:

- Соотношение кливажа и слоистости отражает относительное дифференциальное перемещение слоёв и, следовательно, позволяет установить подошву и кровлю пласта и характер (нормальный, опрокинутый) залегания пластов. В крыльях нормальной (не опрокинутой) складки кливаж имеет более крутое падение, чем слоистость (нормально залегающие слои), а в опрокинутых слоях опрокинутого крыла – падение кливажа более пологое, чем слоистость (перевёрнутое залегание) (рис. 2.8).

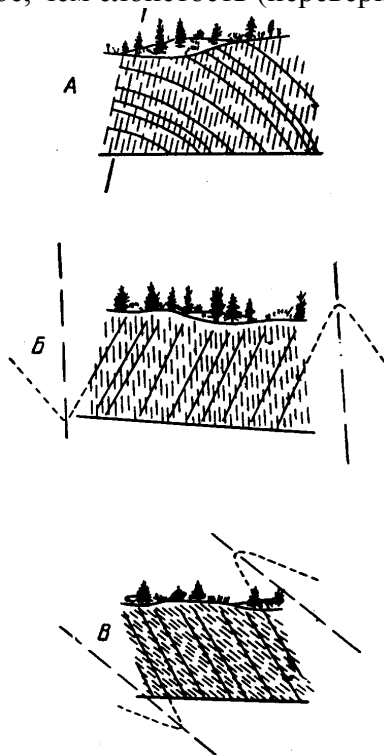


Рис. 2.8. Соотношение кливажа течения, слоистости и осевых поверхностей складок в разрезе.

А – кливаж перпендикулярен к слоистости в замке складок; Б – кливаж круче слоистости в крыле нормальной складки; В – кливаж положе слоистости в опрокинутом крыле опрокинутой складки

- Параллельность простираения кливажа и слоистости в крыльях складки свидетельствует о горизонтальном положении шарнира (оси) складки (рис. 2.9). В этом

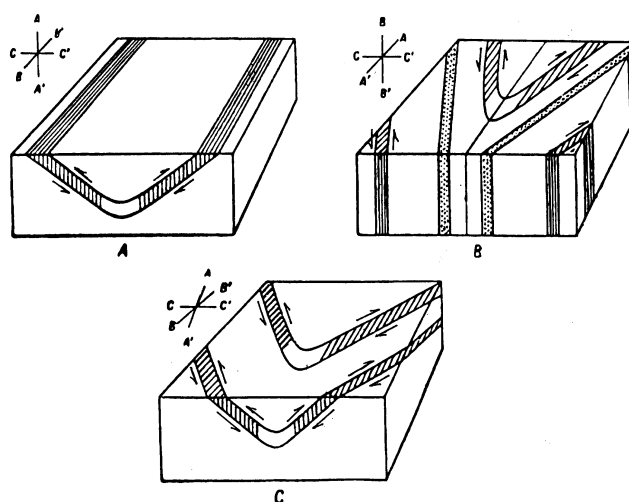


Рис. 2.9 Кливаж течения в трёх измерениях.

Кливаж показан частой штриховкой, направление скола или относительного перемещения показано стрелками. Оси эллипсоида деформации показаны в верхнем углу каждой блок-диаграммы. А – симметричная, не испытывающая погружение складка; В – симметричная нейтральная складка с вертикальным шарниром; С – симметричная складка, с наклонно погружающимся шарниром.

случае в ядрах (замках) складок кливаж будет почти перпендикулярен к слоистости. Секущее положение кливажа к слоистости в горизонтальных и вертикальных сечениях говорит о наклонном положении шарнира (оси) складки (рис. 2.9). В случае вертикального погружения шарнира складки простираются кливажа и слоистости различны, но в вертикальном сечении следы кливажа и слоистости совпадают (рис. 2.9).

- Изучение кливажа в вертикальной и горизонтальной плоскости позволяет определить величину угла погружения шарнира складки. Величина угла погружения шарнира соответствует углу наклона к горизонту следа слоистости на плоскости кливажа (рис. 2.10, 2.11).

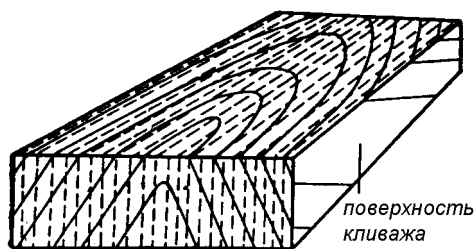


Рис. 2.10. Схема, поясняющая расположение кливажа течения в складке.

Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает направление погружения шарнира

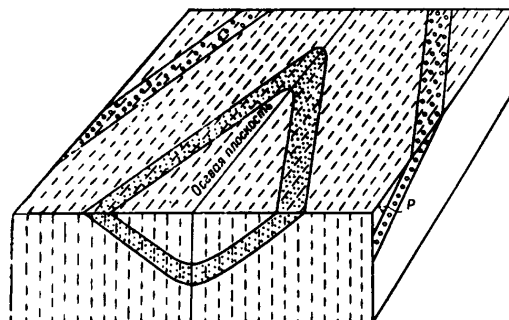


Рис. 2.11. Трёхмерное изображение кливажа течения. Кливаж изображён пунктирными линиями. Угол погружения (P) шарнира складки равен углу между линией напластования в плоскости кливажа и горизонтальной линией

- Наблюдения над кливажём, проведённые систематически на большой площади, позволяют сделать некоторые выводы о структуре района в целом. Например, выдержанное наклонное падение кливажа течения указывает на опрокинутость целой системы складок, причем угол падения осевых поверхностей этих складок соответствует углу падения кливажа. Параллельность кливажа течения напластованию указывает на изоклинальные складки – прямые при вертикальном или наклонные при наклонном падении кливажа.

- Постоянство элементов залегания кливажа указывает на однообразную структуру площади. Различные направления простираения кливажа в различных частях района свидетельствует о наличии различно ориентированных складчатых структур.

Изучение кливажа течения в кернах скважин также позволяет судить о положении осевых поверхностей складок и типе складок.

Кливаж смятия (синоним – *кливаж плейчатости*) – одна из разновидностей кливажа течения. Это редкая разновидность кливажа, расположенного параллельно осевым поверхностям микроплойчатости. Он образуется при интенсивном развитии микроскладчатости, переходящей в сжатую микроплойчатость с параллельными крыльями.

Кливаж разлома (скола) – это явление скалывания и связь его с деформирующими силами будет несколько иной по сравнению с кливажём течения (рис. 2.5-2.7).

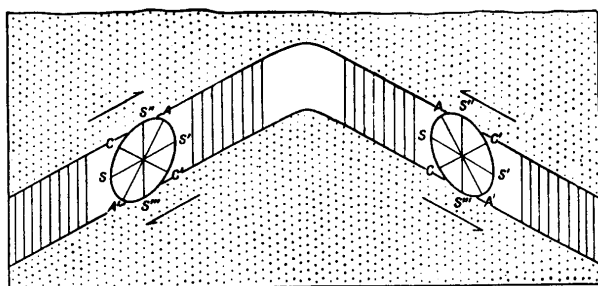


Рис. 2.12 Кливаж разлома в податливом слое, смятом в складку, изображённый частой вертикальной штриховкой.

Он образуется параллельно плоскостям $S''S'''$ и иногда по SS' .

На рис. 2.12 приведён частный случай, когда кливаж разлома параллелен осевой плоскости складки. Обычно он наклонён в сторону осевой поверхности складки или её замыкания.

Кливаж разлома наклонён к напластованию и острый угол между напластованием и кливажём обращён в направлении скалывания или относительного дифференциального движения. Кливаж

разлома является, в сущности, тесно сближенной трещиноватостью. Расстояние между плоскостями кливажа от миллиметров до сантиметров. Минералы ориентированы не параллельно кливажу. Кливаж разлома подчиняется законам сколовых трещин – наклонён к меньшей оси эллипсоида деформации под углом 45° . Обычно при деформации образуется только одна система плоскостей кливажа разлома. Хотя кливаж разлома и имеет сколовый характер, видимое смещение в плоскостях кливажа отсутствует. Плоскость кливажа ориентирована к зоне разлома таким образом, что острый угол между кливажём и зоной разлома указывает на направление дифференциального движения блоков (рис. 2.13), что позволяет определить тип разлома.

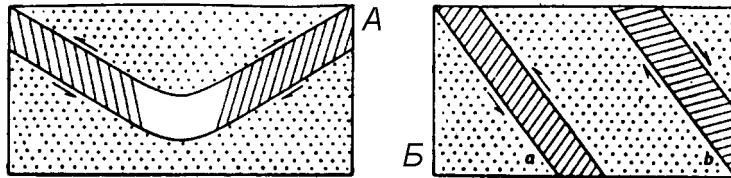


Рис. 2.13 Кливаж разлома. А – на крыльях складки; Б – в зонах нарушений: надвига (а) и сброса (б)/ кристаллизуются в плоскости кливажа. В таких случаях он может быть принят за кливаж течения.

Кливаж скалывания или **кливаж смещения** образуется тогда, когда в кливаже разлома вдоль трещин происходят дифференциальные смещения. Пластинчатые минералы могут быть ориентированы параллельно кливажу, а новые –

Кливаж напластования (кливаж напластования или *сланцеватость напластования*) ориентирован параллельно напластованию. Он может образоваться в результате изоклинальной складчатости, приспособляемости перекристаллизации, метаморфизма нагрузки или течения, параллельного напластованию. В литературе он иногда может рассматриваться как *кливаж послойный*, *кливаж слоевой*, *расслоение*, *рассланцевание слоевое*. При выделении этого вида кливажа необходимо точно устанавливать, что наблюдаемая полосчатость первичная, а не вторичная – *метаморфическая*, *сегрегационная* и др.

Кливаж скольжения в отличие от кливажа течения не зависит от расположения минеральных частиц породы, т.е. не подчинён внутренней структуре породы. Кливаж скольжения, часто называемый кливажём разлома, представляет по существу сближенную тонкую трещиноватость сколового типа, но в отличие от кливажа разлома в нём более отчетливо проявлены дифференциальные перемещения по плоскостям кливажа. Он параллелен плоскостям скалывания SS' и $S''S'''$ и наклонён к напластованию так, что острый угол между слоистостью и плоскостью кливажа открыт навстречу вектору, указывающему направление дифференциального движения (рис. 2.14).

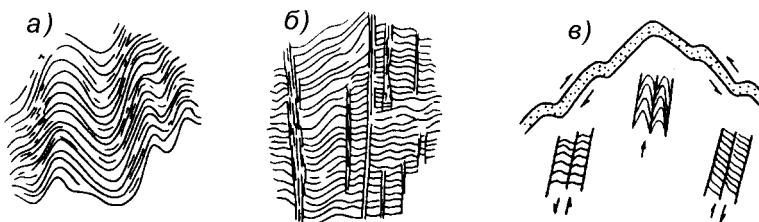


Рис. 2.14 Типы кливажа скольжения (По Рикарду, 1961). Кливаж скольжения: а – зональный; б – прерывистый; в – противоположные направления вращения, на которые указывают микроскладки волочения и смещение плоскости кливажа.

Довольно часто кливаж скольжения тесно связан с кливажём течения. Обе структуры могут существовать совместно и постепенно переходить одна в другую. Кливаж скольжения может быть использован при изучении крупных складок, как и кливаж течения. Кроме того, наклонное положение его к осевым

плоскостям более или менее симметричных складок, позволяет определять характер и положение осей складчатых структур. Постоянство направлений и углов падения кливажа указывает на простые широкие складки, а места изменения направлений падений – на положение осей складок.

Кливаж растяжения образуется в результате растягивающих усилий, направленных по оси складок. Он отчётливо проявляется на плоскостях расслоения

обычно в виде двух систем трещин, пересекающихся под углом 30-50° и разделяющих прослои пород на пластины ромбовидной формы. Длинная ось ромбовидной пластинки обычно совпадает с осью складки.

Помимо рассмотренных видов кливажа, в слоистых породах иногда отмечается **кливажная полосчатость**, или полосчатость по кливажу. Более пластичные слои выжимаются по плоскостям кливажа, секущим жесткие слои, и образуют пропластки от долей сантиметра до первых сантиметров (рис. 2.15, А).

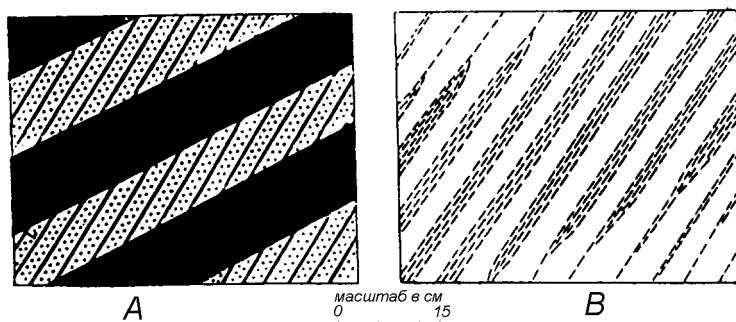


Рис. 2.15. Кливаж по полосчатости (кливажная полосчатость) и полосчатость ориентировки (сегрегационная полосчатость).

А – кливажная полосчатость (тонкие линии) расположена под углом к первичной полосчатости (широкие черные полосы – глинистый сланец и светлые полосы – песчаники).

В – сегрегационная полосчатость.

В однородных по составу и иногда в слоистых метаморфических породах может возникать слабо выраженная **сегрегационная полосчатость** в результате перекристаллизации и метаморфической дифференциации пород и обособлением светлых и темных минералов в полосы, ориентированные параллельно сланцеватости (рис. 2.15, Б).

В предыдущих рассуждениях и примерах принималось, что все рассмотренные выше разновидности кливажа были сформированы одновременно со складкообразованием. Но в отдельных случаях, кливаж может возникать при повторных деформациях после складкообразования и тогда он будет ориентирован в соответствии с действием новой пары сил. На рис. 2.16 показано, что складки были образованы в результате действия простого сжатия действием пары сил **H** и **H'**, а кливаж течения, обозначенный пунктирными линиями, образован действием пары сил **S** и **S'**.

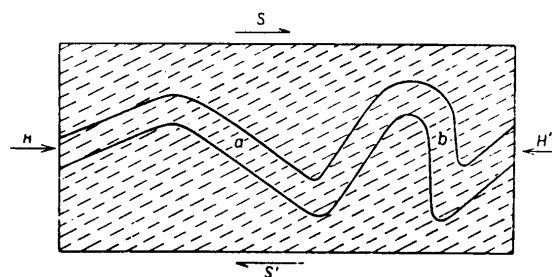


Рис. 2.16. Кливаж течения не параллелен осевым плоскостям складок.

Субпараллельность рассмотренных выше кливажей или поверхностей раздела обязательна лишь для ограниченного участка крыльев складок и разрывных нарушений одного и того же петрографически однородного слоя. Ясно, что с изменением состава и залегания горных пород положение кливажа может меняться.

Деформации по поверхностям раздела проявляются в виде скалывания, излома, изгиба, смятия, расплющивания и т.д. В конечном итоге, как правило, все они приводят к видимому или микроскопическому перемещению материала по этим поверхностям. Последние, строго говоря, не являются поверхностями, а представляют собой чаще всего зону, в пределах которой и происходят различные деформации. Некоторые типы поверхностей раздела по их внутреннему строению показаны на рис. 2.17. Они довольно условны и зависят от масштаба проявления.

В обнажениях обнаружить кливаж не всегда просто. Иногда может быть пересечение двух и более кливажей и слойчатости, которые могут образовывать сложные формы обломков. Кроме того, поверхности раздела могут быть залечены разнообразными минеральными новообразованиями. Основные признаки отличия кливажа от слоистости приведены в таблице (рис. 2.18).

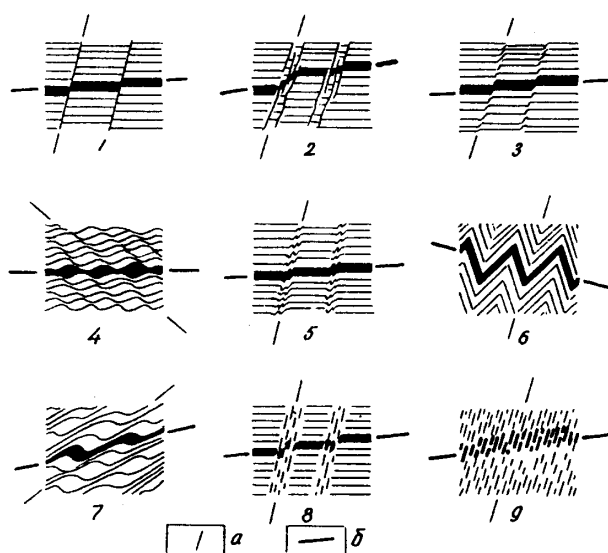


Рис. 2.17. Типы поверхностей раздела кливажа.

- 1 – трещины;
 - 2 – зоны сближенных трещин;
 - 3 – короткие и узкие крылья резких флексурообразных изгибов (микроскопические кинк-банды);
 - 4 – тонкие крылья плавных флексурообразных изгибов;
 - 5 – зоны смятия;
 - 6 – осевые поверхности гармонеобразных («ломанных») складок;
 - 7 – длинные и узкие крылья складок волочения;
 - 8 – зоны параллельных плоских минералов и зёрен (зоны сланцеватости);
 - 9 – сплошная параллельная ориентировка плоских минералов и зёрен (сплошная сланцеватость, чётко выраженной поверхности раздела нет);
- а – поверхности раздела;
б – слоистость.

полосчатость	по слоистости	по кливажу
1	неравномерна по толщине	равномерна (одинаковое расстояние между полосами)
2	крупность зерна одинакова в пределах каждой полосы	вдоль полосок крупность зерен меняется
3	минеральный состав вдоль полосок сохраняется	минеральный состав вдоль полосок меняется
4	плойчата	прямолинейна
5	интенсивно плойчата	менее криволинейна
6	непрерывна	прерывиста
7	в разных полосках по слоистости разная толщина полосок по кливажу	
8	в разных полосках по слоистости разная ориентировка полосок по кливажу	

Рис. 2.18. Признаки отличия кливажа от слоистости

2.1.5. Отдельность

Отдельность – характерная форма блоков, глыб или кусков горных пород, образующаяся при естественном выветривании или искусственном раскалывании. Размеры блоков могут быть различны – от нескольких см. до нескольких десятков и даже сотен метров. Отдельность обусловлена наличием в горных породах видимых или скрытых пересекающихся систем трещин отдельности. Она бывает первичная и вторичная. Первичная отдельность образуется при диагенезе осадочных и при остывании магматических пород, а вторичная – при деформации. Одинаковая или близкая отдельность может встречаться у разных по составу и генезису пород, но некоторые виды отдельности свойственны определённым породам. Различают большое количество разновидностей отдельности:

Глыбовая (крупно-, средне-, мелкоглыбовая) (близкие определения – щебневая, многогранная, полиэдрическая, остроугольная, неправильно-полиэдрическая) – угловатые куски неправильной формы.

Кубическая (синонимы – *квадерная, кубовая, прямоугольная*) – обломки по форме похожи на кубы.

Матрацевидная – большие продолговатые пласты с закруглёнными краями (характерна для массивных кристаллических пород).

Параллелепипедальная – обломки, близкие по форме к параллелепипеду.

Плитообразная – крупные более или менее ровные плиты

Пластовая – формы, похожие на пласты.

Плитчатая (грубо-, толсто-, средне-, тонкоплитчатая) – отдельные плитки разной толщины у слоистых и сланцеватых пород.

Листоватая (синоним – *пластинчатая*) – тонкие иногда несколько изогнутые плоские обломки.

Призматическая (синоним – *столбчатая*) – в виде многогранных столбов (характерна для лавовых потоков базальтов).

Ромбоидальная – куски близки по форме ромбоэдрам.

Шаровая (синоним – *сфероидальная*) – возникают шары, обычно скорлуповато-отслаивающиеся (характерна для базальтов излившихся в водной среде).

Подушечная (разновидность шаровой) – в виде уплощённых внизу подушек (характерна для базальтов излившихся в водной среде). Подушки (пиллоу) являются обособленными или почти обособленными массами лавы, промежутки между которыми могут быть заполнены инородным материалом.

Скорлуповатая (концентрически-скорлуповатая) – образуются изогнутые куски, подобные скорлупе.

Овалоидная – в осадочных тонкодисперсных породах в виде овалоидов, часто с концентрическим строением.

Грифельная – обломки в виде тонких палочек.

2.1.6. Изучение трещиноватости

Методика полевых исследований трещин

Полевые наблюдения над трещиноватостью заключаются в определении элементов залегания, в регистрации частоты и установлении степени и характера заполнения (минерализация, оруденение, дайка и т.д.) и типа трещин. Главным условием при изучении трещиноватости является массовость или статистически значимое для изучаемого геологического объекта количество замеров и определений. Это могут быть сотни и даже тысячи замеров. Регистрируются все трещины, но при очень большом их количестве записи в журнале группируются по интервалам азимутов простирания или падения, по величине трещин, по характеру заполнения, по возрасту и т.д. Наиболее простой способ – регистрация частоты трещин на одну квадратную единицу площади.

При изучении трещин на больших площадях выбираются несколько небольших характерных участков – «структурных блоков». По каждому участку регистрируют все

трещины и отмечают все их параметры. Сначала описываются трещины одного, затем другого направления и т.д. Затем трещины каждого направления нумеруют и отмечают следующие данные:

1 – номер трещины, расстояние от предыдущей и до последующей, азимуты её простирания и падения и угол падения плоскости трещины;

2 – выдержанность трещины по направлению и по поверхности обнажения, её длина и ветвление;

3 – ширина трещины;

4 – зияние трещины и характеристика материала, заполняющего трещину;

5 – характер поверхности стенок трещины (гладкие, ровные, бугристые, шероховатые, следы скольжения и др.);

6 – характер выветривания стенок трещины (налеты, примазки и др.);

7 – общая густота трещин данного направления (отношение числа трещин к длине описываемого участка);

8 – соотношение трещин разной длины.

Методика дальнейшей работы над материалом заключается в его статистической обработке, т.е. в составлении диаграмм определенных систем трещин – роз-диаграмм азимутов падения, роз-диаграмм углов падения, роз-диаграмм азимутов простирания (рис. 2.19), стереограмм азимутов и углов падения трещин (рис. 2.25), в определении степени трещиноватости, степени трещинной проницаемости и других параметров горных пород реперных участков и регионов.

Полученные усреднённые данные замеров трещин затем наносятся на геологическую или структурную карту соответствующими значками, либо в определенных местах помещают диаграммы в уменьшенном виде.

При изучении и выявлении трещиноватости кроме прямых методов применяются и косвенные методы, например, геофизические – электропрофилирование, эманационная съёмка, магниторазведка и т.д.

Графические методы изображения замеров трещин.

После разделения многочисленных замеров трещин на системы определённого генезиса составляются разнообразные диаграммы для каждой системы трещин и, при необходимости, сводные диаграммы для всех трещин.

Наиболее простые диаграммы – *розы-диаграммы* азимутов линий или следов простирания, азимутов падений и углов падения трещин.

Для построения *розы-диаграммы углов падения трещин* на четвертую часть круга (квадрант) условного радиуса наносится градусная сетка от 0° до 90° и проводятся радиусы с интервалом между ними, например, 10°. Все замеры объединяются в группы с интервалом в 10° (0-10°, 11-20° и т.д.). Максимальное количество замеров в каком-то интервале будет соответствовать длине радиуса. Это будет размер масштабной линейки, которую необходимо разбить на деления, соответствующие максимальному количеству замеров в определённом интервале. Затем в каждом интервале отложить количество замеров в масштабе, точки соединить (либо в пределах интервала через эти точки провести линии) и закрасить.

Розы диаграммы простирания следов трещин (след трещины – линия пересечения плоскости трещины с дневной поверхностью) строятся на полукруге произвольного радиуса с градусной сеткой северных румбов. Процедура построения такая же, как и при построении розы-диаграммы углов падений, но прежде необходимо все замеры простирания трещин перевести в северные румбы (рис. 2.19).

Розы диаграммы азимутов падений трещин строятся на круге произвольного радиуса аналогичным образом.

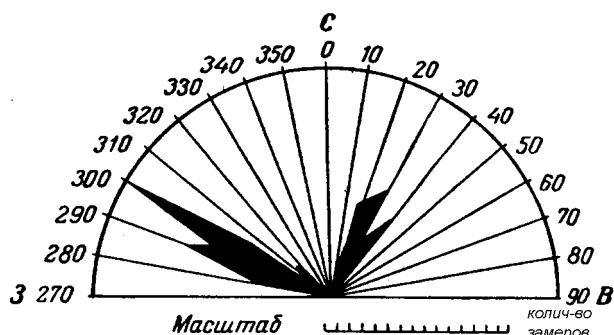


Рис. 2.19 Роза-диаграмма азимутов простираения трещин

сетку, наклеив её на картон. Но можно использовать упрощённую сетку, изготовленную самостоятельно, – круг радиусом 10 см с окружностью, градуированной через определённые интервалы против часовой стрелки от северного радиуса, который размечен с помощью масштабной линейки (рис. 2.20) от центра круга через определённые интервалы от 0 до 90° (рис. 2.22).



Рис. 2.20. Масштабная линейка для разметки вертикального радиуса сетки для круга диаметром 20 см.

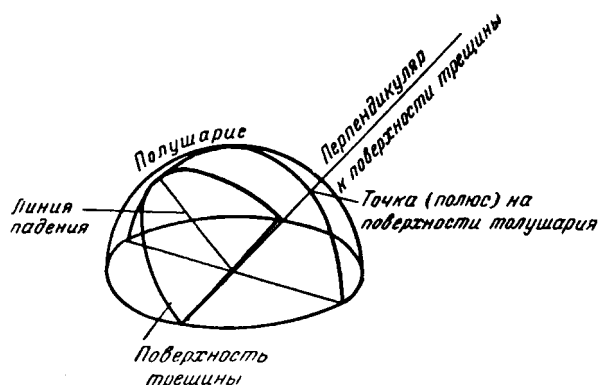


Рис. 2.21. Положение поверхности трещины и её полюса на верхней полусфере.

Существенным недостатком роза-диаграмм является невозможность изображения на одной диаграмме всех данных по замерам – одновременно азимутов и углов падения трещин.

Этот недостаток устраняется при использовании для анализа замеров трещин, например, *стереографической равноплощадной сетки Вальтера-Шмидта (или Ламберта-Шмидта)*.

Более удобно использовать готовую

Сущность использования стереографической сетки для изучения трещиноватости заключается в следующем (рис. 2.21). Проекция пересечений плоскостей трещин с поверхностью верхней или нижней полусферы на горизонтальную плоскость при их большом количестве будут трудно воспринимаемы и не иллюстративны. Поэтому отображаются на горизонтальной поверхности не проекции плоскостей, а проекции точек пересечения со сферой перпендикуляров, восстановленных из

центра от плоскости трещины до пересечения со сферой.

Последовательность работы

На подготовленную сетку (рис. 2.22) наклеивается восковка с риской (рис. 2.23), поставленной в направлении севера. При нанесении замеров азимутов падения кальку поворачивают так, чтобы риска совместилась с соответствующим азимутом падения трещины и на линии вертикального радиуса ставится точка, соответствующая углу падения трещины. В геометрическом смысле эта точка будет представлять собой проекцию места пересечения перпендикуляра, восстановленного к поверхности трещины, с поверхностью полушария (полусферы). Таким образом, выносятся все замеренные трещины.

Затем калька с вынесенными замерами накладывается на сетку квадратов, стороны которых равны 1 см с радиусом, равным 10 см. Центр окружности располагается в середине сетки. Из плотной бумаги вырезается кружок диаметром 2 см. Площадь этого круга будет равна 1% площади большого круга. Передвигая кружок по кальке, наложенной на сетку квадратов, производят подсчет точек, попадающих в кружок, и записывают число их в центре кружка (рис. 2.24). При этом кружок должен вписываться в четыре смежные клеточки сетки. Точки, расположенные у окружности большого круга, суммируются и записываются на противоположных сторонах диаметра.

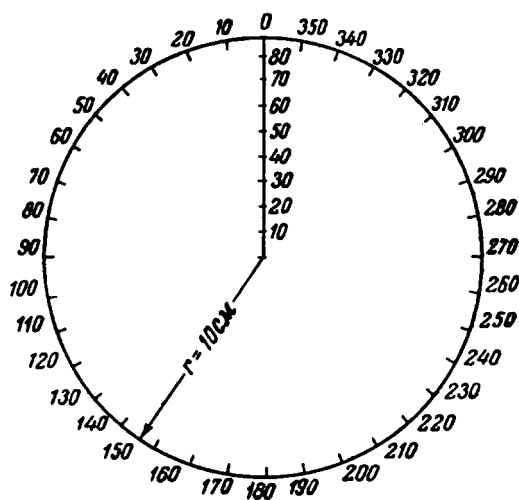


Рис. 2.22. Образец сетки для нанесения замеров трещин.

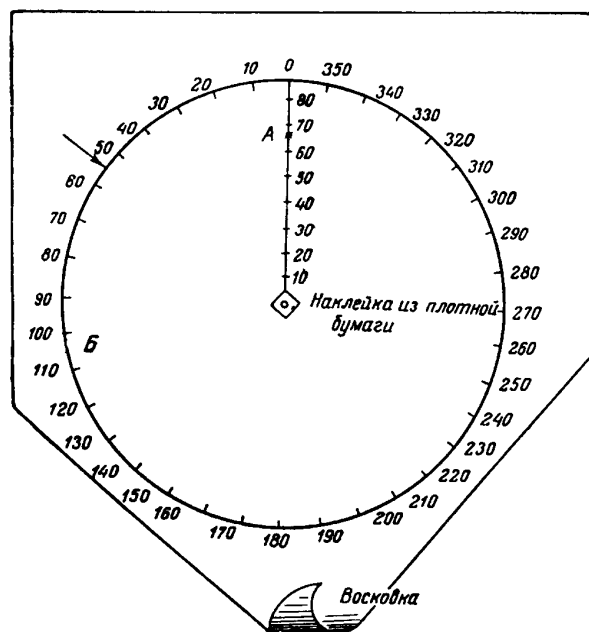


Рис. 2.23. Образец кальки, наложенной на сетку. При данном положении кальки нанесён замер трещины – азимут падения $55^\circ < 67^\circ$.

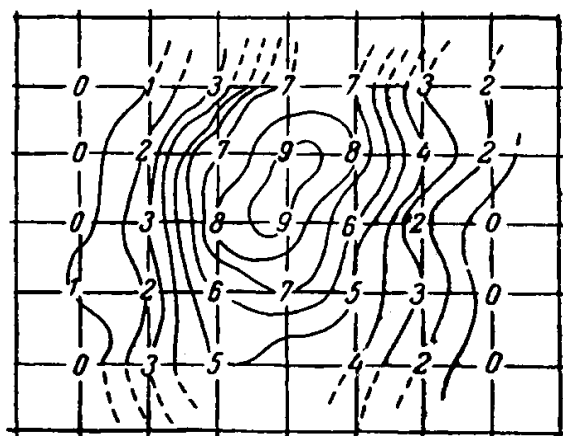


Рис. 2.24. Схема, показывающая способ проведения изолиний с одинаковой плотностью точек. Цифрами обозначены индексы точек в процентах или в их количестве.

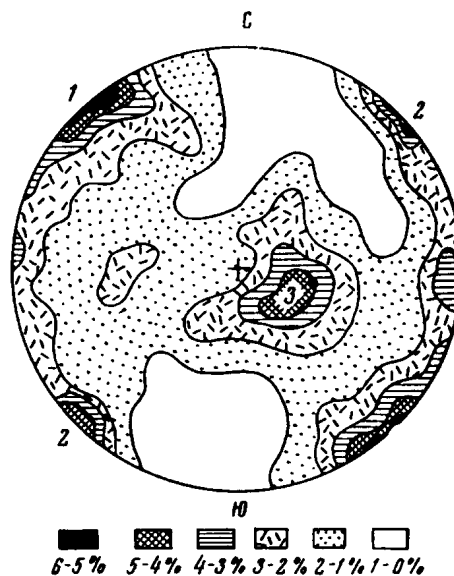


Рис. 2.25. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях. Изолинии проведены через 1% точек.

После определения всех индексов на кальке проводятся изолинии, отражающие плотность точек в количественном или процентном отношении (рис. 2.24). Изолинии проводятся путём соединения одинаковых индексов плавными кривыми линиями, и весь процесс очень напоминает нанесение горизонталей при составлении топографической карты. Участки с максимальным количеством точек или индексов будут являться полюсами максимально распространённых трещин. На рис. 2.25 отображены две системы субвертикальных трещин и одна – пологая.

В настоящее время существуют компьютерные программы для анализа плоскостных структур, в частности, трещин и трещиноватости, а также кливажа, использование которых в полевых условиях пока крайне затруднено по техническим причинам.

Практическое значение трещиноватости.

Трещины и трещиноватость горных пород имеют исключительно большое практическое значение:

1. Трещины и трещинные зоны служат проводниками и коллекторами как нефти и газа, так и различных рудоносных растворов (гидротерм) и магматических газов (при возгонке и пневматолитическом метасоматозе). С ними связаны многочисленные жильные и контактово-метасоматические месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых.

2. Трещинные зоны дробления кристаллических (магматических и метаморфических) и осадочных пород нередко бывают водоносными.

3. Данные по трещиноватости пород обязательно учитываются при гидротехнических, градостроительных работах, при постройке туннелей, железных дорог важных технических объектов и т.д.

4. Изучение тектонических трещин позволяет восстанавливать кинематику и динамику деформаций, а также историю геологического развития участка, района или региона.

5. Данные по трещиноватости всегда учитываются при оценке горных пород в качестве строительного или облицовочного материала. Например, если необходим материал для получения щебёнки наиболее благоприятными будут интенсивно трещиноватые породы, а для облицовки – наоборот.

6. При геологическом картировании данные по трещиноватости позволяют выявлять компетентные и некомпетентные слои, крупные складки, запрокинутые и нормальные крылья складок, положение шарниров складок и т.д.

2.2. Разрывы со смещением

Разрывное нарушение со смещением блоков пород вдоль разделяющей их трещины называются *разрывом* (синонимы – разлом, дизъюнктив, дизъюнктивное нарушение, разрывное смещение и др.). Разрывы распространены менее широко, чем трещины, но, тем не менее, встречаются очень часто во всех структурах земной коры – в складчатых областях, на щитах, в рифтах и т.д.

Разрывы, в основном, образуются за счет тангенциальных и радиальных движений, и многообразны по характеру и масштабу проявления. Классифицировать их можно по происхождению, по кинематике и по морфологии. Наиболее распространена морфологическая номенклатура и систематика разрывных нарушений. В её основу положены два критерия: 1 – направление взаимного относительного перемещения расчленённых разрывом блоков пород; 2 – угол наклона поверхности перемещения или сместителя. По этим признакам выделяется шесть главных групп разрывных структур: *сбросы*, *взбросы*, *надвиги*, *покровы*, *сдвиги* и *раздвиги*. Первые пять групп характеризуются относительным перемещением блоков вдоль поверхности разрыва, а последняя группа – перпендикулярно к ней. В ряде случаев выделяются *вдвиги*. Системы сбросов и взбросов образуют *грабены* и *горсты*.

В природе, в большинстве случаев, проявляются разрывные нарушения смешанного типа, с более сложной кинематикой перемещений вдоль сместителя. Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх или вниз по сместителю или в горизонтальном направлении, а косо по отношению к горизонту, в этом случае проявляется как сдвиговая, так и сбросовая или взбросовая составляющие и разрывы называются *сбросо-сдвигами* и *взбросо-сдвигами* (рис. 2.26).

Разрывы как любые плоскостные структуры обладают элементами залегания – *азимут*ом и *углом падения*. Элементами разрывных смещений также являются: *сместитель* и *блоки*. Распознавание направления падения сместителей подчинено тем же правилам, которые применяются при определении падения наклонных пластов. Определение элементов залегания плоскости сместителя в поле, на геологической карте и

на разрезе производится также как и определение элементов залегания наклонных пластов.

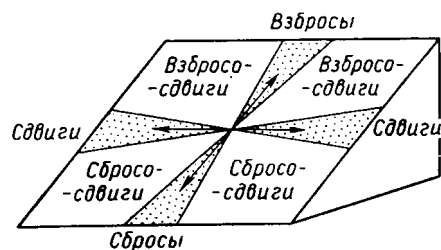


Рис. 2.26. Схема, показывающая различие в направлении смещения сбросов, сдвигов, взбросов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов.

Стрелками указано направление относительного смещения

Сместитель (поверхность сместителя) – поверхность, по которой произошёл разрыв сплошности горных пород и смещение блоков относительно друг друга вдоль этой поверхности. *След (линия) сместителя* – линия пересечения сместителя с дневной поверхностью. Чем прямолинейней след сместителя на пересечённой местности, тем круче залегает поверхность сместителя. *Блоки (крылья, бока)* – разделённые разломом части горных пород, сместившиеся относительно друг друга по сместителю. Крылья подразделяются на приподнятые (лежащие гипсометрически выше) и опущенные (лежащие

гипсометрически ниже) или висячие (т.е. «нависает» над плоскостью сместителя или) – **Б** или лежащее (т.е. «лежит» под плоскостью сместителя) – **А** (рис. 2.27, 2.28).

Величина смещения блоков относительно друг друга называется *амплитудой*. Различают *истинную (наклонную или амплитуду по сместителю)*, *вертикальную*, *горизонтальную* и *стратиграфическую* амплитуду, *вертикальный* и *горизонтальный отход*, а также *зияние* (у сбросов) и *перекрытие* (у взбросов), которые равны горизонтальной амплитуде (рис. 2.27, 2.28).

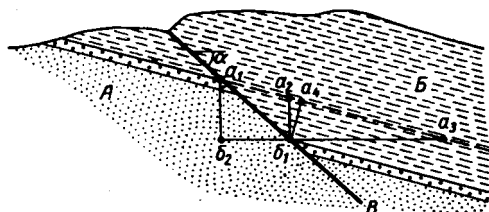


Рис. 2.27. Элементы сброса (объяснения в тексте).

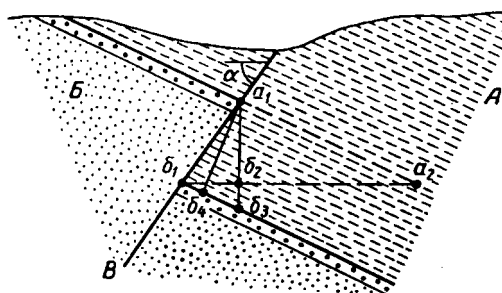


Рис. 2.28. Элементы взброса (объяснения в тексте).

1 – *истинную (наклонную или амплитуду по сместителю) (C_4)*, определяемую по расстоянию между двумя сопряжёнными до разрыва точками по сместителю ($a_1 - b_1$);

2 – *вертикальную (C_2)*, равную расстоянию между сопряжёнными точками на боках разрыва, измеренному в вертикальном направлении ($a_1 - b_2$);

3 – *горизонтальную (C_3)*, равную расстоянию между сопряжёнными точками на боках разрыва, спроектированными на горизонтальную плоскость ($b_1 - b_2$);

4 – *стратиграфическую (C_1)*, равную расстоянию между перемещёнными точками маркирующего горизонта, измеренному по нормали (перпендикуляру) к одной из его поверхностей: ($a_4 - b_1$) у сброса и ($a_1 - b_4$) у взброса. В случае с горизонтальным залеганием пластов она будет соответствовать вертикальной амплитуде.

Кроме того, выделяют: *вертикальный отход ($a_2 - b_1$)* у сброса и ($a_1 - b_3$) у взброса; *горизонтальный отход ($b_2 - a_3$)* у сброса и ($b_1 - a_2$) у взброса; *зияние* (у сбросов) и *перекрытие* (у взбросов), равные горизонтальной (C_3) амплитуде.

На обычной геологической карте разрыв изображается жирной чёрной (на чёрно-белых картах) либо красной (на цветных картах) линией. Эта линия называется линией тектонического нарушения. На ней ставятся бергштрихи либо стрелки, указывающие направление падения сместителя, а также графический знак залегания (простираение, падение и угол наклона) сместителя. Кривизна линии разлома зависит от рельефа и угла наклона сместителя. На горизонтальной поверхности Земли линии разломов всех типов будут прямолинейны. Чем расчленённее рельеф и положение угол наклона сместителя, тем

более извилистой будет линия разлома. При вертикальном положении плоскости сместителя линия разлома будет всегда прямолинейной.

2.2.1. Сбросы

К *сбросам* относят нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения опущенного крыла (рис. 2.30, 2.31).

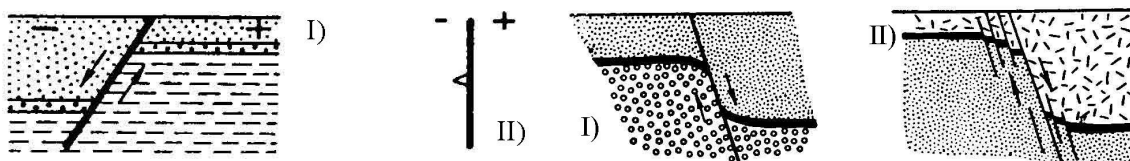


Рис. 2.30. Схема сброса в разрезе (I) и в плане (II).

Рис. 2.31. Определение относительного перемещения крыльев сброса по загибам слоёв у поверхности сместителя (I) и по смещению слоя по мелким сбросам (II).

Сбросы различаются по ряду признаков: углу наклона сместителя; ориентировке по отношению к простиранию нарушенных пород; соотношению наклона сместителя и нарушенных пород; направлению перемещения крыльев; взаимному расположению сбросов в плане и разрезе.

- По углу наклона сместителя выделяются: *пологие* сбросы с углом наклона сместителя до 30° , *крутые* – с углом наклона сместителя от 30° до 80° и *вертикальные* – с углом наклона сместителя более 80° .

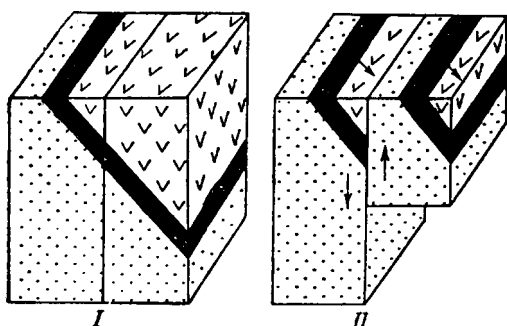


Рис. 2.32. Продольный сброс.

I – положение до сброса; II – положение после сброса.

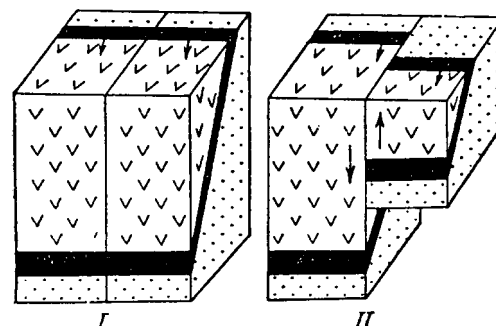


Рис. 2.33. Поперечный сброс.

I – положение до сброса; II – положение после сброса.

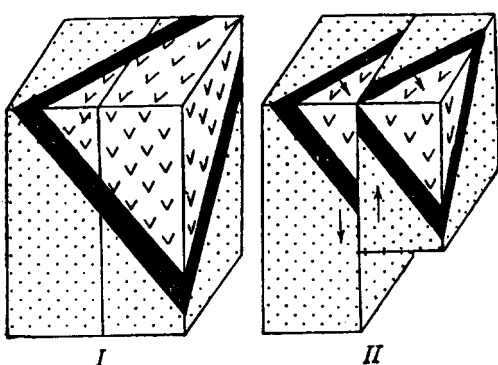


Рис. 2.34 Диагональный сброс.

I – положение до сброса; II – положение после сброса.

- По отношению к простиранию нарушенных пород различаются: *продольные* сбросы, у которых общее простиражение сместителя совпадает с простиражением нарушенных пород; *диагональные* или *косые* сбросы, сместитель которых ориентирован под углом к простиранию пород; *поперечные* сбросы, направленные вкост простиражения пород (рис. 2.32-2.34).

- По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются *согласные* сбросы, у которых наклон пород и сместителя направлен в одну сторону, и *несогласные*

сбросы, у которых породы и сместитель падают в противоположные стороны.

- По направлению движения крыльев выделяются четыре вида сбросов: *прямые*, *обратные*, *шарнирные* и *цилиндрические* (рис. 2.35). В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз. В обратных сбросах лежащее крыло перемещается вверх. В шарнирных сбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси вращения, перпендикулярной к простираанию сместителя (рис. 2.35). Если ось

вращения расположена не у конца сброса, а на его продолжении, крылья шарнирного сброса могут двигаться в различных направлениях. В цилиндрических сбросах движение происходит по дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя. И тогда в верхней части будет сброс, а в нижней части – обратный взброс.

• По взаимному расположению сбросов в плане различаются: *параллельные* (или ступенчатые), *кулисообразные*, *перистые*, *радиальные*, *сферические* или *кольцевые* и др. (рис. 2.36).

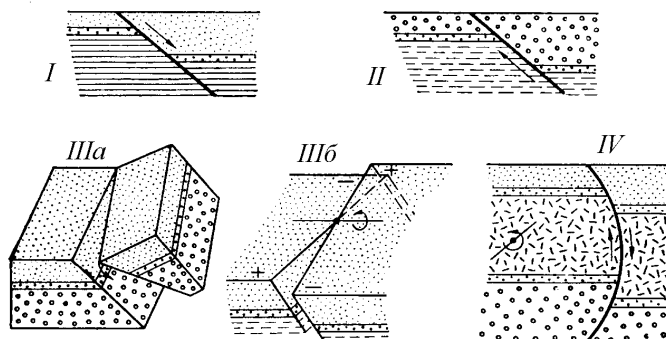


Рис. 2.35 Разновидности сбросов по направлению движения крыльев.

I – прямой сброс; II – обратный сброс; IIIa, IIIб – шарнирный сброс; IV – цилиндрический сброс.

Стрелками указано направление движения крыльев.

На рис. I, II, IV изображены вертикальные разрезы

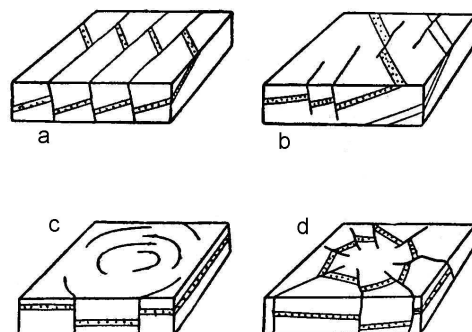


Рис. 2.36. Классификация сбросов по их пространственному положению.

a – параллельные; b – кулисообразные;

c – сферические или кольцевые; d – радиальные

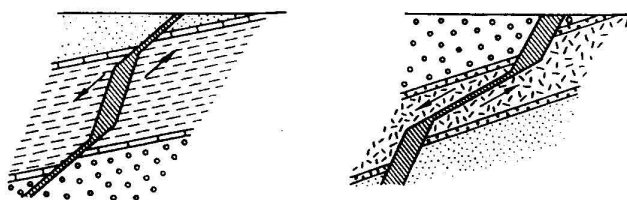


Рис. 2.37. Примеры криволинейной поверхности сброса

разрывами, сбросы делятся на: *конседиментационные*, когда смещение крыльев происходит одновременно с осадконакоплением (тогда мощности и фации, одновременно образующихся слоёв, на смежных блоках вертикальных смещений существенно различаются); *постседиментационные*, когда смещение крыльев происходит после отложения осадков (тогда мощности слоёв на смежных блоках нарушения одинаковые).

2.2.2. Взбросы

К *взбросам* относятся разрывные нарушения, в которых поверхность сместителя наклонена в сторону расположения приподнятых пород (рис. 2.38).

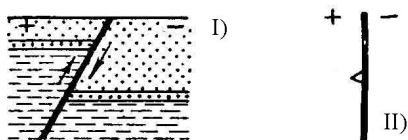


Рис. 2.38 Схема взброса в разрезе (I) и в плане (II).

Классификация взбросов почти совпадает с классификацией сбросов.

По углу наклона сместителя выделяются: *пологие* взбросы с углом наклона сместителя до 30° , *крутые* – с углом наклона сместителя от 30° до 80° и *вертикальные* – с углом наклона сместителя более 80° .

По отношению к *простираанию* нарушенных пород различаются: *продольные* взбросы, у которых общее простираание сместителя совпадает с простираанием нарушенных пород; *диагональные* или *косые* взбросы, сместитель которых ориентирован под углом к простираанию пород; *поперечные* взбросы, направленные вкрест простираания пород.

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются *согласные* взбросы, у которых наклон пород и сместителя направлен в одну сторону, и *несогласные* взбросы, у которых породы и сместитель падают в противоположные стороны.

По направлению движения крыльев выделяются четыре вида взбросов: *прямые*, *обратные*, *шарнирные* и *цилиндрические*. В прямых взбросах висячее крыло перемещается вверх. В обратных взбросах лежащее крыло перемещается вниз. В шарнирных взбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси вращения, перпендикулярной к простиранию сместителя. Если ось вращения расположена не у конца взброса, а на его продолжении, крылья шарнирного взброса могут двигаться в различных направлениях. В цилиндрических взбросах движение происходит по дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя. И тогда в верхней части разрыва будет взброс, а в нижней части разрыва – обратный сброс.

По взаимному расположению взбросов в плане различаются: *параллельные* (или ступеньчатые), *кулисообразные*, *перистые*, *радиальные*, *сферические* или *кольцевые* и др.

По отношению ко времени образования отложений, нарушенных разрывами, взбросы делятся на: *конседиментационные*, когда смещение крыльев происходит одновременно с осадконакоплением (тогда мощности и фации однотипных слоёв на смежных блоках вертикальных смещений существенно различаются); *постседиментационные*, когда смещение крыльев происходит после отложения осадков (тогда мощности слоёв на смежных блоках нарушения одинаковые).

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывая значительные территории. Среди них могут быть опущенные или поднятые, разделённые сбросами и взбросами блоки пород, которые называются грабенами и горстами соответственно.

2.2.3. Грабены

Грабены (нем. Graben – ров) представляют собой линейные структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и на поверхности сложены более молодыми породами, чем в поднятых краевых частях. В строении грабенов могут участвовать сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Погружение в центральных частях грабенов в большинстве случаев происходит ступеньчато по нескольким сместителям.

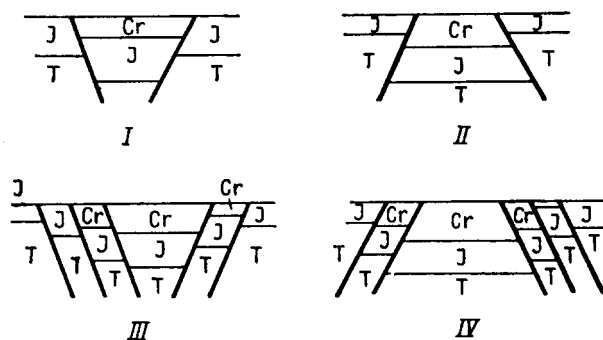


Рис. 2.39. Схемы грабенов в разрезах.

I – простой грабен, образованный двумя сбросами; II – простой грабен, образованный двумя взбросами; III – сложный грабен, образованный несколькими сбросами; IV – сложный грабен, образованный несколькими взбросами.

Грабены могут быть простые и сложные. *Простые* грабены образованы двумя-тремя сбросами или взбросами, а *сложные* – большим количеством разрывов (рис. 2.39). По отношению ко времени образования отложений выделяются конседиментационные и постседиментационные грабены. *Конседиментационные* грабены имеют очень сложное строение и развиваются в течение длительного времени (до десятков млн. лет). В их центральных частях накапливаются мощные толщи осадков, а приподнятые блоки на бортах грабена нередко служат источником сноса обломочного материала. Грабены, ограниченные взбросами, и образованные в результате бокового сжатия встречаются редко и в своё время получили название «*рампы*» (рампы Мёртвого моря). Протяженность грабенов может достигать сотен километров. Примером таких грабенов может быть Байкальский, Кандалакшский, Рейнский и др. Протяженные грабены, разрывы в которых уходят вплоть до мантии, получили название «*рифтов*» (Красноморский рифт) и они будут рассмотрены позднее.

Постседиментационные (наложенные) грабены развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород нередко смятых в складки и прорванных

интрузиями, т.е. гораздо позже процессов осадконакопления и складчатости. Мощности и фациальный состав пород центральных и краевых частей грабена одинаковые. Амплитуды смещений могут достигать сотен метров, а протяжённость – многих километров. Образуются они зачастую в сводах куполов, соляных диапиров, антиклинорий и аркогенов и в зонах растяжения на начальных стадиях формирования рифтов.

2.2.4. Горсты

Горсты (нем. Horst – холм, возвышенность) представляют собой линейные структуры, образованные сбросами, взбросами, сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем в опущенных краевых частях.

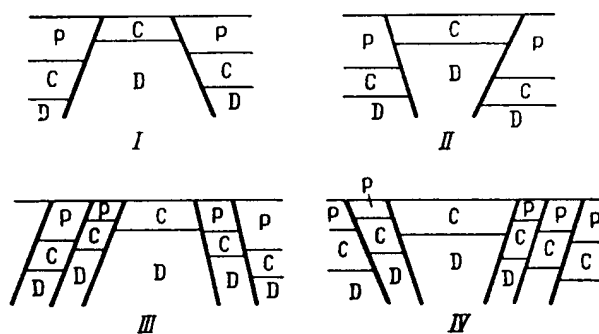


Рис. 2.40 Схемы грабенов в разрезах.

- I – простой горст, образованный двумя сбросами;
- II – простой горст, образованный двумя взбросами;
- III – сложный горст, образованный несколькими сбросами;
- IV – сложный горст, образованный несколькими взбросами.

Различают *простые*, образованные двумя-тремя разрывами, и *сложные* горсты, в строении которых принимает большое количество разрывов (рис. 2.40).

Кроме того, выделяются *конседиментационные* и *постседиментационные* горсты. В конседиментационных горстах образование осадков происходит в краевых частях, а центральная часть нередко является областью разрушения и размыва. Наиболее распространены горсты протяжённостью от нескольких до десятков километров при ширине в

сотни метров. Примером района развития таких горстов, разделённых грабенами, может служить Центральный Казахстан.

2.2.5. Сдвиги

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят по простиранию сместителя в горизонтальном направлении. В сдвигах различают крылья, сместитель, угол наклона и азимут падения сместителя и горизонтальная амплитуда смещения.

По углу наклона сдвиги делятся на *горизонтальные* (с углом наклона сместителя от 0 до 10°), *пологие* (с углом наклона сместителя 10-45°), *крутые* (с углом наклона сместителя 45-80°) и *вертикальные* (с углом наклона сместителя 80-90°) (рис. 2.41).

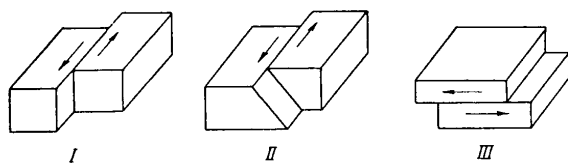


Рис. 2.41. Вертикальный (I), наклонный (II) и горизонтальный (III) сдвиги.

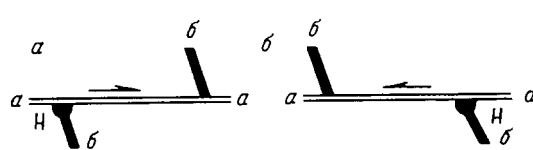


Рис. 2.42. Схема правого (а) и левого (б) сдвигов в плане.

аа – поверхность сместителя; б – разорванный слой; Н – положение наблюдателя.

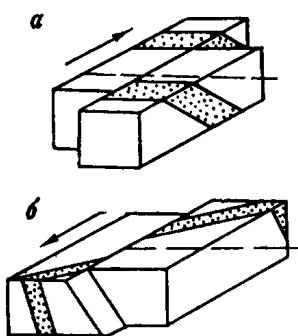


Рис. 2.43. Сдвиги.

а – вертикальный поперечный правый; б – наклонный диагональный левый.

По отношению к простиранию нарушенных пород сдвиги могут быть *продольными*, *косыми* или *диагональными* и *поперечными* (рис. 2.43). Различают также *правые* и *левые* сдвиги. Для того чтобы установить характер смещения, нужно стать лицом к сместителю в пункте обрыва слоя и, если слой на противоположном крыле будет смещён вправо, сдвиг будет правым, а если влево – левым (рис. 2.42).

Сдвиги могут относиться как к хрупким (в чехлах платформ), так и к вязким разрывам (в складчатых областях).

Они широко распространены в земной коре и по протяженности могут быть как локальные или местные, так и региональные, протягивающиеся на тысячи километров. Примером региональных сдвигов может быть долгоживущий сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии (протяженностью около 900 км), по которому юрские породы смещены на 580 км, эоценовые – на 370 км, а плейстоценовые – на 16 км и в настоящее время смещение происходит со скоростью около 1,5 см в год.

2.2.6. Раздвиги

Раздвигами называются разрывные нарушения, в которых перемещение крыльев происходит под прямым углом к поверхности отрыва, которая может быть ориентирована по-разному по отношению к простиранию пород и иметь разные углы наклона, но в основном крутые и вертикальные (рис. 2.44).

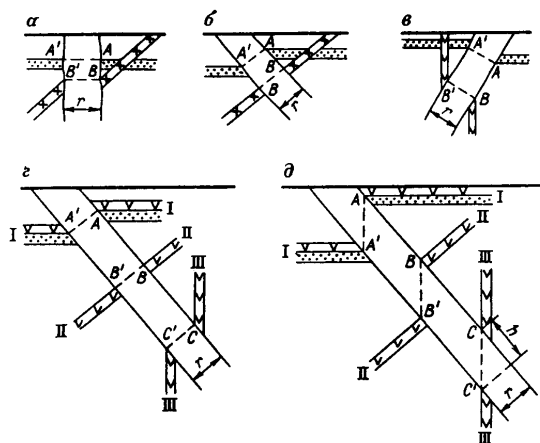


Рис. 2.44. Поперечные разрезы моделей раздвигов. А-А', В-В', С-С' – истинная амплитуда смещений смежных блоков; г – истинная амплитуда раздвига; I, II, III – пластообразные тела (слои, силы и дайки).

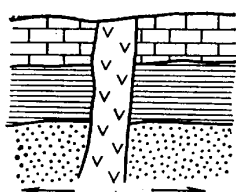


Рис. 2.45 Раздвиг, вмещающий дайку.

При раздвиге образуется зияние, которое может быть заполнено либо раздробленным собственным материалом, либо инородным – дайками и жилами (рис. 2.45). В случае большого количества параллельных раздвигов может формироваться система вертикальных даек (рои даек), по суммарной мощности которых можно судить об амплитуде раздвига. В качестве современного примера может служить Исландия. Амплитуда раздвига обычно составляет несколько метров, но может достигать сотен и тысяч метров. Великая дайка в Африке, сформированная в раздвиге, имеет ширину до 10 км и протяженность около 500 км.

Раздвиги образуются в условиях растяжения, которые могут быть над очагами интрузирующей магмы и в рифтогенных структурах, например, Красноморский рифт, зоны спрединга в СОХ (срединно-океанических хребтах) и др.

2.2.7. Надвиги

Надвигами называют разрывы взбросового строения, возникающие одновременно со складчатостью или накладывающиеся на складчатые структуры. Они характеризуются хрупким отрывом или вязким разрушением горных пород без заметных предварительных пластических деформаций, либо сопровождаются очень незначительными пластическими деформациями.

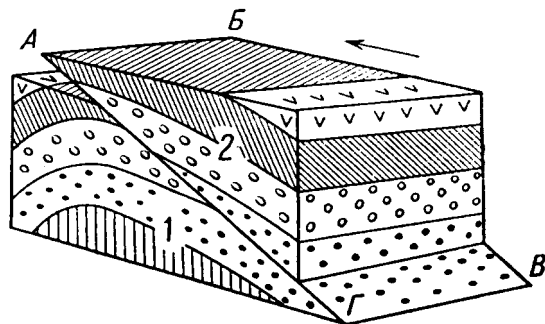


Рис. 2.46 Надвиг.

АБВГ – плоскость надвига; АБ – линия простирания плоскости надвига; АГ – линия падения плоскости надвига; 1 – лежащее крыло надвига; 2 – висящее крыло надвига.

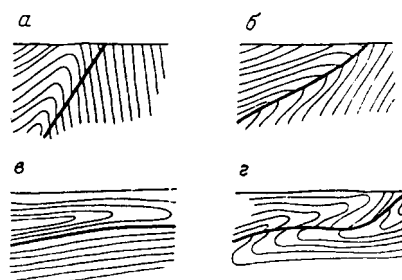


Рис. 2.47 Различные виды надвигов.

а – крутой; б – пологий; в – горизонтальный; г – ныряющий.

У надвига есть плоскость надвига (поверхность сместителя) надвиговый или висячий бок или крыло и поднадвиговый или лежащий бок или крыло (рис. 2.46). Активным элементом надвига может быть и поднадвиговый бок, при относительной неподвижности висячего бока, и в таком случае разрыв будет называться *поддвигом*. Амплитуды смещений у надвига могут быть значительно больше, чем у взбросов, но в большинстве случаев они не превышают первые сотни метров.

По наклону поверхности разрыва выделяются четыре вида надвигов: *крутые* (с углом наклона сместителя более 45°), *пологие* (с углом наклона поверхности разрыва менее 45°), *горизонтальные* (с приблизительно горизонтальным расположением сместителя) и *ныряющие*, когда поверхность разрыва на отдельных участках наклонена в сторону видимого перемещения пород (рис. 2.47).

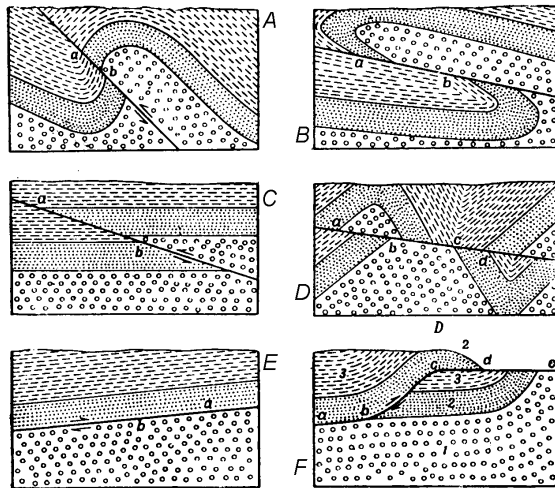


Рис. 2.48 Генетические разновидности надвигов в разрезах.

A – надвиг разлома; B – надвиг растяжения; C – надвиг скалывания в горизонтально залегающих пластах; D – наложенный надвиг скалывания; E – пластовой надвиг; F – эрозионный надвиг.

относительно однородных сминаемых в складки породах надвиги возникают в основном в замках и ориентированы параллельно осевым поверхностям. В неоднородных толщах пород они могут образовываться в крыльях складок по границам пластичных пород. В складчатых комплексах с запрокинутыми складками серии надвигов могут придавать структуре чешуйчатое строение – *чешуйчатые надвиги*. Надвиги широко развиты во всех складчатых областях мира.

2.2.8. Покровы

Покров (синоним – *шарьяж*, от франц. *charrier* – катить, волочить) – горизонтальный или пологий надвиг с перемещением пород лежащего блока в виде покрова на расстояния, достигающие нескольких десятков и даже первых сотен километров по волнистой поверхности сместителя (рис. 2.49). Термин «шарьяж» введен Бертраном в 1908 г.

Покров может возникать из лежащей складки или в результате развития надвига, характеризуется дальностью перемещения покрова, его значительной мощностью и площадью и сложностью строения. Он бывает смят в складки как независимо от своего основания, так и совместно с ним, и часто сложен более древними породами.

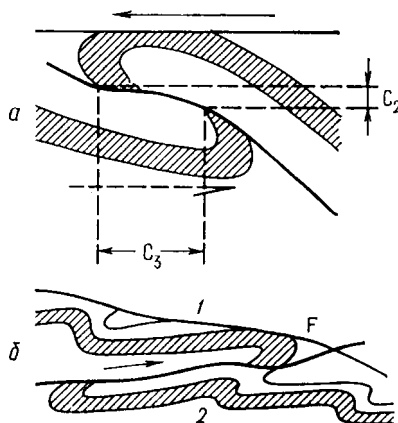


Рис. 2.49 Надвиг (а) и тектонический покров или шарьяж (б) в разрезе.

C_2 – вертикальная и C_3 – горизонтальная амплитуда надвига; 1 – покров или аллохтон; 2 – автохтон; F – лоб или фронт покрова.

В строении покрова выделяются следующие структурные элементы и признаки (рис. 2.50, 2.51):

- *тыловая, средняя (щитовая) и фронтальная* (передняя или лобовая) часть покрова;
- «*зона корней*» (родина покрова, корневая зона) – предполагаемый или установленный район, откуда происходит покров, где породы, его слагающие, оторвались от своего основания;
- *амплитуда шарьяжа* – расстояние, на которое переместился покров, обычно оно соответствует расстоянию между корнями и фронтом покрова;
- *автохтон* – породы, залегающие под тектоническим покровом или аллохтоном и оставшиеся на месте;
- *аллохтон* – породы дальнего происхождения, надвинутые на автохтон;

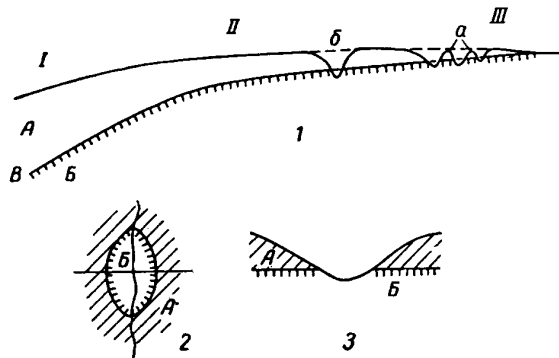


Рис. 2.50. Схема строения покрова.

- 1 – разрез покрова: I – корни покрова; II – тело или панцирь покрова; III – голова (лоб) или фронт покрова; а – эрозионные останцы или клипы; б – эрозионное окно;
 2 – тектоническое окно в плане;
 3 – тектоническое окно в разрезе;
 А – аллохтон; Б – автохтон;
 В – поверхность волочения.

• *параавтохтон* – породы, залегающие под тектоническим покровом, корни которого расположены близко;

• *парааллохтон* – породы покрова, под которым блоки или чешуи также перемещались;

• *тектоническое окно* – вскрытые эрозией подстилающие покров породы;

• *тектоническое полуокно* – вскрытые эрозией во фронтальной части покрова подстилающие покров породы в виде незамкнутого окна;

• *клипп (клиппен)* – изолированный от покрова останец покрова, образовавшийся в результате эрозии покрова;

• *дигитация* – расщепление покрова во фронтальной части на отдельные чешуи или

лежащие складки;

• *дивертикуляция* – отслоение пакетов пластов в мощной серии отложений, где ранее сохранялась нормальная стратиграфическая последовательность, и дальнейшее дифференцированное движение пластин;

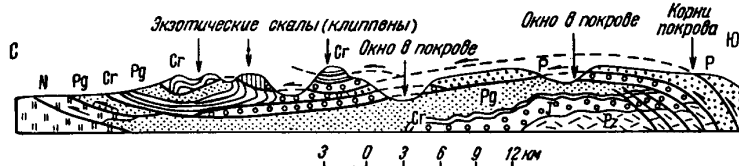


Рис. 2.51. Покров Гларус в Альпах и его элементы.

Поверхности волочения показаны толстыми линиями.

разрушение и перенос пород, встреченных на пути движения покровных пластин;

• *базальное «стёсывание»* – разрушение или истирание подошвы пластины в процессе передвижения;

• *меланж* (франц. *mélange* – смесь) – брекчии пёстрого состава, образующиеся во фронтальной (лобовой) и подошвенной части покрова.

► В **морфолого-кинематической классификации** покровов выделяются покровы течения, покровы скалывания и скольжения.

Покровы течения образуются из лежащих складок и имеют сложное внутреннее строение, напоминающее структуру огромных «оплывин». Они развиваются при наличии мощных толщ пластичных пород и чаще всего образованы флишем. Для покровов течения характерны:

• *ретрошарьяж* – обратное отступление покрова;

• *обволакивание* – смятие в складки и переплетение движущихся одновременно пластин покрова;

• *тектоническая денудация* – частичное

• структуры гравитационного стекания пластичных масс пород по склону растущего поднятия;

- течение, расплющивание и вытягивание складок;
- ныряющие складки покровов;
- сильно сплюснутые лежащие складки и их элементы;
- накатывание (перетекание) по принципу гусеницы трактора;
- последующие деформации и раздробление покрова.

Покровы течения широко распространены во всех складчатых областях, но наиболее ярким примером являются гельветиды Альп.

Покровы скалывания и скольжения – более или менее прямые или слабоизогнутые пластины, сравнительно слабо дислоцированные внутри и перемещённые по одной резко выраженной поверхности разрыва. Они обычно сложены твёрдыми, массивными породами, смещёнными по горизонтальной поверхности скалывания, или слагаются пачками осадочных пород любой степени прочности при наличии под ними поверхности срыва, которая, как правило, совпадает с горизонтом пластичных пород. В покрове скалывания и скольжения на фоне нормального залегания могут быть запрокинутые складки, чешуи, прогибы и подвороты. Эти покровы характерны для каледонид Шотландии и Скандинавии, для Карпат, Балканид Болгарии и т.д.

► **По происхождению** покровы делятся на *гравитационные* и *компрессионные* покровы.

Гравитационные покровы – покровы, которые образуются за счёт смещения масс горных пород из орографически повышенных участков в пониженные под воздействием силы тяжести. Например, по дну океана до глубин около 4000 метров сползали громадные оползни размером до 500 км, которые порой трудно отличить от олистостромов, состоящих из сплошных пластин олистолитов и олистоплаков.

По времени образования относительно складчатости гравитационные покровы могут быть *доскладчатые* (сползающие массы пород к осевым частям прогибов), *соскладчатые* (смещающиеся массы пород в пониженные участки в процессе складкообразования) и *послескладчатые* (оползшие блоки жестких консолидированных пород с краевых частей поднятий в прилегающие прогибы).

Компрессионные покровы – соскладчатые покровы, образующиеся в условиях регионального сжатия и течения

► **По признаку структурного уровня**, на котором покровы образуются, или по глубине захвата покровами земной коры тектонические покровы разделяют на три типа:

покровы чехла, которые образуются только в осадочных толщах;

покровы основания или фундамента, когда в процесс покровообразования могут быть вовлечены и породы гранитогнейсового комплекса;

офиолитовые покровы, которые образуются за счёт пород земной коры океанов и окраинных морей.

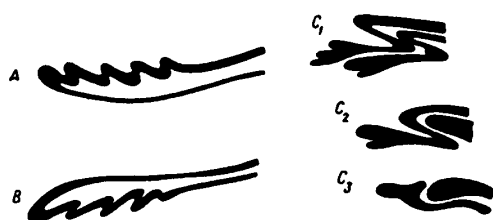


Рис. 2.52. Схематические типы покровов и их усложнения.

А – воздымающийся покров; В – погружающийся покров; С_{1,2,3} – типы эволютивных покровов, образованных двумя покрывами (по Гейму).

Морфологические разновидности покровов многообразны – они могут состоять из одного-двух, и более покровов с разными амплитудами и по-разному усложнённые (рис. 2.52).

Приведённые классификации в известной степени условны. В природе признаки покровов в большинстве случаев не выдерживаются и нередко можно говорить о *сложных покрывах*.

Полевые признаки и методы изучения покровов. В процессе шарьяжеобразования отдельные частные покровы, пластины, чешуи могли перемещаться в разные фазы формирования покровного комплекса с различной скоростью и на разное расстояние, могли переключиваться, сминаться и перемешиваться,

что приводит к формированию очень сложной структуры. Всё это крайне осложняет возможность выявления покровов и их границ, а также определения исходного относительного положения объёмов пород, залегающих в разных фрагментах шарьяжа. Решение этих задач возможно только при высокой степени геологической изученности.

В первую очередь должны быть выявлены особенности строения толщ и фрагментов (фациальную принадлежность, мощности, структурные признаки и т.д.). Потом необходимо определить, могли ли они быть сформированы в единой структурно-фациальной зоне. По каждому отдельному фрагменту нужно получить седиментологические характеристики (биостратиграфические, гранулометрические, литологические, фациальные), структурные и прочие данные.

Затем на палинспастическом профиле, построенном в крест простирания структурно-фациальной зоны, расположить фрагменты таким образом, чтобы это соответствовало закономерному изменению её разреза от одного края к другому. Если при этом обнаружится, что в параметрическом ряду закономерно меняющихся особенностей отложений исходное положение толщ и фрагментов значительно отличается от наблюдаемого, значит, происходило их перемещение. О покровообразовании будут свидетельствовать и структурные признаки – резкое изменение мощностей, нагромождение полого и крутопадающих чешуй, чередование крутого и пологого залегания слоёв и поверхностей разрывов, наличие меланжа, признаков базального «стёсывания», горизонтов отслоения и признаков перетекания вещества, дискордантность внутренних структур и текстур по отношению к границам геологических тел и другие признаки.

2.3. Механизм образования и происхождение разрывов

Образование или происхождение разрывов

Разрывы образуются при осевом сжатии, направленном горизонтально или наклонно к земной поверхности. Вначале происходит образование продольных изгибов и складчатости общего смятия, затем их наклона, формирования разрывов и смещений по ним. Основной тип сформированных таким образом разрывов – надвиги. Теоретически они должны быть наклонены под углом 45° к горизонту, но практически это не так – и углы наклона и количество разрывов разные

При локальном (над аркогенами, куполами, на антекклизах и поднятиях овальной формы) или региональном растяжении (зоны рифтинга) земной коры образуются продольные и поперечные трещины отрыва или скалывания, что приводит к образованию типичных сбросов и грабенов.

При вращательных деформациях, приложенных горизонтально, образуются покровы и др. структуры.

В генетических классификациях выделяют глубинные разломы, листрические разломы и вязкие пластические сдвиги, разрывы гравитационного происхождения, регматическую сеть разломов, зоны спрединга и субдукции, трансформные разломы и др., которые будут рассматриваться на других теоретических курсах.

2.4. Определение возраста, типа и структурных элементов разрывов

Определение возраста

Возраст разрывных нарушений определяется в соответствии с возрастом пересекаемых и покрывающих разрыв пород. Верхний возрастной предел обычно соответствует возрасту самого древнего неразорванного пласта или горной породы, а нижний – возрасту самого молодого разорванного пласта или горной породы. Например, если породы с возрастом вплоть до поздней юры нарушены разрывом и перекрыты неразорванными отложениями палеогена, то возраст разлома будет постюрско-допалеогеновый. Абсолютный возраст разлома можно определить геохронологическими изотопными методами (U-Pb, K-Ar, Rb-Sr), но только в том случае, если в зоне разлома происходила перекристаллизация вещества.

Определение типов разрывных нарушений

Чтобы определить тип разрывного смещения нужно установить: 1 – не сдвиг ли это; 2 – какой из двух блоков поднятый (устанавливается по возрасту, либо по высотному положению пласта в блоках, разделённых разрывом); 3 – к какому блоку падает сместитель (устанавливается по рельефу); 4 – величину изгиба линии разрыва при пересечении ею рек и рельефа); 5 – положение разрыва в плане по отношению к простиранию пластов (продольный, поперечный или диагональный разрыв).

Тип разрывного нарушения на карте определяется следующими способами.

1. Сдвиг от сброса или надвига отличаются по расстоянию между соответствующими точками в перемещённых блоках. При сдвиге это расстояние (например, ширина ядра разорванной складки) в обоих блоках будет одинаковым, тогда как у всех других оно будет разным (рис. 2.53). В опущенном блоке ширина ядра синклинали будет больше, а ширина ядра антиклинали – меньше.

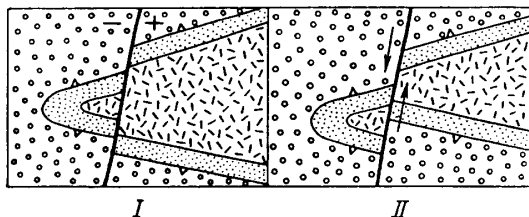


Рис. 2.53 Схемы, иллюстрирующие различие в плане между сбросом (I) и сдвигом (II), нарушившим антиклинальную складку.

2. Различие между сбросом и взбросом устанавливается по направлению наклона сместителя по отношению к поднятому (или опущенному) блоку. Если сместитель наклонён в сторону опущенного блока, значит, разрывное нарушение является сбросом, а если в сторону поднятого – взброс или надвиг.

3. Различие между взбросом и надвигом устанавливается по величине извилистости линии тектонического нарушения. У надвига она более извилиста и ориентирована почти параллельно осям складок. При взбросах эта линия относительно мало изгибается и может простираться в любом направлении по отношению к осям складок.

4. Раздвиги, как правило, заполнены непрерывными или прерывистыми жилами или дайками.

5. У покровов нередко запрокинутое залегание в надвинутом блоке (аллохтоне), наличие останцов аллохтона (клипов) и тектонических окон, в которых обнажаются породы автохтона.

Определение направления смещения крыльев

Направление смещения крыльев определяется: 1 – по бороздам скольжения на плоскости сместителя и по уступам на плоскости сместителя (рис. 2.54, 2.55); 2 – по подвороту пласта; 3 – по мелким сопутствующим сбросам.

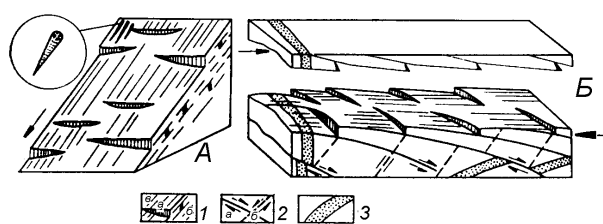


Рис. 2.54. Поверхности сместителя.

А – расположение уступов, штрихов, борозд и треугольников выкрашивания (в круге) на поверхности скольжения лежащего блока разрыва (сброса) при смещении висячего блока вниз согласно стрелке.

Б – связь уступов с системами трещин оперения в зоне скольжения по сдвигу (большие стрелки): 1 – уступы (а), трещины отрыва (б), штрихи и борозды (в); 2 – трещины сколаб доминирующие (а), угнетённые (б); 3 – маркирующий горизонт.

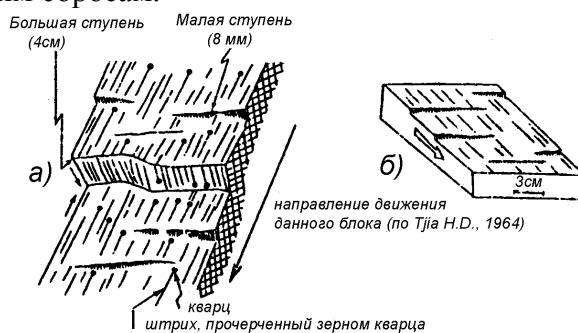


Рис. 2.55. Поверхности сместителя.

На плоскости сместителя уступы, борозды и штрихи. Стрелки и штрихи указывают направление смещения блока.

В большинстве случаев, исследователи указывают на то, что смещение смежных блоков должно быть обратным тому, что приведено на двух вышеуказанных рисунках. По правилу «шероховатости» - если рука ощущает шероховатости при проведении вдоль плоскости сместителя, значит, сопряжённый блок двигался в обратном направлении. Насколько верны то и другое правило, судить трудно. Для определения ориентированного

в пространстве направления смещения необходимо находить более надёжные признаки. Например, при нормальном залегании пород на поднятом крыле обнажаются более древние породы, чем на опущенном, и наоборот (рис. 2.56). При перевёрнутом залегании пород наблюдаются обратные соотношения.

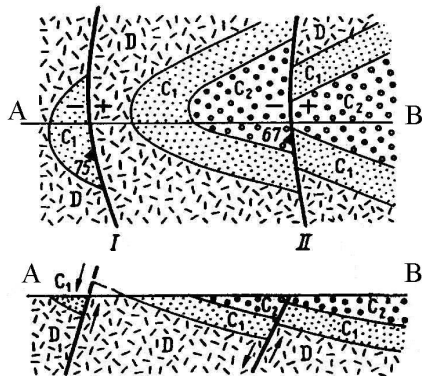


Рис. 2.56 Определение относительного перемещения крыльев сброса: по возрасту слагающих их пород; по ширине выходов пород в ядре синклинали складки.

При вертикальном положении плоскости сместителя нужно исходить из направления их относительного горизонтального перемещения вдоль линии сброса и направления падения пород, при этом можно использовать мнемоническое правило «пяти П» В.Н.Вебера: **поднятый пласт перемещается по падению**.

Направление горизонтального перемещения определяется следующим образом. Если пласт перемещён вдоль плоскости сместителя вправо, то это правосторонний сдвиг, а если влево, то – левосторонний.

Определение амплитуды смещения

Вертикальную амплитуду (C_2) смещения (при условии сохранения постоянства простираия пород на смежных блоках) можно определить по разности высотных отметок пласта на линии его простираия, продолженной с одного бока на другой, или по заложению пласта (рис. 2.57). На приведённом рисунке вертикальная амплитуда составляет 100 м. Если линия простираия (или стратоизогипса) не пересекает пласт или границу пласта в смежном блоке, пользуясь масштабом заложения, определяют высотную отметку разорванного пласта на смежном боку, так как если бы смещения по разрыву не было. По разности отметок в точке пересечения вспомогательной линии падения и выхода пласта на соседнем блоке находят вертикальную амплитуду (рис. 2.58) и она будет равна 50 м, т.е. юго-восточный блок опущен на 50, так как стратоизогипса с отметкой 140 м совпадает в нём со стратоизогипсой с отметкой 90 м.

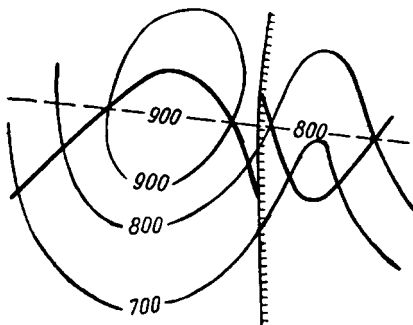


Рис. 2.57. Определение вертикального отхода сброса по линиям простираия или стратоизогипсам (объяснение в тексте).

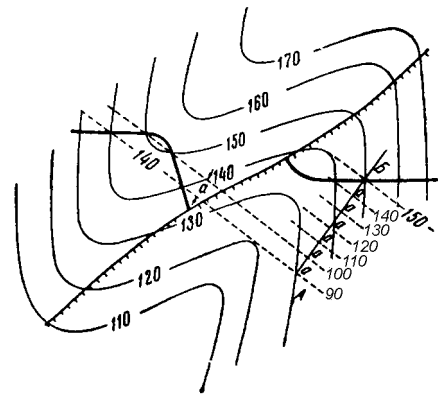


Рис. 2.58 Определение вертикального отхода сброса с помощью заложения (объяснение в тексте).

В более сложных случаях пользуются методом построения ортогональных разрезов, заключающимся в построении трёх проекций разрывного нарушения (одной горизонтальной и двух вертикальных).

Определив вертикальную амплитуду смещения, можно определить и все прочие амплитуды. Зависимости величин амплитуд отражены в формулах ниже.

Вертикальная амплитуда (C_2) определяется по формуле: $C_2 = C_4 \sin \delta$

Стратиграфическая амплитуда (C_1) определяется по формуле: $C_1 = C_4 \sin (\delta \pm \alpha)$

или $C_1 = [C_2 \sin (\delta \pm \alpha)] : \sin \delta$

Горизонтальная амплитуда (C_3) определяется по формуле: $C_3 = C_4 \cos \delta$
или $C_3 = [C_2 \cos \delta] : \sin \delta$

Истинная или наклонная амплитуда (C_4), или амплитуда по сместителю определяется по формуле: $C_4 = C_1 : [\sin (\delta \pm \alpha)]$ или $C_4 = C_2 : \sin \delta$

Признаки наличия разрывных нарушений

Для установления разрывных нарушений при геологическом картировании и других исследованиях существует ряд признаков, которые можно выявить как прямыми наблюдениями, так и косвенными методами.

К выявляемым прямыми наблюдениями признакам, свидетельствующим о наличии разлома, относятся:

1) По геологическим признакам

- смещение слоёв вдоль сместителя, когда по линии разрывного нарушения (в плане или в разрезе) соприкасаются породы, различающиеся по составу и нередко по возрасту;
- повторение выхода маркирующего пласта параллельно или под углом к линии разрывного нарушения (например, у продольных и диагональных сбросов) или сдвигание разреза;
- исчезновение маркирующего пласта в одном из блоков разрывного нарушения (например, у продольных сбросов);
- различие в элементах залегания пород в боках вдоль линии сброса (например, у шарнирных сбросов);
- наличие шва разрыва или трещины (нередко открытой), по которой произошло смещение;
- наличие тектонических брекчий (угловатых обломков горных пород, сцементированных более мелкой фракцией этих пород и/или отложениями минеральных растворов), заполняющих иногда зияющие трещины сбросов;
- наличие милонитов (тонкораздробленной и перекристаллизованной роговиковоподобной породы, обычно рассланцованной параллельно сместителю);
- наличие зеркал скольжения, т.е. гладких отполированных поверхностей по сместителям, нередко со штрихами и бороздами, указывающими направление движения блоков;
- резкий обрыв пласта, а если это хорошо выражено в рельефе, то сбросовый уступ;
- зона разломов и связанную с ней минерализацию вдоль трещин, с последующим образованием в них жильных пород.

Разрывные нарушения, скрытые под наносами, можно выявить по признакам, выявленным косвенными методами:

2) По геоморфологическим признакам:

- приуроченность прямолинейных депрессий и речных долин к разрывам;
- приуроченность долин рек и ручьёв с предпочтительной ориентировкой к разрывам;

3) По гидрологическим признакам:

- приуроченность выходов подземных вод и минеральных источников к линиям разрывов;

4) По геофизическим признакам, выявляемым разными геофизическими методами:

- повышенная магнитность, обусловленная приуроченностью магнитных минералов, образовавшихся в результате гидротермальной деятельности, к разломам и зонам дробления (магниторазведка);
- повышенная электропроводимость, обусловленная обводнённостью разломов и зон дробления (электроразведка);
- повышенные эманыции радиоактивных элементов, гелия и др. (эманационная съёмка);

- разница плотностей горных пород в перемещённых по линии сброса и затем денудированных блоках (гравиразведка);
- наличие отражающих площадок, ориентированных дискордантно по отношению к напластованию (сейсморазведка, метод преломлённых волн).

На геологической карте, как и на местности, нарушение может быть обнаружено: 1 – по перемещению пластов вдоль линии разлома; 2 – по повторению выхода пласта; 3 – по исчезновению выхода пласта; 4 – по изменению простирания пород вдоль линии шарнирного сброса.

Условные обозначения разрывных нарушений

На геологических картах и на разрезах разрывные нарушения показываются линиями черного цвета, но более толстыми, чем геологические границы (рис.), либо линиями красного цвета. Линиями разных красных оттенков (красным, оранжевым и т.д.) обозначаются разновозрастные разрывы. Примеры обозначения на карте разных типов разрывов приведены на рис. 2.59.



Глава 3: Складчатые формы залегания пород

Складками принято называть волнообразные изгибы плоскостных текстур горных пород, а также изгибы уплощённых или удлинённых геологических тел, образующиеся при пластических деформациях. Складки могут быть образованы телами с первичной стратификацией, псевдостратифицированными телами интрузивных метаморфических и метасоматических пород, пластообразными нерасслоёнными телами различного генезиса, тектоническими чешуями и пластинами. В зависимости от размера в профильном сечении выделяются: мегаскладки – размер складки (длина полуволны) 1000 м и более; макроскладки – 50-1000 м; мезоскладки – 0.1-50 м; микроскладки (малые и мелкие) – < 0.1 м. Складка, очерченная одной поверхностью, называется *частной*. А когда речь идёт о складке, образованной геологическими телами, её принято называть *общей* складкой.

Совокупность складок составляет складчатость. Она является результатом пластических деформаций горных пород и развивается только в слоистых породах или породах обладающих структурными плоскостными элементами. При отсутствии тех и других, т.е. в однородной породе, пластические деформации реализуются в других формах, а не в складках.

Знания о складках и о причинах складкообразования базируются:

- на очень большом эмпирическом материале о формах складчатых пластов, полученном многими поколениями геологов (на изучении геометрии складчатых пластов и т.д.);

- на экспериментах, воспроизводящих складкообразование;

- на изучении взаимосвязи складок с другими структурами, особенно с разрывами;

- на изучении взаимосвязи складчатых поясов с другими главными тектоническими единицами земной коры;

- на изучении микроструктур, развитых в складчатых породах.

Складки могут образоваться как в результате проявления гипогенных, так и гипергенных процессов. В любом случае процесс образования складок сопровождается перемещением пород и смещением слоёв при изгибе вдоль поверхностей наслоения.

3.1. Складки и их элементы и параметры

Среди складок выделяются элементарные типы складок – антиклинальные и синклинали (рис. 3.1), нейтральные, а так же антиформы и синформы (рис.3.2).

Антиклинальными складками или *антиклиналями* называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых частей. *Синклиналими складками* или *синклиналями* называются изгибы, в которых центральные части сложены более молодыми породами, чем их краевые части. Складки, в которых элементы залегания осевой поверхности (ОП) и шарнира совпадают, называются *нейтральными*. Это возможно: а) при вертикальном залегании пород, шарнира и ОП складки; б) при наклонном залегании пород в крыльях складки и горизонтальном – ОП и шарнира; в) при наклонном залегании пород и одинаково наклонном – ОП и шарнира. В сильно деформированных толщах, где невозможно определить кровлю и подошву слоёв, складки, обращенные выпуклостью вверх, называются *антиформами*, а обращенные выпуклостью вниз, – *синформами* (рис. 3.2).

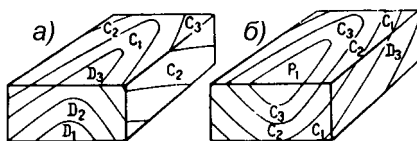


Рис. 3.1. Антиклинальная (а) и синклинали (б) складки

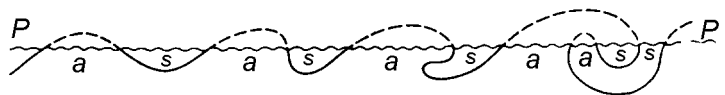


Рис. 3.2. Антиформы (а) и синформы (s) в пересечении с эрозионной поверхностью PP.

Элементы складки

В складке выделяются следующие *элементы* – замок или свод, крылья, осевая поверхность, осевая линия или ось складки, шарнир складки, гребень и киль, гребневая и килевая поверхность, линия перегиба или медианная линия, поверхность перегиба, ядро, замыкание (рис. 3.3 – 3.6).

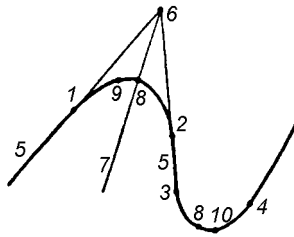


Рис. 3.3. Элементы складок:
1-2 – замок антиклинали (седло); 3-4 – замок синклинали (мульда); 5 – крылья; 1-6-2 – угол складки; 6-7 – биссектриса угла складки или осевая линия; 8 – ось или шарнир складки; 9 – гребень; 10 – киль.

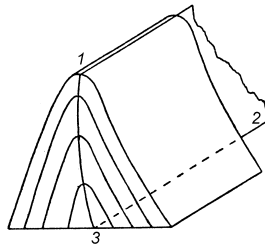


Рис. 3.4. Осевые элементы складок:
1 – ось или шарнир складки; 2 – осевая поверхность; 3 – осевая линия.

единообразно (вверх или вниз) наклонённых от перегиба. У смежных складок – антиклинали и синклинали одно крыло является общим. Положение крыльев, как плоскостных элементов, определяется азимутом и углом падения.

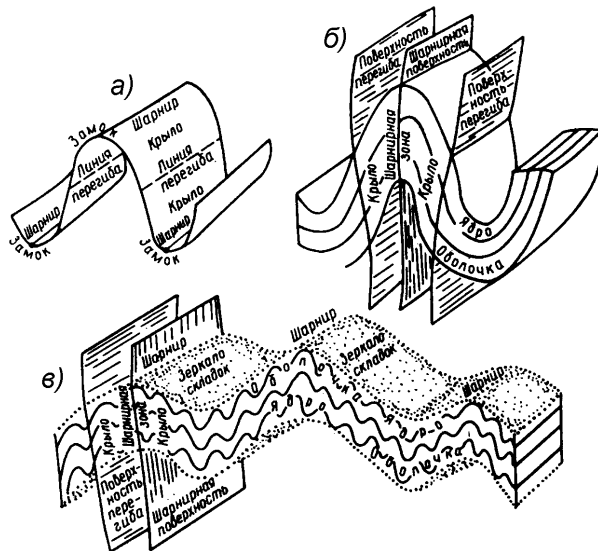


Рис. 3.5. Элементы складок:
а – очерченных одной поверхностью; б – очерченных серий субпараллельных поверхностей; в – «сложных», очерченных зеркальными поверхностями.

воздымания). Простираение шарнира совпадет с осью складки только в том случае, когда осевая поверхность складки вертикальна. Погружается шарнир в сторону расположения более молодых пород. В том случае, когда азимут погружения шарнира меняется на обратный несколько раз, либо величина угла погружения периодически меняется по простираению, шарнир называют *ундулирующим*. Угол погружения или воздымания шарнира иногда называют углом погружения или воздымания складки (рис. 3.7, 3.8).

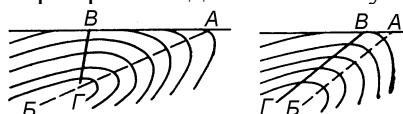


Рис. 3.6. Положение осевой (АВ) и гребневой (ВГ) поверхности в вертикальном поперечном разрезе складки.

Замок или *свод* складки – место перегиба слоёв, в котором их поверхности, примыкающие к перегибу, образуют между собой угол или более сложные фигуры. Замок может иметь плавную (параболическую, гиперболическую) или угловатую (шевронную) форму. Замок антиклинали иногда называют *седлом*, а замок синклинали – *мульдой*.

Крылья складки – боковые части складки, примыкающие к своду и представленные поверхностью слоёв,

Осевой (шарнирной) поверхностью складки называется поверхность, проходящая через точки перегиба слоёв, составляющих складку. Она также определяется азимутом и углом падения. Линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа называется *следом осевой поверхности (СОП)*. Она характеризует ориентировку складки в плане и на карте проводится путём соединения точек, расположенных в местах перегиба слоёв (в замке складки). Линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоёв (кровлей или подошвой), составляющих складку, называется *осью складки* или *шарниром* складки. Положение шарнира, как линейного элемента, определяется азимутом и углом погружения (или

воздымания). Простираение шарнира совпадет с осью складки только в том случае, когда осевая поверхность складки вертикальна. Погружается шарнир в сторону расположения более молодых пород. В том случае, когда азимут погружения шарнира меняется на обратный несколько раз, либо величина угла погружения периодически меняется по простираению, шарнир называют *ундулирующим*. Угол погружения или воздымания шарнира иногда называют углом погружения или воздымания складки (рис. 3.7, 3.8).

Гребневой поверхностью называется поверхность, соединяющая самые высокие точки расположения слоёв, образующих складку. *Гребень* складки – линия пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоёв складки. *Килевой поверхностью* называется поверхность, соединяющая

самые низкие точки расположения слоёв, образующих складку. *Киль* складки – линия пересечения килевой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоёв складки. Эти элементы складок определяют обычно только при изучении наклонных и опрокинутых складок.

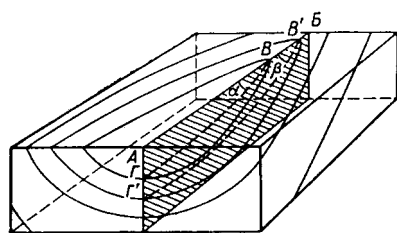


Рис. 3.7. Элементы складок в блок-даграмме:
АВ – положение осевой линии (или СОП);
ВГ и ВГ' – положение шарнира; α и β – углы погружения шарнира.

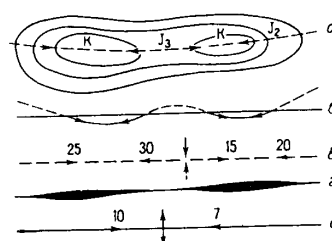


Рис. 3.8. Структурные элементы складки:
Положение шарнира в синклинали в плане (а) и в разрезе (б). Условные знаки для изображения на картах: шарниров синклинали (в) и антиклиналей (д) складок. Стрелками указано направление погружения, а цифрами – углы погружения шарниров.

Линия перегиба или *медианная линия* – линия, расположенная на крыле складки, которая делит крыло частной складки пополам и ориентирована по направлению шарнира. По обе стороны медианной линии кривизна крыла очерчивается в противоположных направлениях. Поэтому угол падения крыла складки рекомендуется измерять в зоне медианной линии. *Поверхность перегиба* – поверхность, проходящая через линии перегиба частных складок.

Ядро складки – внутренняя часть складки в месте её наибольшего перегиба с внутренней стороны изогнутого пласта. Это понятие условное и зависит от морфологии складки и глубины эрозионного среза. За *окончание* складки принимается участок, где изогнутая поверхность сменяется плоскостью. *Замыкание* складки определяется по смене азимута погружения шарнира на обратный азимут.

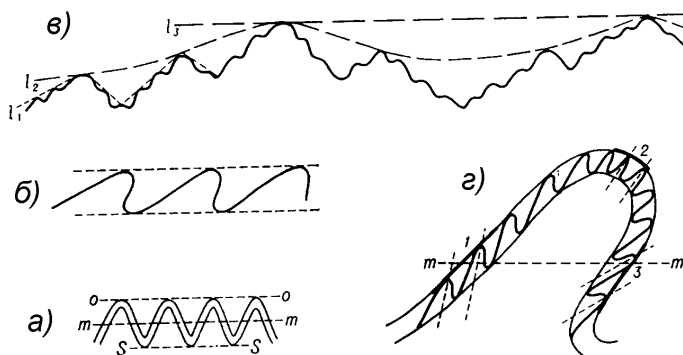


Рис. 3.9. Зеркала складок: симметричных (а), асимметричных (б, в) и разнопорядковых (в).

Зеркало складок – условная поверхность, проведённая в пространстве через точки наибольшего перегиба слоя в одновременно возникших одноимённых структурах одного порядка. Такими поверхностями могут быть касательная к замкам симметричных антиклиналей *о-о* или же касательная к замкам синклиналей *с-с* (рис. 3.9 а). Параллельна им будет и медианная линия *т-т*. Аналогичным образом проводится зеркало складок и для асимметричных складок (рис. 3.9 б). При деформации слоистых пород обычно образуются складки нескольких порядков, и для каждого из них можно провести своё зеркало складок, например *l1, l2, l3* на рис. 3.9 в, где видно, что, чем крупнее складки, тем зеркало складок всё более приближается к прямолинейному. И из этого можно сделать вывод: *залегание (простираание и падение) пачки в целом отражается зеркалом наиболее крупных складок*. По углу между зеркалом складок и их осевыми поверхностями можно определить, на каком крыле асимметричной запрокинутой складки находится исследуемое обнажение: *1 – на нормальном крыле осевые плоскости дополнительных складок падают круче, чем их зеркало, а на подвёрнутом крыле – положе; 2 – угол между зеркалом складок и их осевыми поверхностями в точке перегиба*

близок к 90° , уменьшается в сторону медианной зоны складки и имеет минимальное значение в медианной зоне подвёрнутого крыла (рис. 3.9 г).

Параметры складки

К параметрам складки относятся – длина, ширина (полуволна, горизонтальный размах), высота (амплитуда, вертикальный размах) и угол складки (рис. 3.10). *Длина складки* – это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира, либо между участками, где изогнутая поверхность сменяется плоскостью. *Ширина складки* (или *полуволна*) – это кратчайшее расстояние между точками перегиба (рис. 3.10). *Высотой* или *амплитудой складки* называется кратчайшее расстояние между точкой максимальной кривизны и линией, соединяющей точки перегиба (или медианные линии) (рис. 3.10).

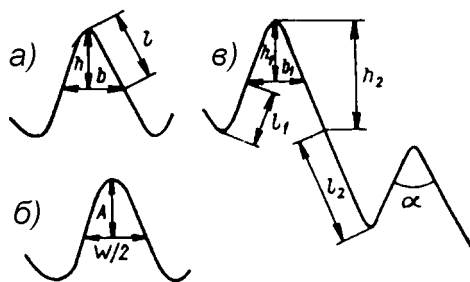


Рис. 3.10. Параметры симметричной (а, б) и асимметричной (в) складок:
 h и b – высота и ширина симметричной складки;
 h_1 и h_2 – высота короткого и длинного крыльев асимметричной складки; b_1 – ширина асимметричной складки; A , $W/2$ – амплитуда и длина полуволны симметричной складки;
 l – крыло складки (l_1 – короткое, l_2 – длинное);
 α – угол между крыльями.

По А.Е. Михайлову понятие о высоте и ширине складки отличается от выше приведённого. *Высотой* или *вертикальным размахом* складки он называет расстояние по нормали между замком антиклинали и замком смежной с ней синклинали, измеренное по кровле или подошве одного и того же слоя. А *шириной* или *горизонтальным размахом* складки – расстояние между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей (рис. 3.11).

Угол, образованный линиями или плоскостями, являющимися продолжением крыльев складки, называется *углом складки* или *углом между крыльями* складок. Он отражает степень сжатости пластов и обычно принимается

как условный показатель интенсивности складчатой деформации.

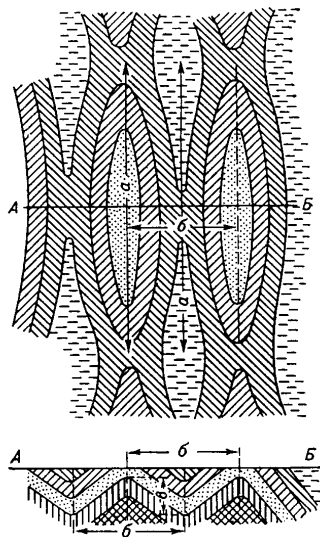


Рис. 3.11. Размеры складок в плане и на разрезе:
 a – длина, b – ширина, v – высота складки;

Размеры и форма складки определяются длиной её крыльев в профильном (перпендикулярном к шарниру) сечении, коэффициентом асимметрии складки (отношением размера длинного крыла к короткому), углом между крыльями, шириной складки, высотой или амплитудой, или же длиной полуволны складки.

В прямоугольной (декартовой) системе координат с осями a , b , c , определяющей согласно Б.Зандеру, как формальную симметрию складки, так и её кинематические особенности, ось координат b параллельно шарниру, ось координат a лежит в осевой плоскости и перпендикулярна оси b , осевая плоскость – ab , а ось координат c перпендикулярна к ней (рис. 3.12). В кинематическом отношении ось b – это ось вращения или постоянная ось деформации, ось a – ось движения, а ось c – ось укорочения или сжатия.

Структурные элементы складки

Наблюдение и измерение структурных элементов складок при геологическом картировании имеет большое значение. Под структурными элементами складки следует понимать линейные, плоскостные и объёмные формы однотипного строения. Одни из них (полосчатость, сланцеватость, линейность) имеют вещественное выражение, а другие (шарнир складки,

осевая поверхность и др.) – геометрическое. И те, и другие являются индикаторами складчатых и других деформационных процессов.

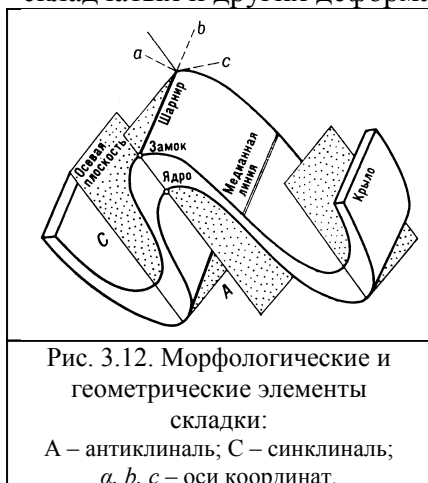


Рис. 3.12. Морфологические и геометрические элементы складки:

А – антиклиналь; С – синклиналь;
а, b, c – оси координат.

К *главным структурным элементам*, которые необходимо замерять в поле, относятся первичная слоистость (S_0), метаморфическая полосчатость (S_{I+n}), сланцеватость различных направлений (C_{I+n}), крылья складки (Kp), шарнир складки ($Ш$), линии пересечения слоистости и сланцеватости, которые в большинстве случаев статистически ориентированы также как и шарниры складок.

К *дополнительным структурным элементам*, которые также необходимо замерять в поле, относятся – осевая плоскость ($ОП$), след осевой поверхности ($СОП$), линейности ($Л$) разного рода (минеральная, агрегатная, бороздчатость, ребристость, линейность фрагментов, будин и т.д.).

3.2. Классификация складок

В основу классификации складок может быть положена либо форма складок, либо их происхождение. В первом случае это будет морфологическая классификация, а во втором – генетическая. Обе эти классификации учитывают различные характеристики и свойства складок и дополняют друг друга.

3.2.1. Морфологическая классификация

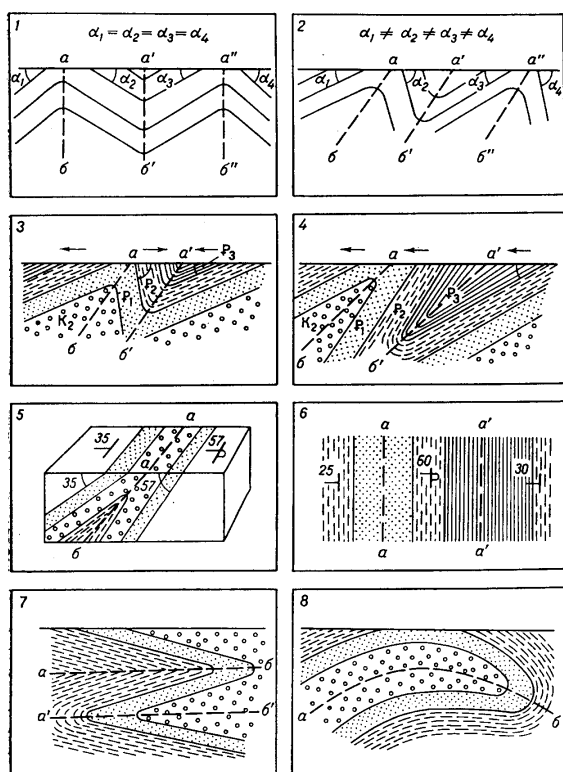


Рис. 3.13. Деление складок по положению осевой поверхности:

1 – симметричные; 2 – асимметричные; 3 – наклонные; 4-6 – опрокинутые (4 – в вертикальном разрезе, 5 – на блок диаграмме, 6 – в плане); 7 – лежащие; 8 – ныряющие.
аа, а'а' – осевые линии складок в плане; аа, а'б, а''б'' – осевые поверхности складок в разрезах.

В морфологической классификации складки делятся по ряду признаков: по положению осевой поверхности; по соотношению между крыльями; по форме замка; по углу между крыльями; по соотношению мощностей слоёв на крыльях и в сводах складок; по отношению осей; по положению относительно горизонта; по характеру отображения на геологических картах и планах и т.д.

По положению осевой поверхности выделяют симметричные и асимметричные складки.

Симметричные складки – складки с одинаковыми углами наклона крыльев и вертикальной осевой поверхностью (рис. 3.13).

Асимметричные складки обычно с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев. Они могут быть разделены на четыре вида (рис. 3.13):

- **наклонные** складки с наклонной осевой поверхностью и падением крыльев в противоположные стороны под разными углами;

- **опрокинутые** складки с падением крыльев в одну сторону и с наклонной осевой поверхностью;

- **лежащие** складки с горизонтальным положением осевых поверхностей;

- *ныряющие* (или *перевёрнутые*) складки, осевая поверхность которых изогнута до обратного падения.

По соотношению между крыльями складок выделяют (рис. 3.14):

- обычные (простые или нормальные) складки с падением крыльев в различные стороны;

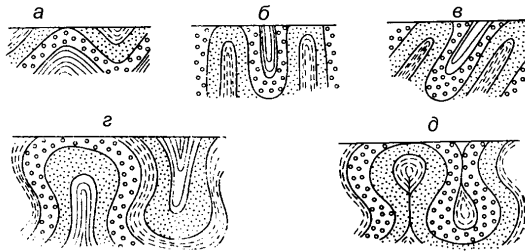


Рис. 3.14. Деление складок по соотношению между крыльями в разрезах:

а – простые; *б* – изоклиналильные прямые и опрокинутые (*в*); *г* – веерообразные с не пережатым и пережатым (*д*) ядром.

- *открытые* складки с углами между крыльями от 70° до 120° ;
- *закрытые* складки с углами между крыльями от 30° до 70° ;
- *сжатые* складки с углами между крыльями от $>0^\circ$ до 30° ;
- *изоклиналильные* складки с параллельными крыльями.

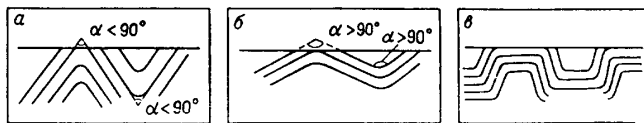


Рис. 3.15. Деление складок по форме замка в разрезе:

а – острые или шевронные; *б* – пологие или округлые; *в* – коробчатые или сундучные.

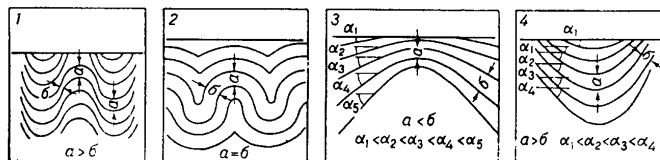


Рис. 3.16. Деление складок в разрезах по соотношению мощностей на сводах и на крыльях:

1 – подобные; 2 – концентрические; 3 – с утоняющимися слоями в своде; 4 – с повышенными мощностями пород в замках.

мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной;

- *концентрические* складки с одинаковой мощностью слоёв на крыльях и в своде, причём с глубиной кривизна свода таких складок изменяется, и антиклинали становятся более резкими, чем синклинали;

- *антиклинальные* складки с *утонёнными* замками, в которых мощность пород в сводах меньше, чем на крыльях;

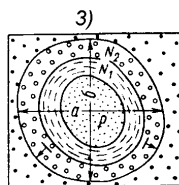
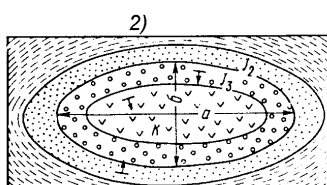
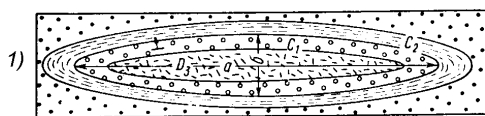


Рис. 3.17. Деление складок в плане по соотношению длины (*а*) и ширины (*б*):

1 – линейные; 2 – брахиформные; 3 – куполовидные или изометричные.

- *изоклиналильные* складки с параллельным расположением крыльев и с вертикальной, наклонной или горизонтальной осевой поверхностью;

- *веерообразные* складки с веерообразным расположением слоёв, с не пережатым или пережатым ядром;

Разновидности складок по углу между крыльями:

- *отлогие* складки с углами между крыльями от 120° до 180° ;

По форме замка различаются (рис. 3.15):

- *острые* (или *шевроновые*) складки, угол между крыльями у которой меньше 90° ;

- *тупые* складки, с углом складки больше 90° ;

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

По соотношению мощностей слоёв на крыльях и в сводах складок выделяются (рис. 3.16):

- *подобные* складки, у которых мощность слоёв на крыльях меньше

- *синклиналильные* складки с повышенными мощностями пород в замках.

Наиболее широко распространены в природе подобные складки.

По соотношению длины (длинной оси) и ширины (короткой оси) складки различают (рис. 3.17):

- *линейные* складки, у которых отношение длины к ширине больше трёх;
- *брахиформные* (*брахисинклинали* и *брахиантиклинали*) складки, у которых отношение длины к ширине меньше трёх;
- *изометричные* складки с приблизительно одинаковыми поперечными размерами – *куполовидные* (антиклинальные складки) и *чашевидные* или *мульды* (синклиналильные складки).

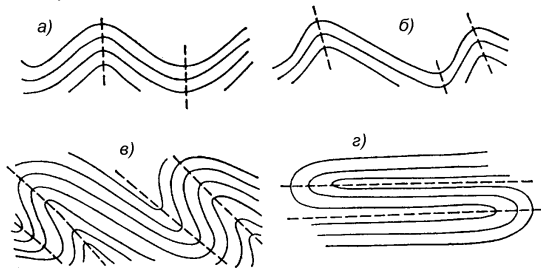


Рис. 3.18. Деление складок относительно горизонта:
а – прямые симметричные; б – косые или наклонные асимметричные; в – опрокинутые или запрокинутые; г – лежащие.

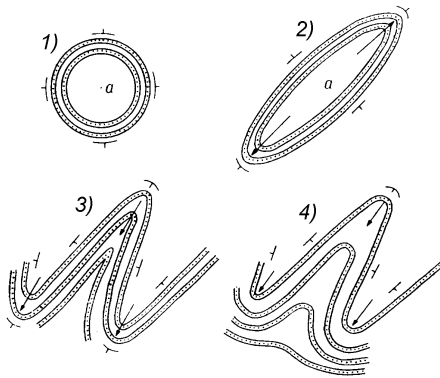


Рис. 3.19. Категории складок, выделяемые на геологических планах и картах:

1 – изометричные; 2 – линейно замкнутые; 3 – линейно незамкнутые гармоничные; 4 – линейно незамкнутые дисгармоничные.

а – структурно-кинематическая ось; стрелки – шарниры.

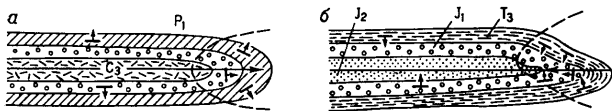


Рис. 3.20. Периклиальные погружения антиклинальной складки (а); центриклинальное погружение синклиналильной складки (б).

Категории складок относительно горизонта (рис. 3.18):

- *прямые* или *симметричные* складки;
- *косые* или *наклонные* асимметричные складки;
- *опрокинутые* или *запрокинутые* складки;
- *лежащие* складки.

Категории складок, выделяемые на геологических картах и планах (рис. 3.19):

- *изометричные* складки с приблизительно одинаковыми поперечными размерами;
- *линейно замкнутые* структуры;
- *линейно незамкнутые гармоничные* структуры;
- *линейно незамкнутые дисгармоничные* структуры;

По наклону шарнира в замыкающей части складки (или по характеру замыкания) выделяют (рис. 3.20):

- структуры с центриклинальным замыканием;
- структуры с периклинальным замыканием.

По характеру коленообразного изгиба в горизонтально залегающих толщах и в моноклиналях выделяют флексуры (рис. 3.21 – 3.23), моноклинальные изгибы, структурные террасы и структурные носы.

Моноклираль (устаревший синоним – *гомоклираль*) – структура, которая сложена породами, имеющими одинаковый наклон слоёв. В целом она может иногда рассматриваться как крыло крупной складки, остальные элементы которой в связи с их незначительными размерами не обнаружены или ими можно пренебречь.

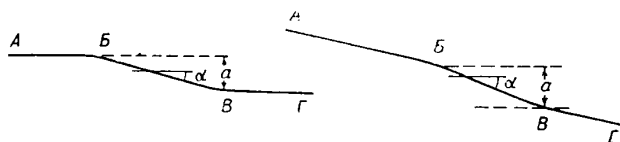


Рис. 3.21. Схема строения флексуры.

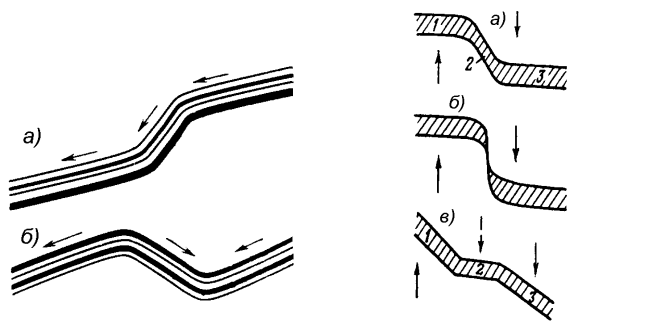


Рис. 3.22. Флексуры:
согласная (а)
и несогласная (б).

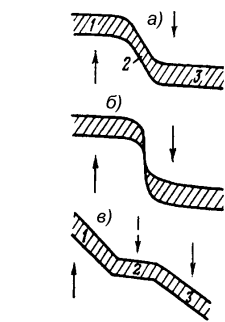


Рис. 3.23. Флексура (а),
переходящая по
простиранию перегиба в
сброс (б), и структурная
терраса (в).

Флексуры – коленообразные изгибы в слоистых толщах, выраженные наклонным положением слоёв при общем горизонтальном или наклонном залегании. У них есть верхнее (или поднятое) (АВ), нижнее (или опущенное) (ВГ) и смыкающее крыло (ВВ), вертикальная амплитуда смещающего крыла (а) и угол падения (α) (рис. 3.21). Флексуры у наклонно залегающих пород могут быть согласными, когда все крылья наклонены в одну сторону, и несогласными, когда смыкающее крыло наклонено в противоположную сторону (рис. 3.22). Флексуры распространены широко, но главным образом в образованиях осадочного чехла платформ. Могут быть как

конседиментационными, так и постседиментационными. Флексура в наклонно залегающих толщах пород иногда называется *моноклинальным изгибом*.

Структурная терраса – коленообразный и вытянутый по простиранию изгиб (или местное выполаживание слоёв) в наклонно залегающих толщах, в пределах которого слои залегают горизонтально (рис. 3.23 в). Если такой участок вытянут по направлению падения моноклинали, то он называется *структурным носом*.

Главные и дополнительные складки.

Деление складок на главные и дополнительные указывает только на их соподчинённость, а не на размер. Тем не менее, *главными* складками считаются самые крупные структуры изучаемой площади. Их масштаб может быть различен, но преимущественно это структуры, выявленные при картировании значительной площади и осложнённые более мелкими (*дополнительными*) складками. К наиболее распространённым разновидностям дополнительных складок относятся *асимметричные складки* на крыльях главной складки и *симметричные* в области её перегиба (рис. 3.9г). Рисунок *асимметричных* складок на крыльях крупных структур в их поперечном сечении – зеркально отраженный. Если длинное крыло асимметричной складки перегибается на короткое крыло по ходу часовой стрелки, то узор «правый» или *z-образный*, а если же перегибается в направлении против хода часовой стрелки, то узор «левый» или *s-образный*. Это характерный признак складок течения. В складках волочения всё наоборот. По смене рисунка можно выявить положение осевой поверхности крупной складки, а по погружению шарниров – тип складки (синформу или антиформу). В случае с горизонтальным положением или ундулирующим погружением шарнира понятие о правом или левом рисунке складок теряет смысл. *Симметричные* дополнительные складки отмечены только в зонах перегиба крупных складок и находятся в ассоциации с асимметричными складками на крыльях.

В интенсивно смятых породах, где могут присутствовать дополнительные складки нескольких рангов, залегание слоистости в отдельном обнажении не отражает залегание пачки слоёв в целом. Оно может отражаться зеркалом наиболее крупных складок (рис. 3.9в). По углу между зеркалом складок и их осевыми поверхностями, можно определить на каком крыле структуры находится исследуемое обнажение. Если осевые плоскости складок падают круче, чем их зеркало, то обнажение находится на нормальном крыле структуры, а если наоборот, то обнажение расположено на подвёрнутом крыле.

Дополнительные складки могут образовываться одновременно с главными складками и позднее.

При одновременном образовании возможны два варианта ориентировки шарниров: 1 – шарниры дополнительных и главных складок совпадают и лежат в направлении осевой плоскости главной структуры; 2 – шарниры дополнительных складок располагаются симметричным веером относительно осевой плоскости главной структуры.

При разновременном образовании различаются два варианта: 1 – если мелкие складки возникли до образования крупной складки, то их шарниры не параллельны, при закономерном изменении азимутов падения и сохранении углов относительно деформируемой слоистости; 2 – при более позднем возникновении мелких складок относительно крупной структуры их шарниры взаимно параллельны, но ориентированы косо относительно осевой плоскости крупной структуры.

3.2.2. Генетическая классификация складок

Процесс образования складок в земной коре весьма сложен и разнообразен и обусловлен многими причинами, среди которых далеко не всегда удаётся выделить главные и второстепенные. Исходя из огромного количества эмпирических и экспериментальных данных, обычно предлагается две генетические классификации складок. Одна из них основана на различиях в динамических условиях пластических деформаций, а другая – отражает геологическую обстановку, в которой формируются складки.

Группы складок, обусловленные динамическими условиями.

Различия в динамической обстановке позволяют выделить складки продольного и поперечного изгиба, складки скалывания, течения и волочения (рис. 3.24 – 3.25).

• *Складки продольного изгиба* развиваются при продольном сжатии, вызванном парой направленных друг к другу сил, либо при одностороннем действии сил, ориентированных обычно горизонтально и действующих вдоль слоистости (рис. 3.24). Межслоевое скольжение происходит на фоне общего перемещения вещества в направлении, перпендикулярном к действию сжимающих усилий, в участки с относительно меньшим давлением. Ширина и высота складок продольного изгиба возрастает с увеличением мощности слоёв и вязкости пород, а оси складок обычно ориентированы в поперечном направлении по отношению к сжимающим усилиям. При однородном составе слоистых толщ и двухстороннем сжатии образуются обычно симметричные складки. При одностороннем действии сжимающих сил возникают наклонные или опрокинутые складки, наклон которых указывает на направление действующих сил (рис. 3.24).

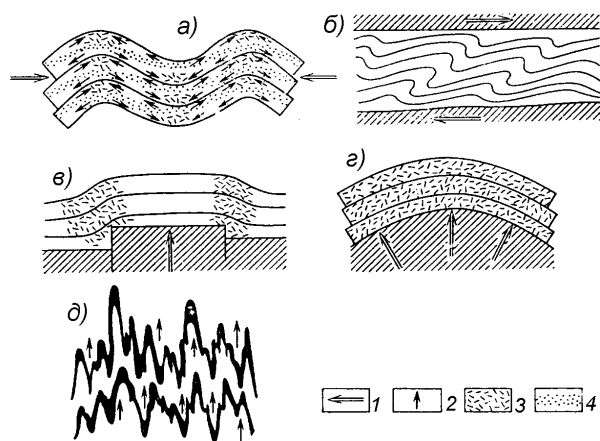


Рис. 3.24. Различные типы складок:

а, б – продольного изгиба; в, г – поперечного изгиба; д – течения;
1 – направления действующих сил; 2 – направление перемещения пород; 3 – участки растяжения; 4 – участки сжатия.

• *Складки поперечного изгиба* образуются при воздействии сил, ориентированных перпендикулярно к плоскости наложения (рис. 3.24). При образовании складок поперечного изгиба вещество перемещается в стороны от участков с максимальным радиусом кривизны более интенсивно, чем на участках с меньшей кривизной. Под воздействием активно поднимающегося вверх ядра (гранито-гнейсового диапира, соляного, гипсового или глиняного ядра) одновременно с формированием складки поперечного изгиба могут

возникать на периферии складки характерные сколы типа сбросов. Складки такого происхождения называются *диапировыми*.

- *Складки скалывания* или *скольжения*, в отличие от складок изгиба, образуются без значительного перемещения вещества внутри слоёв в результате перемещения вдоль многочисленных поверхностей, ориентированных субпараллельно осевым поверхностям (рис. 3.25).

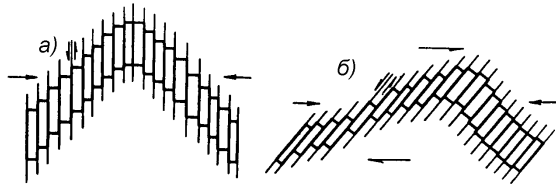


Рис. 3.25. Образование складок скалывания в условиях горизонтального сжатия:
а – стоячая складка; б – асимметричная с разной мощностью слоёв на крыльях.

Предполагается, что складки скалывания (подобные или асимметричные) образуются при горизонтальном сжатии, способствующем возникновению большого количества трещин скалывания. Располагаются эти трещины на расстоянии от долей миллиметров до нескольких сантиметров друг от друга и перемещения по каждой трещине незначительны. Геометрия результирующих складок зависит от угла

между плоскостями скалывания и напластованием (рис. 3.25). В результате перемещений мощность разных по компетентности пород в замках больше, чем на крыльях. Но если измерять толщину слоя не по перпендикуляру к плоскостям напластования, а в плоскостях дифференциального скольжения, она будет одинаковой на крыльях и в замке.

- *Складки волочения* (или *послойного течения*) представляют собой разновидность небольших по размеру дисгармоничных складок. Образуются они в условиях поперечного или продольного изгиба в слоях пластичных пород, заключенных между жесткими породами. Причиной образования этих складок является межслоевое проскальзывание, которое приводит к волочению материала более пластичной породы вслед за перемещающимся слоем жесткой породы (рис. 3.26). Складки волочения всегда асимметричны и осевые поверхности их опрокидываются в сторону замков антиклиналей больших складок. Острый угол, между осевой поверхностью складки волочения и поверхностью напластования, всегда открыт навстречу вектору, показывающему относительное движение неподатливых слоёв (3.27). Эти свойства используются при геологическом картировании для определения положения антиклинальных и синклиналиных частей складок и для установления нормального и опрокинутого залегания слоёв.

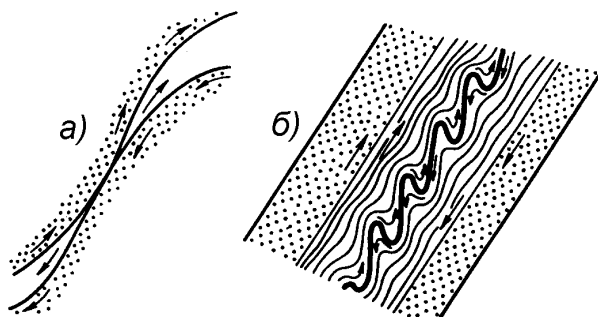


Рис. 3.26. Образование складок волочения:
а – выжимание пластичного материала в крыле складки;
б – формирование мелких складок в пластичном слое.
Стрелками показано направление смещения.

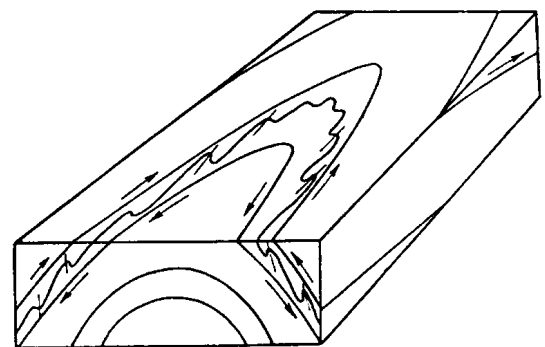


Рис. 3.27. Схематическое изображение складок волочения в плане и разрезе (на блок-диаграмме).
Стрелки показывают движение (относительное смещение) непластичных слоёв.

В ряде случаев в высокометаморфизованных породах наблюдаются *обращённые складки волочения* (рис. 3.28, 3.29б), указывающие на обратное направление перемещений между слоями, сминаемыми в складки. Такое явление объясняется либо гравитационным механизмом (сползанием пластических масс вниз по склону) (рис. 3.32з), либо диапировым механизмом формирования крупных складок, при котором более подвижные или сильнее сжимаемые слои, сминаясь в складки, действуют как поршень на

вышележащие слои, заставляя вещество в них перетекать вниз. Эти складки иногда описываются как *складки послойного течения, нагнетания или выжимания*.

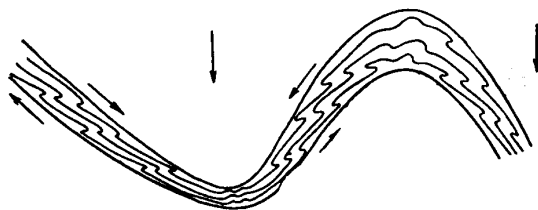


Рис. 3.28. Обращённые складки волочения.

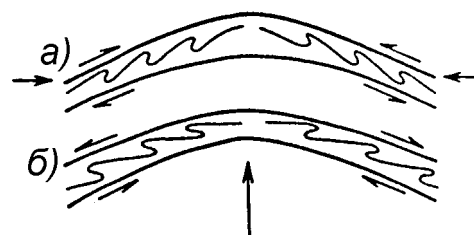


Рис. 3.29. Обычные (а) и обращённые (б) складки волочения.

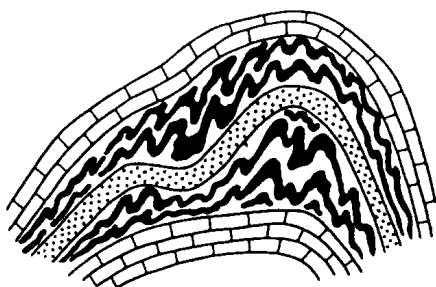


Рис. 3.30. Пластичные слои (черное и белое), смятые в дисгармоничные складки.

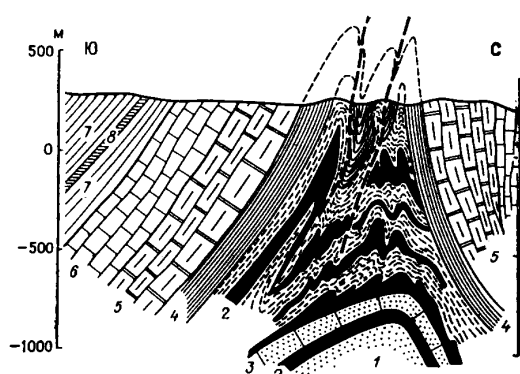


Рис. 3.31. Дисгармоничное смятие пластичных пород в ядре антиклинали, крылья которой сложены более жесткими породами (Карпаты).

параллельным скалыванию. Направление скалывания соответствует плоскости сплющивания, и перемещения массы пород напоминают течение жидкости. В складках обычно значительное утонение на крыльях и раздувы в гребнях и киях складок, что свидетельствует о значительной текучести пород. Образуются они в высоко некомпетентных пластах и толщах, претерпевших очень значительные пластические деформации и перемещения – в соленосных толщах, в породах, претерпевших интенсивную складчатость, синхронную с метаморфизмом и т.д.

- *Седловидные складки*, как полагают некоторые исследователи, образуются в условиях продольного сжатия при наличии серии чередующихся разнородных по компетентности слоёв, где каждый жесткий слой приподнимается в замковой части над более пластичным слоем в виде арки. Образованная полость позднее может быть заполнена рудным или нерудным магматическим материалом, образуя таким образом «седловидные жилы» или факолиты (рис. 3.32в).

- *Блокированные складки* также связаны с различным поведением слоёв горных пород при смятии в складки (рис. 3.32д). Они могут образоваться в условиях продольного сжатия в результате дифференциации движения разных слоёв, их отслаивания и

- *Складки течения* возникают при вязкопластическом состоянии вещества и очень большом значении фактора времени, а также при достаточной разности давлений в окружающей среде, способной вызвать перемещение вещества в слое из участков с высоким давлением к участкам с меньшим давлением (рис. 3.30). Значение этого механизма образования складок возрастает при увеличении температуры и давления. Складки течения, как правило, имеют сложную форму, раздувы и пережимы мощности, разные ориентировки некоторых структурных элементов, т.е. являются *дисгармоничными* (рис. 3.30, 3.31). Небольшие по размеру складки течения развиты обычно в метаморфических толщах, а более крупные и дисгармоничные – в породах с малой вязкостью и пониженной плотностью (соли, гипсы и др.).

- **Реоморфические (реидные)** складки представляют собой комбинацию складок скалывания, выпучивания или течения с укорочением, перпендикулярным к направлению скалывания, и удлинением,

последующей деформации. Возникшие полости могут быть позднее заполнены инородным материалом (породным, рудным и др.).

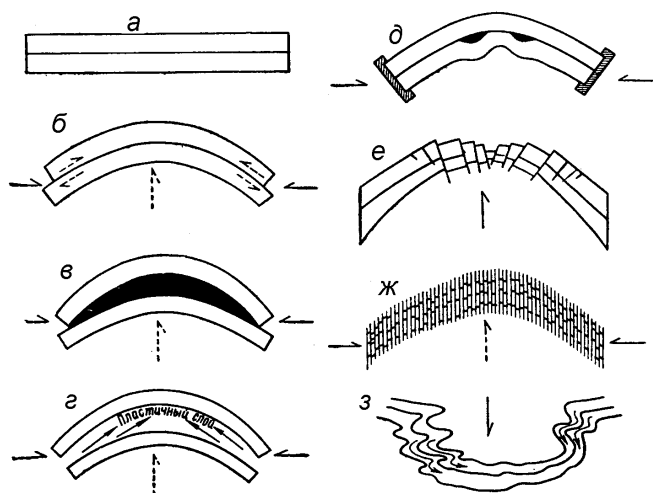


Рис. 3.32. Механизм образования складок и их главные кинематические типы (по Г.Д. Ажгирею):

а – положение слоёв до складчатости; б – складка изгиба со скольжением, не расслоенная; в – седловидная складка или складка изгиба с первично полным отслоением в замке; г – складка изгиба с послойным течением; д – блокированная складка; е – купольная (криптодиapiровая) складка; ж – складка скальвания; з – гравитационная складка (складка течения). Сплошные линии – направления максимальных напряжений; пунктир – дополнительные напряжения.

Осевые поверхности этих складок соответственно будут либо согласны со сланцеватостью, либо будут отклоняться от доминирующей ориентировки сланцеватости.

• Птигматитовые складки.

Птигматитовыми называются сложнодеформированные тонкие жилы, секущие сланцеватость, а также различные (в основном мелкие) с извилистым рисунком в поперечном сечении складки, в которые эти жилы сминаются (рис. 3.33). Они встречаются в метаморфических или «гранитизированных» комплексах, где происходила хотя бы частичная мобилизация вещества, и сложены в основном кварцем или кварц-полевошпатовым материалом без признаков хрупких трещин или катаклаза. В птигматитовые складки могут сминаться изначально секущие жилы, ориентированные под большим углом к плоскости сплющивания, либо внедряющиеся в породы синхронно с метаморфизмом и пластическими деформациями.



Рис. 3.33. Птигматитовые складки (2) в гнейсе (1).

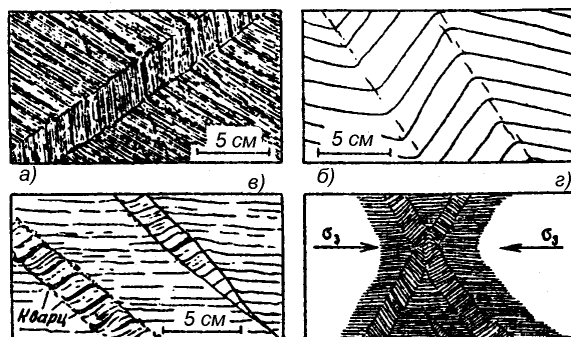
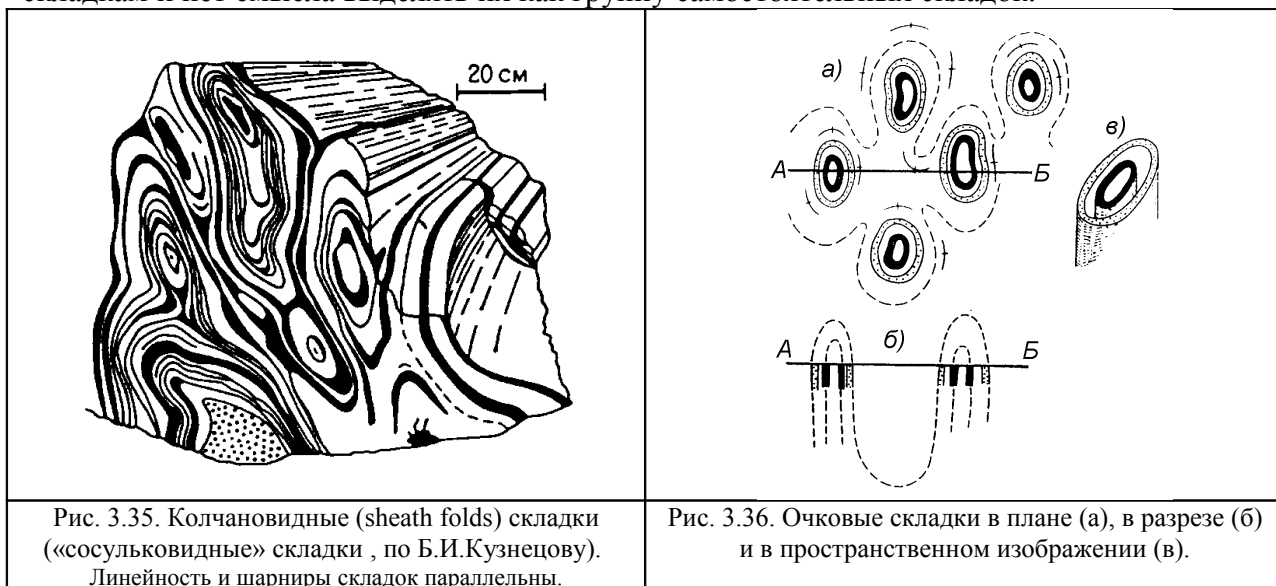


Рис. 3.34. Кинк-складки (кинкбенды).

• *Кинк-складки* – образуются в сдвиговых зонах (кинк-зоны, кинк-банды, полосы излома), резко ограниченных сближенными поверхностями, между которыми плоскостные элементы развёрнуты на некоторый угол относительно их положения в окружающей среде (рис. 3.34). Они развиваются при наличии хорошо развитой системы поверхностей проскальзывания, тонкой слоистости, полосчатости, а чаще всего сланцеватости, после складчатости как самостоятельные структурные формы, предшествующие разрывным нарушениям. Мощность кинк-зон от миллиметров до десятков сантиметров. Выделяются кинк-зоны сжатия (широко распространённые) и кинк-зоны растяжения (редко встречающиеся). Они могут формировать либо одну систему параллельных зон, либо две сопряженные системы, направленные под углом друг к другу. По кинк-зонам можно определить направление сдвига, что позволяет использовать их для кинематического анализа.

- *Складки пластических сдвигов.* Наиболее характерными складками в зонах проявления пластических сдвигов являются мелкие асимметричные **z**-образные (левого рисунка), **s**-образные (правого рисунка) и колчановидные (sheath folds) складки (рис. 3.35). Мелкие асимметричные **z**-образные и **s**-образные складки являются складками волочения. Образуются они в милонитизированных гнейсах, милонитах и ультрамилонитах. Размеры их от миллиметров до десятков сантиметров и более. По ним можно определить направление сдвига, что позволяет использовать их для кинематического анализа. Колчановидные (sheath folds) складки формируются из простых асимметричных покровных складок в результате интенсивного течения пород в направлении транспорта.

- *Очковые складки* (рис. 3.36) ранее выделялись в областях с интенсивными пластическими деформациями. По морфологии это складки аналогичны колчановидным складкам и нет смысла выделять их как группу самостоятельных складок.



Складки, обусловленные геологическими условиями

Складки образуются в разнообразных геологических обстановках. В приповерхностных участках земной коры могут образовываться складки, обусловленные нетектоническими, экзогенными процессами (*экзогенная складчатость*), и конседиментационные складки (*конседиментационная складчатость*). В верхних частях земной коры в результате постседиментационных эндогенных процессов формируются складки, обусловленные проявлением процессов, рассматриваемых в рамках поверхностной складчатости, а в средней коре – в рамках глубинной складчатости.

Развитие складок в большинстве случаев обычно начинается с конседиментационных форм и структур экзогенного происхождения. В дальнейшем при погружении толщ и участии тектонических процессов образуются структуры, характерные для поверхностной складчатости, а затем – для глубинной.

Складки нетектонического (экзогенного) происхождения

Спектр складок нетектонического (экзогенного) происхождения довольно разнообразен. Они легко выявляются в слабо дислоцированных породах и с большим трудом – в метаморфизованных.

- Достаточно широко распространены *подводно-оползневые складки*, образующиеся при оползании осадков на дне бассейна, а также *наземно-оползневые складки*, образующиеся при оползневых процессах на суше. Основное значение в образовании этих складок экзогенного генезиса имеет сила тяжести, эффективность которой зависит от строения современного и захоронённого (древнего) рельефа.

- Складки, обусловленные деформациями при эпигенезе и диагенезе осадков при уплотнении, дегидратации или разбухания, представляют собой многочисленную группу

нарушений – мелкое коробление, пластическое перемещение с оттоком или нагнетанием вещества в разных участках слоя, мелкие складки течения.

- Складки, вызываемые разгрузкой от вышележащих толщ, образуются обычно в днищах долин или на открытых склонах и представляют собой плавные выгибы слоёв в сторону открытого пространства. На крутых склонах в пластичных породах возникают мелкие структуры вспучивания и структуры течения.

- Складки, образующиеся при деформации, обусловленной карстовыми процессами, провалами или обвалами, имеют локальный характер и представлены зонами пластичного хаотичного смятия пород и большим количеством разрывов и зон дробления.

- Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации), распространены на территориях проявления четвертичного и древнего материкового оледенения. Они образуются в относительно пластичных и слоистых породах (глинах, мергелях, известняках и др. породах) под напором перемещающихся по ним ледников. Это – вертикальные, опрокинутые или разорванные складки, в основном мелкие, но иногда амплитуда складок может достигать 30 м, осевые поверхности которых ориентированы почти всегда перпендикулярно направлению движения ледника. Нередко такие деформации сопровождаются образованием глыб-отторженцев (скиб), оторванных от коренных пород и передвинутых ледником на значительные расстояния.

- Структуры облекания – первичные наклоны и изгибы, обусловленные неровностями поверхности накопления осадков, внешне похожи на складки и рассматриваются как псевдоскладки или ложные складки, образующиеся при *заполнении* терригенными осадками эрозионного рельефа в мелководных условиях. Аналогичные структуры облекания (первичные наклоны и изгибы) образуются и при образовании покровов эффузивных и эксплозивных пород.

- Структуры облекания – первичные наклоны и изгибы, связанные с различной скоростью отложения осадков и неравной мощностью слоёв пород, также рассматриваются как псевдоскладки или ложные складки. Но только они образуются в глубоководных условиях, где хемогенный и органогенный карбонатный материал, оседая на неровную поверхность дна, *повторяет* эрозионный рельеф.

Таким образом, структуры облекания не являются настоящими складками, и представляют собой первичные наклоны, обусловленные неровностями эрозионного рельефа, а не процесса пластических деформаций.

Конседиментационные складки

К конседиментационным складкам относятся складки погружений и складки поперечного изгиба, возникающие при неравномерных вертикальных движениях поверхности осадконакопления. И те и другие складки образуются одновременно с накоплением осадков. Их образование вызвано теми же тектоническими процессами, которые обусловили и осадконакопление – в основном это вертикальные движения. В конседиментационных складках часто наблюдается изменения мощностей и фаций при переходе от их крыльев к замкам, имеющие первичный характер и образующиеся при отложении осадков. В наложенных же складках подобного типа изменений фаций в крыльях и в замках не наблюдается, а изменение мощностей, если и есть, то оно вызвано пластическими деформациями.

- *Складки погружений* образуются при относительно равномерных опусканиях поверхности (фундамента), на которой происходит накопление осадков, и их контуры обычно повторяют границы бассейна осадконакопления.

- *Складки поперечного изгиба*, связанные с неравномерными вертикальными перемещениями отдельных участков дна бассейна (фундамента), обычно более мелкие, чем складки погружений.

В конседиментационных складках угол наклона на крыльях увеличивается с глубиной и в первом приближении совпадает с углом наклона фрагментов поверхности осадконакопления. По мере развития конседиментационных складок их строение в

нижних стратиграфических горизонтах усложняется в результате постоянных неоднородных вертикальных перемещений блоков фундамента – могут возникать сжатые и опрокинутые складки с последующим образованием наложенных глыбовых складок, характерных для постседиментационной эндогенной складчатости.

Эндогенные складки тектонического происхождения, сформированные в верхней коре (поверхностная складчатость).

В зависимости от условий образования этой категории складчатости выделяются шесть типов складок: складки регионального смятия, облекания, гравитационного скольжения, приразрывные, складки, связанные с перемещением магмы в земной коре, и диапировые.

- **Складки регионального смятия** (общего смятия по В.В. Белоусову) (рис. 3.37, 3.38) образуются при продольном изгибе деформирующихся толщ под влиянием сил, действующих на огромных территориях: вдоль протяженных на сотни и тысячи км наклонных разломных линеаментов (зоны субдукции и др.); в зонах столкновения кристаллической коры с более молодыми «геосинклинальными» образованиями; в зонах столкновения (коллизии) крупных фрагментов континентальной коры: и др. Для них характерны линейные симметричные и ассиметричные формы с общей ориентировкой осей. Примером могут служить складчатые пояса Урала, Тянь-Шаня, Альп, Гималаев и др.

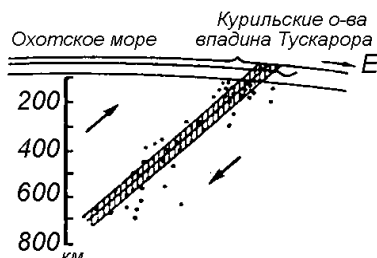


Рис. 3.37. Зона (субдукционный шов) формирования складок регионального смятия

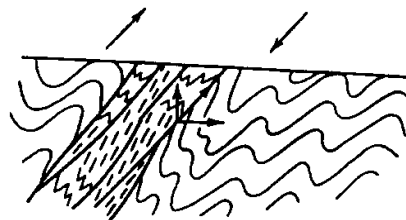


Рис. 3.38. Складки регионального смятия в зоне столкновения двух крупных блоков коры

- **Складки облекания** (отражённые складки по В.Е. Хаину, глыбовые – по В.В. Белоусову) (рис. 3.39, 3.40) представляют собой складки поперечного изгиба в верхнем структурном этаже (или в осадочном чехле), образующиеся при глыбовых перемещениях нижнего структурного этажа (фундамента), после осадконакопления. Иногда формирование их начинается на этапе осадконакопления. Складки облекания имеют изометричные, брахиформные или коробчатые формы, чаще с плавными очертаниями и реже – линейные ассиметричные иногда с подвёрнутыми крыльями. Характер складок с глубиной меняется – от плавных и пологих к складкам с более крутыми крыльями. Неоднородные перемещения блоков фундамента могут приводить к образованию *горст-антиклиналей* и *грабен-синклиналей*. Наиболее крупные положительные и отрицательные структуры достигают в длину 100 км и более.

В результате вертикальных восходящих движений относительно изометричных блоков образуются *штамповые складки* и для них характерна сундучно-коробчатая форма. Иногда они встречаются группами, образуя сложную мозаику куполовидных поднятий, сочетающихся с другими складками такого же типа, в том числе и с флексурами.

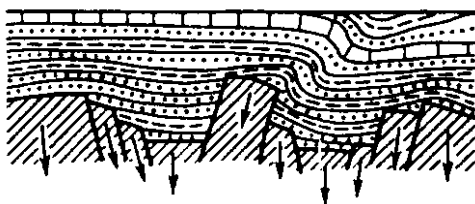


Рис. 3.39. Схема образования складок облекания при неоднородном опускании блоков фундамента (в разрезе).

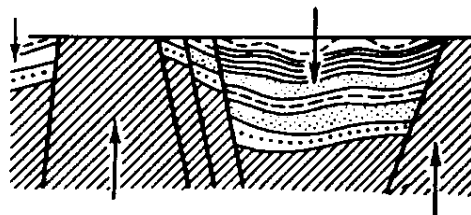


Рис. 3.40. Схема образования складок облекания при разнонаправленных перемещениях блоков фундамента (в разрезе).

● *Складки гравитационного скольжения* (рис. 3.41, 3.42) образуются на склонах поднятий под действием гравитационных сил и наиболее интенсивно, если поднятия окаймляются прогибающимися впадинами. Осадочные толщи перемещаются вниз по склону, подвергаясь продольному изгибу. Гравитационному скольжению способствует наличие пластичных пород (глин, соли, ангидрита). Амплитуды перемещений могут составлять 20-30 км. Складки широко распространены в складчатых областях и представлены там наклонными, опрокинутыми и лежащими формами, осложнёнными надвигами. В краевых прогибах складки гравитационного скольжения представлены наклонными и опрокинутыми линейными структурами, нарушенными надвигами, иногда гребневидными антиклиналями, разделёнными широкими синклиналями.

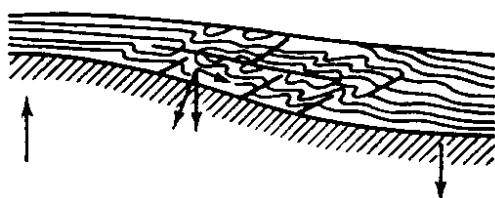


Рис. 3.41. Схема образования складок гравитационного скольжения на склоне поднятия.

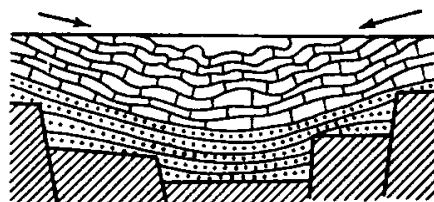


Рис. 3.42. Схема образования складок гравитационного скольжения на склонах впадины.

● *Складки связанные с разрывами* (приразрывные складки) (рис. 3.43, 3.44) образуются при перемещении пород вверх по наклонным разрывам (по взбросам и надвигам) в нижнем (лежащем) крыле за счёт горизонтально или наклонно ориентированных сил, вызванных давлением висячего крыла, в условиях продольного изгиба. Интенсивность и форма складок зависят от амплитуды перемещения и угла наклона сместителя, и наиболее благоприятная величина - 40-60°. Вблизи таких разрывов образуются наклонные или опрокинутые складки, ориентированные параллельно простиранию разрыва. Количество и амплитуда этих складок уменьшается по мере удаления от разрыва. Ширина полосы, захваченной приразрывной складчатостью, обычно невелика. Приразрывные складки могут образовываться и на опущенных крыльях сброса.

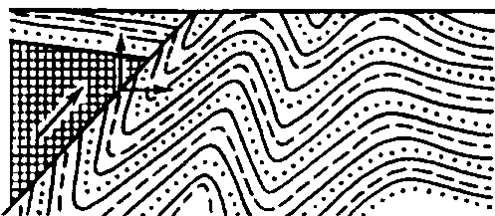


Рис. 3.43. Схема образования приразрывных складок в лежащем крыле надвига.

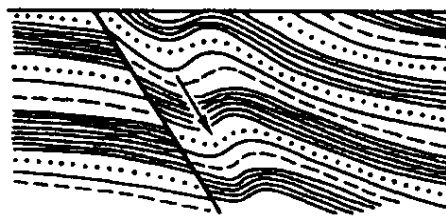


Рис. 3.44. Схема образования приразрывных складок в опущенном крыле сброса.

● *Складки, связанные с внедрением магмы* возникают во вмещающих породах вблизи контактов многих и особенно крупных (батолитов) массивов интрузивных пород, сформированных как на значительной глубине, так и вблизи поверхности (рис. 3.45, 3.46). Обычно это складки продольного, реже поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно контурам интрузивных массивов. Ширина зон развития складок различна и зависит, как правило, от размеров массива – у небольших гипабиссальных тел – от первых метров до десятков и иногда сотен метров. Вокруг вулканов нередко возникают округлые мульды и кальдеры обрушения в результате проваливания пород в полость (камеру), ранее заполненную магмой.

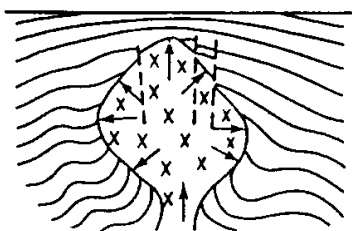


Рис. 3.45. Схема образования складок во вмещающих породах при внедрении магмы.

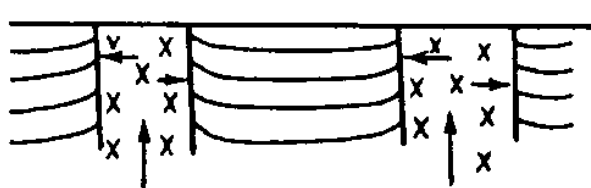


Рис. 3.46. Схема образования складок в приконтактной зоне небольших штоков.

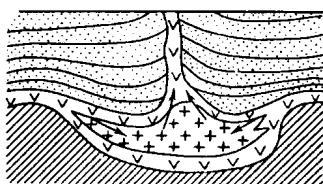


Рис. 3.47. Схема образования структуры протыкания.

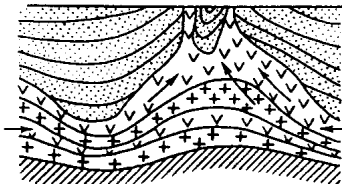


Рис. 3.48. Схема образования структуры протыкания.

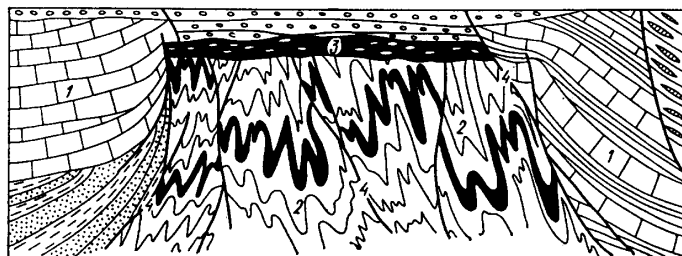


Рис. 3.49. Схема строения диапировой складки:
1 – вмещающие породы; 2 – пластичные породы;
3 – соляная шляпа (кепрок); 4 – разрывы.

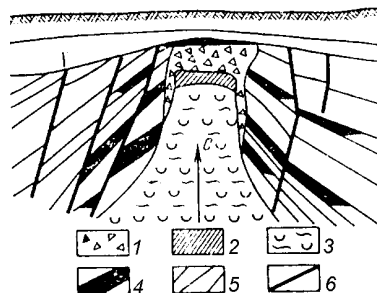


Рис. 3.50. Схема разреза диапировой складки (соляного купола).
1 – каменная брекчия; 2 – гипс и ангидрит (каменно-гипсовая шляпа); 3 – соль; 4 – нефть и газ; 5 – границы слоёв; 6 – сбросы и взбросы.

● **Диапировые складки** или складки протыкания это антиклинальные структуры, образующиеся в результате внедрения пластичных пород в окружающие их менее пластичные и более хрупкие толщи пород (рис. 3.47-3.50). К высокопластичным породам, способным течь под влиянием внешнего давления или под действием собственного веса, относятся соли, гипс, ангидрит и насыщенные водой глины. Наиболее широко развитыми разновидностями диапировых складок являются глиняные и соляные купола и диапиры (рис. 3.49, 3.50), формирование и строение которых детально рассмотрено в разделе 7.1.2. Глиняные диапиры распространены на Керченском, Таманском, Апшеронском п-овах и др. районах, а соляные купола – в Прикарпатье, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах и т.д.

Эндогенные складки тектонического происхождения, сформированные в средней коре (глубинная складчатость).

Глубинные складки имеют широкое региональное распространение и развиты преимущественно в докембрийских и в меньшей степени в палеозойских и мезозойских толщах. Формировались они на достаточно больших глубинах в условиях проявления значительного всестороннего и стрессового давления и высоких температур – вплоть до амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма. В глубинных условиях происходит перекристаллизация пород, они приобретают более высокую пластичность и способность к вязко-пластическому течению огромных масс на большой территории. При разнородном составе пород слои при деформации будут вести себя по-разному.

Силы, вызывающие образование глубинной складчатости, могут действовать в горизонтальном или вертикальном направлении. Горизонтальные силы обуславливают формирование складчатости вертикального течения, горизонтальные – складчатости горизонтального течения.

● **Складки вертикального течения** характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутыми крыльями, вертикальным и крутым положением шарниров, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям и кливажём. Они образуются при перемещении огромных сегментов земной коры вдоль глубинных разломов, направленных под углом к поверхности Земли, при общем горизонтальном сжатии.

● **Складки горизонтального течения** обладают более плавными очертаниями, круто наклонными или вертикальными шарнирами, крутым или вертикальным падением пород на крыльях. В плане они нередко отличаются сочетанием различных по размерам форм и общим веерообразным расположением, которые обусловлены различным перемещением материала под влиянием неравномерной нагрузки. Складки горизонтального течения

возникают при общих поднятиях, а также при внедрении магматических масс в верхние части земной коры в результате неравномерного перемещения материала вмещающих пород в горизонтальном и наклонном направлениях.

3.3. Изучение складчатых форм

При образовании складок различные породы ведут себя по-разному. Одни из них деформируются как *пластичные* вещества, другие – как более или менее *жесткие*. В своё время для характеристики этих особенностей было введено понятие о компетентности пород. *Компетентность* горных пород – по Виллису (Willis, 1893), способность слоёв определённых типов горных пород передавать давление, проявляя при этом минимальные следы пластических деформаций. Такие породы соответственно называются компетентными. То есть, породы, деформирующиеся при складчатости как жёсткие материалы, будут называться компетентными, а пластичные породы – некомпетентными. Жесткие породы обычно образуют складки большего размера и сравнительно простой формы, в то время как пластичные породы образуют складки меньших размеров, существенно отличающихся своей формой от складок по жёстким породам. В тех случаях, когда жесткие и пластичные породы залегают совместно, при складчатой деформации первые будут сминаться в простые большие складки, а вторые – в сложные мелкие складки, например, складки волочения и др. (рис. 3.28-3.31). Это явление называется *дисгармоничной складчатостью*.

Роль эксперимента в изучении складок и процессов складкообразования. Современные модели экспериментально дублируют условия, постулированные в теоретических исследованиях, а результаты оцениваются по тому, насколько тесно они приближаются к примерам, наблюдаемым в поле.

Роль слоистости в образовании складок. Складки могут образовываться только в слоистых осадочных и вулканогенных породах, в метаморфических сланцеватых породах и в полосчатых магматических комплексах. При деформации в первых породах сминаются границы и слои, во вторых – сланцеватость, а в третьих – магматическая расслоенность.

В процессе складкообразования особенно важными и определяющими *последовательность и характер деформаций при образовании складок* являются следующие факторы: физические условия, при которых происходит складкообразование (температура, всестороннее давление, растворы, скорость деформации и её постоянство, направление, длительность и величина напряжений, а также степень выдержанности напряжения по направлению, внутреннее поровое давление); характер подвергающихся складкообразованию пород (состав, мощности, степень однородности состава и физических свойств пород слоёв).

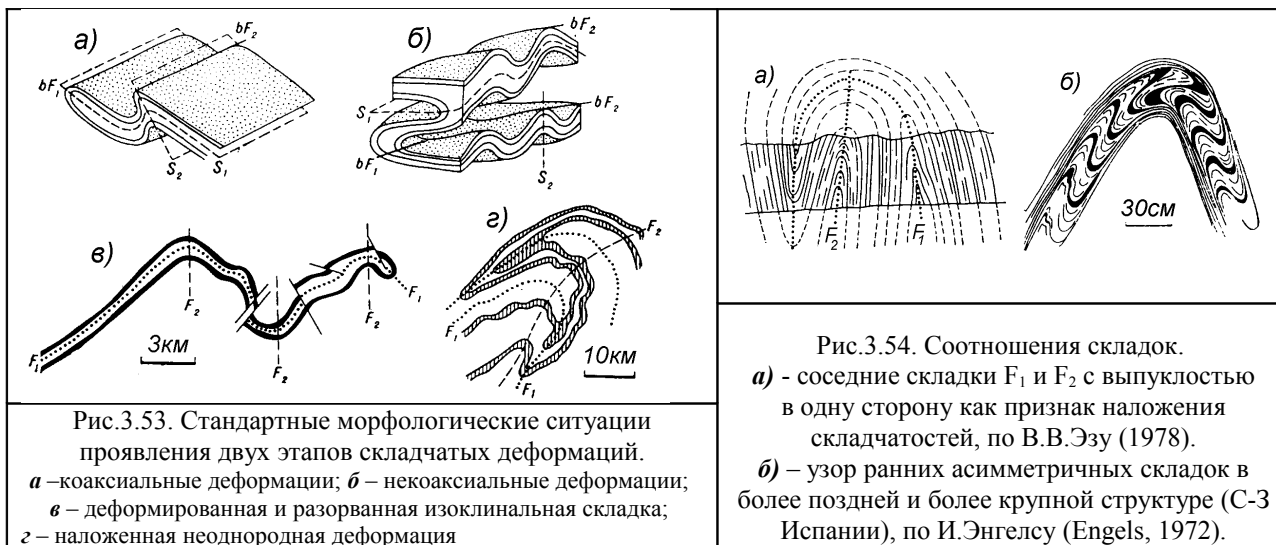
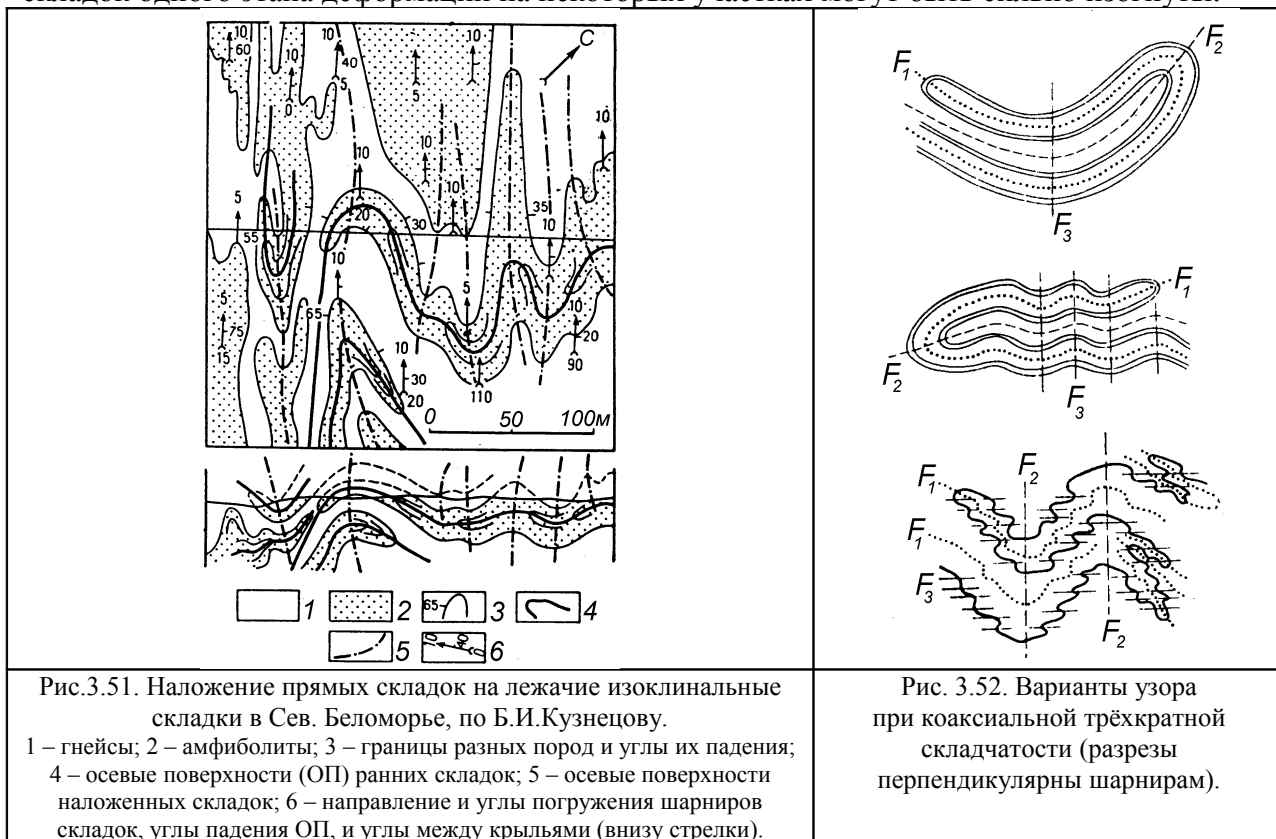
Наложение складок. Среди наложенных деформаций в первую очередь представляет наибольший интерес формирование наложенных складок, обусловленных изменением направления деформаций, которым подвергался тот или иной объём уже смятых в складки горных пород (рис. 3.51). Наложённые складки в большинстве случаев являются не единичными, а образуют системы субпараллельно расположенных складок с закономерной ориентировкой осевых поверхностей и шарниров и другими признаками продольного сжатия (рис. 3.56).

При коаксиальных деформациях шарниры разновозрастных складок будут ориентированы одинаково, а их последовательность и этапность определяется по характеру деформации осевых поверхностей (рис. 3.52, 3.53а). В случае проявления некоаксиальных деформаций деформированы не только осевые поверхности и крылья, но и шарниры более ранних складок (рис. 3.53б).

Наложение складчатостей очевидно, когда наблюдаются складки, смятые в новые складки («складка в складке»). Обнаружение в замковых частях крупных складок хотя бы самых мелких складок, осевые поверхности которых идут поперёк осевой поверхности

крупной складки, позволяет судить об их более раннем образовании (рис. 3.57а). Следовательно, при геологическом картировании и при прослеживании границ особое внимание необходимо уделять изучению замковых частей крупных складок.

Наложение складчатостей устанавливается по закономерному изменению в разных частях складки положения шарниров мелких складок (рис. 3.57б) или положения более ранней линейности (за исключением коаксиальных складок). Надёжным признаком наложения деформаций является широкое развитие складок с крутыми, почти вертикальными шарнирами. Но в случае сложной трёхмерной деформации и шарниры складок одного этапа деформаций на некоторых участках могут быть сильно изогнуты.



Наложённые деформации можно определить по целому ряду косвенных признаков: по смятым в складки поверхностям сланцеватости, по пересечению двух новообразованных плоскостных текстур, по наличию плоскостных структур, резко асимметричных по отношению к осевым поверхностям складок, по рисунку

асимметричных складок в крыльях крупной складки (рис. 3.54б), по наличию двух соседних складок с выпуклостью в одну сторону (рис. 3.54а) и т.д.

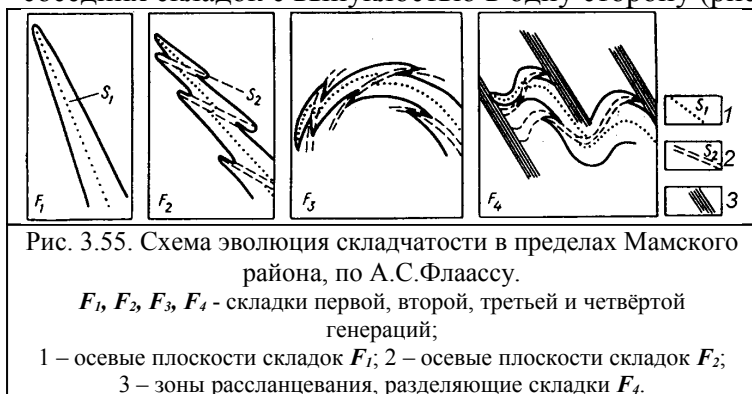


Рис. 3.55. Схема эволюция складчатости в пределах Мамского района, по А.С.Флаассу.

F_1, F_2, F_3, F_4 - складки первой, второй, третьей и четвёртой генераций;

1 - осевые плоскости складок F_1 ; 2 - осевые плоскости складок F_2 ;

3 - зоны расланцевания, разделяющие складки F_4 .

На приведённых рисунках представлены далеко не все вероятностные случаи соотношений разновозрастных складчатых деформаций. Только скрупулёзные наблюдения (принцип - «нет мелочей!») на обнажениях и качественное картирование дают возможность более объективно выявить последовательность всех

складчатых и прочих эндогенных процессов.

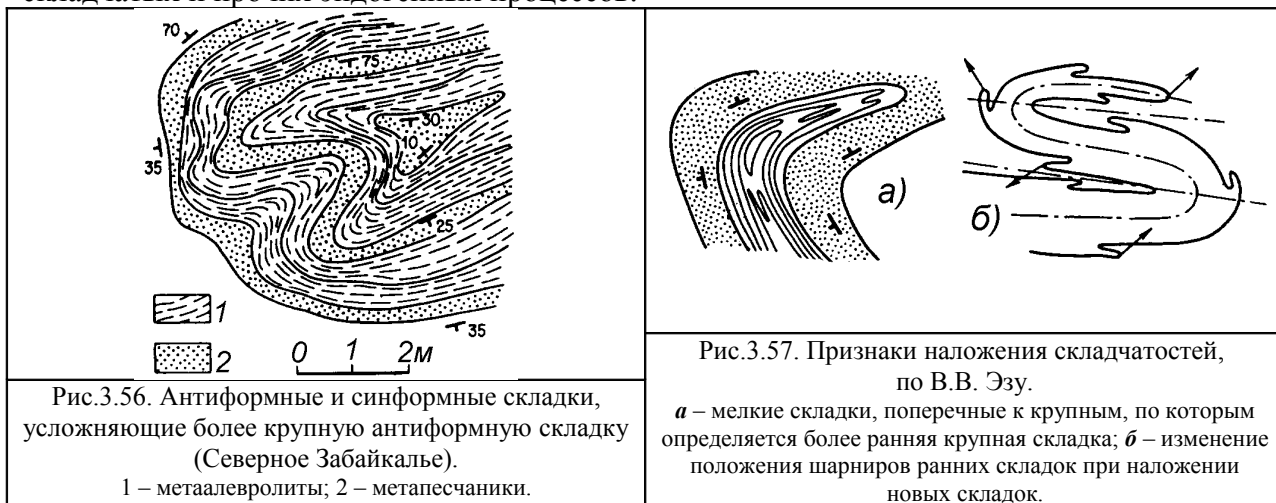


Рис.3.56. Антиформные и синформные складки, усложняющие более крупную антиформную складку (Северное Забайкалье).

1 - металевограниты; 2 - метапесчаники.

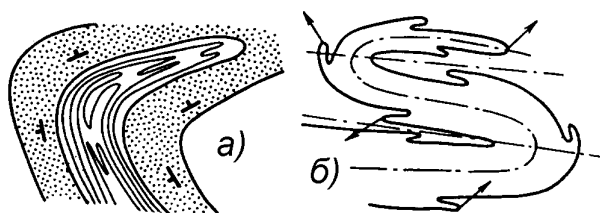


Рис.3.57. Признаки наложения складчатостей, по В.В. Эзу.

а - мелкие складки, поперечные к крупным, по которым определяется более ранняя крупная складка; *б* - изменение положения шарниров ранних складок при наложении новых складок.

Определение типа складок в поле. В большинстве случаев при картировании складок наблюдаются их косые сечения. Формы складок в косых сечениях не соответствуют истинным формам складок и тем сильнее отличаются, чем меньше угол между сечением (стенкой, плоскостью обнажения или эрозионной поверхностью) и шарниром складки. В таких сечениях высота и ширина складки, отношение высоты к ширине, длина крыльев, угол между крыльями, мощность образующих складку слоёв, степень асимметрии складки являются не истинными, а кажущимися.

В полевых записях при изучении складок следует называть их синформами, антиформами и нейтральными складками, а термины «антиклиналь» и «синклиналь» можно использовать только в тех случаях, когда есть признаки кровли и подошвы слоёв или установлена стратиграфическая последовательность смятых в складку горных пород. Тип складки может быть определён только после установления истинных параметров складки: размеров крыльев, соотношений между ними и элементов залегания; угла между крыльями; положения осевой поверхности; ширины, высоты и длины складки; мощности пластов на крыльях и в замке складки; и т.д.

При изучении складчатых структур и конкретных складок необходимо определить и задокументировать следующие элементы и параметры, необходимые для более полного структурного анализа складок:

- Что смято в складку (слоистость, мигматитовая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость и т.д.)
- Размеры складки (наблюдаемые, потом из них можно вычислить истинные).
- Количество складок.
- Азимут и угол падения осевой поверхности (ОП).
- Азимут и угол погружения шарнира (Ш). (Контроль: шарнир всегда лежит в плоскости осевой поверхности. Это проверяется на равноплощадной сетке Ламберта).

- У складок, отличающихся от изоклинальных, следует обязательно измерять азимуты и углы падения крыльев, и на сетке Ламберта вычислять азимуты и углы падения осевой поверхности и шарнира.

- Величину угла между крыльями (*контроль на сетке Ламберта или равноугольной сетке Вульфа*).

- Симметричность складки (симметричная или асимметричная).

- Проверить, нет ли кристаллизационной сланцеватости, параллельной осевой поверхности и - линейности, параллельной шарниру, и нет ли более древних структурных элементов.

- При наличии двух и более систем складок описание давать для каждой складки и для каждой системы.

- Общее залегание плоскостных элементов, смятых в складки (насколько это возможно).

- При наличии системы складок азимут и угол падения зеркала складок.

- Если складка асимметрична, обязательно указать азимуты и углы падения короткого и длинного крыльев.

- Обязательно зарисовать и сфотографировать складку.

- Все эти замеры обязательны для сжатых и открытых складок. В изоклинальных складках крылья не меряются.

- Для определения положения шарнира (*Ш*) надо измерить положение крыльев (Kp_1 и Kp_2) по сланцеватости или полосчатости.

- Для определения положения осевой поверхности (*ОП*) надо иметь *Ш* (замеренный или вычисленный) и замер следа осевой поверхности (*СОП*), или же иметь замеры двух следов осевой поверхности.

- Для определения положения *Ш* можно иметь замеры одного крыла и *ОП*.

- Определять соотношение разного кливажа с полосчатостью и слоистостью.

- Определять тип асимметричных дополнительных складок и положение их шарниров.

- Определять положение линейности. Азимут погружения линейности можно получить, зная положение полосчатости (*ПС*) или сланцеватости (*СЦ*) и угол погружения линейности.

- Определять мощности пластов в различных частях складки (в разных крыльях, в замке и др.) в направлении, перпендикулярном к границам пластов.

Ведение записей. Записи в полевых книжках, на отдельных карточках или планшетах удобнее производить, пользуясь системой сокращений:

Слоистость – *СТ* (или S_0); сланцеватость – *СЦ*, $СЦ_1$, $СЦ_2$ и т.д. (или S , S_1 , S_2 и т.д.); полосчатость – *ПС*; мигматитовая полосчатость *МПС*; кливаж – *К*; крыло складки – Kp_1 , Kp_2 ; осевая поверхность складки – *ОП*; след осевой поверхности складки – *СОП*; зеркало складок, образованное слоистостью – *ЗСТ*; зеркало складок, образованное сланцеватостью – *ЗСЦ*; угол между крыльями – *УК*; шарнир складки – *Ш* (шарнир синклинальной складки или синформы – $Ш_C$, шарнир антиклинальной складки или антиформы – $Ш_A$).

Примеры записи конкретных замеров:

- для плоскостных элементов записывается азимут и угол падения – *СЦ* 325∠60, *ПС*+*СТ* 20∠45;

- для линейных элементов записывается азимут и угол погружения – $Ш_C$ 187∠7, ($СОП_1$ 20∠35, $СОП_2$ 340∠30);

- для угловых элементов – *УК* 45;

- в случае замеров простиражения линейных элементов в субгоризонтальной плоскости обнажения – аз пр. *ПС* 270.

Определение типа складок на карте. На карте по соотношению границ пластовых тел с горизонталями выявляются крылья складок, нормальное или запрокинутое залегание их и методом стратоизогипс определяются элементы залегания крыльев. Затем

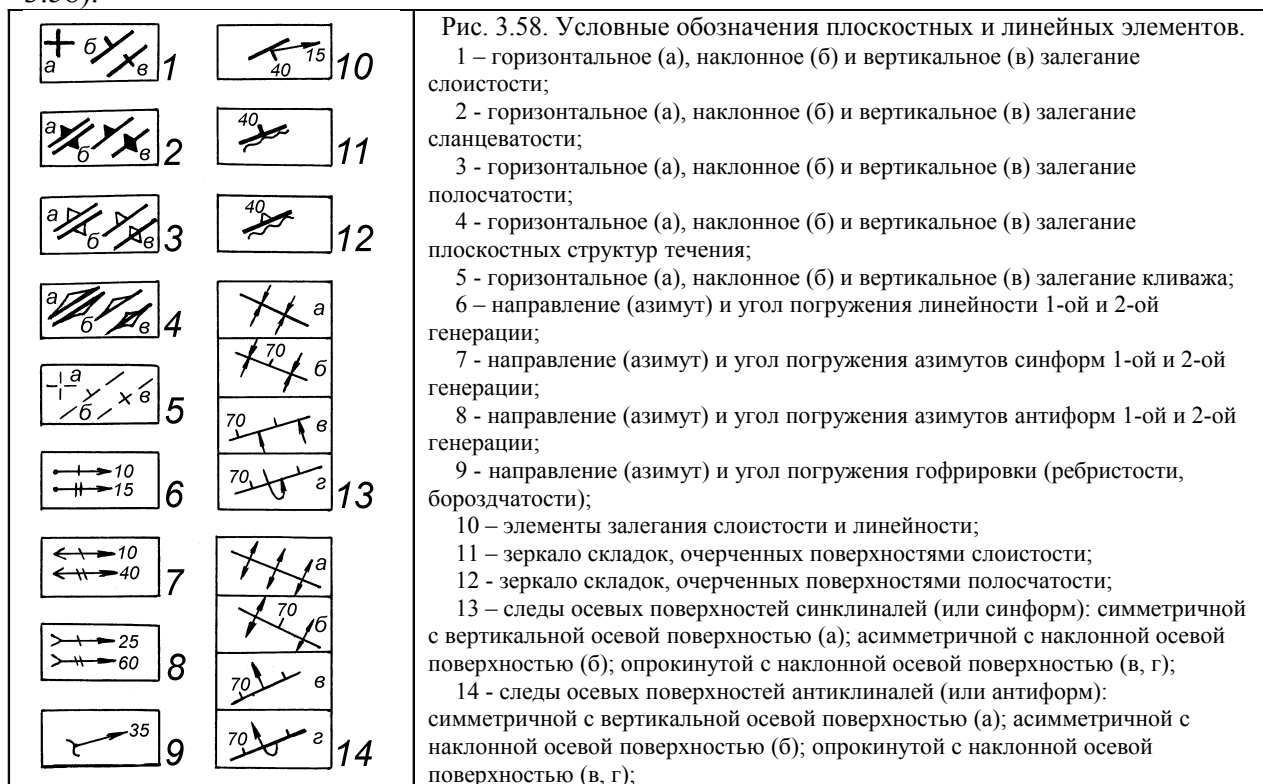
вычисляется угол между крыльями, пространственное положение шарнира, соотношение длины и ширины складки. После этого с учетом всех параметров определяется морфологический тип складок.

Определение возраста складчатости в поле. В полевых условиях в первую очередь определяется относительный возраст складчатости. Это возможно, если, например, складчатый комплекс перекрыт образованиями (с руководящими формами фауны или флоры), не претерпевшими эту складчатость, или прорван недеформированным интрузивным телом. После определения абсолютного радиологического возраста прорывающего интрузивного тела определяется верхний предел возраста складчатости. Абсолютный возраст складчатости можно определить только в том случае, если в процессе деформации толщ происходила сингенетичная перекристаллизация, пусть даже и частичная. По вновь сформированным минералам и определяется радиологический возраст складчатости.

Определение возраста складчатости на карте производится также по соотношению с вышележащими толщами и рвущими интрузивными телами. Таким образом, определяется нижний и верхний предел возраста проявления складчатости. Например, отложения карбона (C₁₋₃) смяты в складки и перекрыты моноклинально залегающей толщей верхнепермских отложений. Значит, возраст складчатости будет постпозднекарбонно-допозднепермский (герцинский).

3.4. Изображение складчатых форм

Изображение складчатых структур на картах сводится практически к прослеживанию маркирующих границ, горизонтов или стратиграфических подразделений по обнажениям на поверхности, а также горными или буровыми работами. Часть границ может быть построена методом стратоизогипс. На карте в конечном варианте должны быть отображены структурные элементы складок: элементы залегания крыльев складок, шарниров и осевых поверхностей и т.д. общепринятыми условными обозначениями (рис. 3.58).



Большие возможности в картировании складчатых структур связаны с тщательным **дешифрированием аэрофотоснимков**, которые для многих районов являются наиболее надёжными источниками информации. Основное значение при дешифрировании складок

имеют пластовые треугольники, а также особенности литологического состава и замыкания складок и изучение геоморфологических особенностей рельефа. Строение складок с наклоном крыльев в разные стороны от её оси можно выявить по пластовым треугольникам, которые в антиформах своими вершинами направлены в противоположные стороны, а в синформах – навстречу друг другу. В асимметричных складках форма пластовых треугольников неодинакова: на пологом крыле пластовые треугольники более острые, чем на крутом, и они совершенно исчезают при вертикальном залегании крыла. В опрокинутых складках вершины пластовых треугольников на обоих крыльях направлены в одну и ту же сторону. При выровненном рельефе, однообразном составе пород и изоклинальных складках их замыкания являются единственным надёжным признаком дешифрирования складчатых форм залегания.

Изображение складчатых структур на геологических разрезах является довольно сложной операцией. Выбрав линию разреза, строят профиль рельефа, на который наносят положение осей складок и точки пересечения линии разреза с геологическими границами на карте. Затем на разрез наносятся углы падения пород: истинные (замеренные), если разрез проходит перпендикулярно к простиранию пород; пересчитанные по номограмме (Приложение № 1), если разрез проходит под углом к простиранию. После этого строятся крылья складок, а также их замыкания или своды.

Способы построения складок несколько различаются в зависимости от их морфологического типа. При изображении складок, характеризующихся постоянством мощности пород на крыльях и в замке (например, концентрических), используется метод радиусов (дуг). Такие складки имеют общий для всех слоёв центр изгиба. Его положение определяется как точка пересечения перпендикуляров к плоскости напластования пород. Границы слоёв проводятся циркулем из данного центра как дуги окружности. Чаще в природе складки имеют разную кривизну изгиба в различных частях, что должно учитываться при построении. С этой целью из точек замеров элементов залегания пород на профиле проводят перпендикуляры к границам напластования слоёв. Каждая пара перпендикуляров делит разрез на секторы, в пределах которых границы слоёв проводятся циркулем как дуги окружности из точки пересечения этих перпендикуляров (рис. 3.59).

По перпендикулярам откладываются границы пород в соответствии с их мощностью и установленной последовательностью, в том числе и пород, не выходящих в пределах данного сектора на поверхность. Эти отметки используются для изображения границ слоёв на глубине. При больших радиусах кривизны или субпараллельности перпендикуляров границы слоёв проводятся как линии, близкие к прямым, в соответствии с углом падения пород на данном участке.

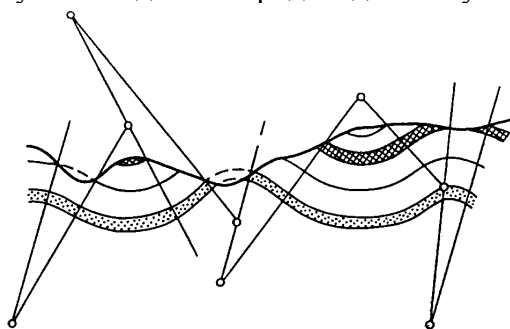


Рис. 3.59. Построение складок на разрезах методом радиусов.

Точками показаны центры радиусов изгибов.

Построение подобных складок обычно начинается с изображения границы одного, например, маркирующего слоя, при котором могут использоваться уже описанные приёмы. Остальные границы можно построить путём параллельным смещениям их относительно границы маркирующего слоя с учетом их мощностей. Для угловатых подобных складок положение крыльев фиксируется по углам их наклона, а в замковых частях границы рисуются слегка закруглёнными. Наибольшие трудности вызывает изображение на разрезах дисгармоничных складок, где возможности применения геометрических приёмов весьма ограничены. При определении границ должны учитываться общие закономерности формирования дисгармоничных складок, взаимная ориентировка элементов складок различных порядков и форм.

Глава 4. Геологическое картирование интрузивных образований

Магматические породы, застывающие на глубине от поверхности Земли, называются интрузивными телами (плутонами или интрузивами), а сам процесс внедрения магмы в земную кору – интрузией.

Знание формы магматических тел, их особенностей и внутреннего строения даёт возможность для определения их генезиса и условий внедрения, а также – для металлогенического прогнозирования по латерали и на глубину.

Интрузивные породы развиты в земной коре очень широко, в основном в фундаментах древних платформ, на щитах и в складчатых областях. В платформенном чехле они присутствуют крайне редко. 85% из всех интрузивных пород составляют гранитоиды, 10% - породы среднего и щелочного состава и около 5% - основные и ультраосновные породы. Большая часть интрузивных пород, особенно гранитоидов, имеет раннедокембрийский возраст. От позднего протерозоя и в фанерозое (от палеозоя, мезозоя до кайнозоя) доля их общего объёма в массе пород складчатых областей уменьшается.

Размеры массивов, сложенных интрузивными образованиями, разнообразны – от десятков сантиметров шириной до сотен километров в поперечнике. Формы массивов также чрезвычайно многообразны как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении и в трёхмерном измерении. Глубина формирования интрузивов различна. Выделяются четыре фации глубинности: 1) субвулканическая – от 0 до 1.0 км; 2) гипабиссальная (фация малых глубин) – от 1 до 3 км; 3) мезоабиссальная (фация средних глубин) – от 3 до 8 км; 4) абиссальная (фация больших глубин) – от 8 км и глубже.

В процессе геологического картирования территорий, на которых развиты интрузивные образования, выделяется несколько этапов: 1 – выявление формы, пространственного положения и соотношения массивов с вмещающими породами; 2 – составление разрезов и системное изучение внутреннего строения массивов; 3 – определение формационной принадлежности, относительного и абсолютного возраста, а также корреляция интрузивов.

4.1. Общая характеристика форм и особенностей залегания интрузивных пород

Простейшая классификация интрузивных тел основывается на соотношениях их формы с залеганием вмещающих пород. По этому признаку все интрузивные тела делятся на две большие группы – *согласные* (конкордантные) и *несогласные* (секущие, дискордантные). Положение и соотношение их отражено на принципиальной схеме (рис. 4.15).

И). Среди главных типов *согласных* интрузивов выделяются *силлы*, *лакколиты*, *факолиты*, *лополиты*, *гарполиты* и *ареал-плутоны*. Степень «согласия» между формой контакта тел и структурой вмещающих пород у разных массивов может быть различной. Наибольшее «согласие» наблюдается у силлов, наименьшее – у магматических диапиров. Следует также иметь в виду, что у каждого интрузива есть необходимый элемент – подводящий магматический канал («ножка»), который будет иметь вид секущего столбообразного или пластообразного тела.

Силлы (*интрузивные залежи, пластовые залежи*) – пластообразные тела, залегающие параллельно напластованию вмещающих пород, образовавшиеся на сравнительно небольшой глубине (рис. 4.1). Они могут быть первично горизонтальными, наклонными и вертикальными (рис. 4.2). Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров, но чаще встречаются силлы мощностью от 10 до 50 м. Площадь некоторых достигает до нескольких тысяч квадратных километров. Силлы могут быть сложены различными по составу породами, но в основном габбро и долеритами, и реже гипабиссальными разностями гранитоидов. Силлы, образовавшиеся в

результате однократной инъекции магмы, называются *простыми*, а в случае двух- или многократной инъекции – *повторными*. *Сложный* силл получается из двух или более инъекций магмы разного состава. *Дифференцированный* силл имеет мощность обычно в сотни метров и образуется при инъекции горизонтального магматического пласта. При медленном остывании в нём происходит кристаллизационная дифференциация – при кристаллизации более тяжёлые минералы оседают, а более лёгкие всплывают. Таким образом, массив приобретает неоднородное по вертикали строение.



Рис. 4.1 Силлы в разрезе.

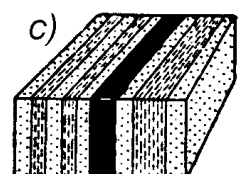
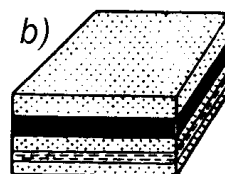
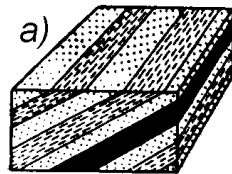


Рис. 4.2. Силлы: а – наклонный; б – горизонтальный; с – вертикальный.

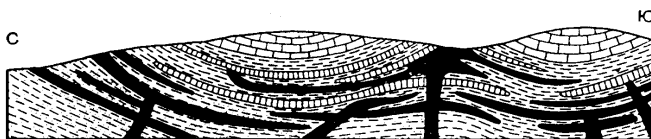


Рис. 4.3. Силлы диабазов (черное) в палеозойских отложениях близ г. Прага (в разрезе).

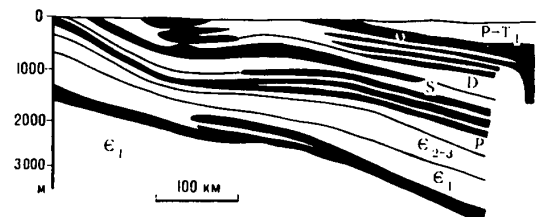


Рис. 4.4. Силлы долеритов в разрезе Тунгусской синеклизы (по Г.П. Вдовыкину, 1979).

Силлы больше характерны для платформ (например, траппы в пермских и каменноугольных породах Восточно-Сибирской платформы) (рис. 4.4), но могут формироваться и в складчатых областях. Их формирование происходит в обстановке интенсивной вулканической деятельности. Нередко межслойные инъекции магмы образуют серии залежей, расположенных одна над другой и соединённых друг с другом ответвлениями, секущими вмещающие породы.

Лакколиты (от греческого «ляккос» - яма, подземелье) – грибообразные или караванеобразные тела, границы которых согласны с поверхностями слоистости вмещающих их пород (рис. 4.4).

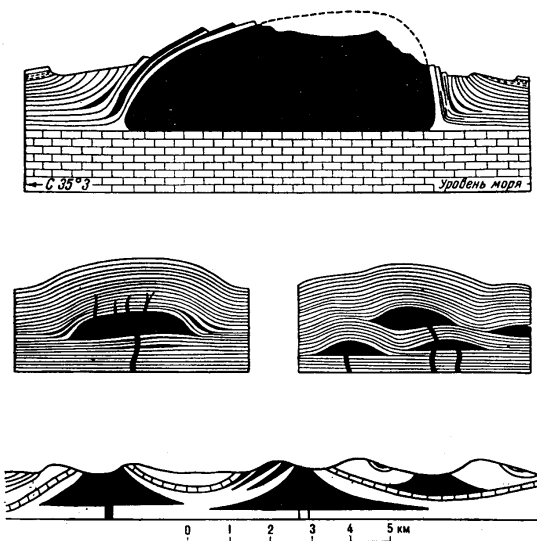


Рис. 4.4. Лакколиты (по М.П. Биллингсу).

Они образуются в результате внедрения магмы между слоями под давлением, приподнимая над собой вышележащие слои. Их размеры небольшие – обычно не более 3-6 км в поперечнике, но мощность может достигать до тысячи метров. Для лакколитов отношение диаметра и мощности должно быть менее 10, а если больше, то это интрузивное тело уже должно называться силлом. Лакколиты имеют плоское основание в центре и крутые боковые поверхности. Могут быть самостоятельными, часто многофазными интрузиями, либо входить в систему единого плутона (например, батолита). Залегают лакколиты на небольшой глубине и, вскрываясь денудацией, представляют куполообразные возвышенности. Выделяется несколько морфологических типов лакколитов. *Асимметричный лакколит* – это такой лакколит, в котором угол падения кровли значительно отличается на различных участках. *Бисмалит* – это разновидность лакколита

(или штока), кровля которого была приподнята вдоль цилиндрических сбросов. *Межформационный лакколит* – это лакколит, инъецированный вдоль поверхности несогласия.

Лополиты (от греч. «лѣпас» - чаша, плоское блюдо) – блюдцеобразные интрузивные тела, залегающие согласно со слоистостью вышележащих пород (рис. 4.5).

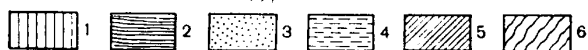
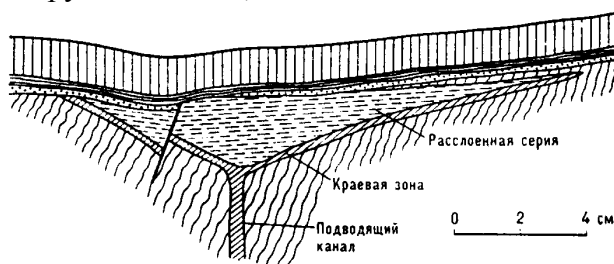


Рис. 4.5. Разрез лополита Маскокс в Канаде (по Т.Ирвину и К.Смиту, 1967).

1 – базальты; 2 – доломиты и песчаники; 3 – кварциты и песчаники; 4 – расслоенная серия (от ультраосновных пород до гранофилов); 5 – контактовые фации; 6 – кристаллический фундамент.

Их размеры различны – от небольших залежей до огромных (до нескольких сотен км в поперечнике) массивов (например, Бушвельдский массив в Южной Африке или лополит Сѣдбери в Канаде). Сложены лополиты, главным образом, основными и ультраосновными и реже - щелочными породами или гранитами. Питающий канал может быть как сравнительно узким и расположенным в центре, так и достаточно большим. Наиболее вероятным считается механизм инъекции магмы между слоями слоистых пород с

одновременным прогибанием в центре, обусловленным истощением магматического резервуара. Лополиты, подобно интрузивным залежам, могут быть простыми, многократными, сложными и дифференцированными. Дифференциация характерна для лополитов – она может быть проста в общих чертах, но очень сложна в деталях.

Факолиты (от греч. «факос» - чечевица) – согласные интрузивы серповидной или чечевицеобразной формы (в поперечном разрезе), локализованные в сводах антиклиналей или в мульдах синклиналей (рис. 4.6).

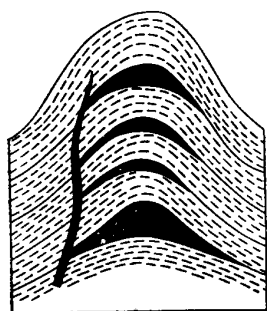


Рис. 4.6. Факолиты в разрезе (в ядре антиклинальной складки).

Размеры факолитов относительно небольшие – от сотен до нескольких тысяч метров. Чаще всего факолиты внедряются при складчатости слоистых толщ, пассивно (либо под некоторым давлением) заполняя полости между отслаивающимися слоями в замках складок. Наиболее благоприятны для образования факолитов участки с крутым погружением шарнира. Сложены они преимущественно основными породами, а в областях интенсивной гранитизации имеют гранитоидный состав.

Гарполиты (*межформационные интрузии*) – крупные пластообразные (или серповидной формы) согласные тела преимущественно гранитоидного состава, залегающие на поверхностях несогласий (рис. 4.7).

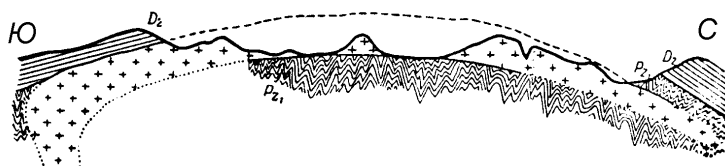


Рис. 4.7. Межформационный гранитный интрузив (гарполит) в Юго-Западном Алтае (в разрезе).

По М. Биллингсу они назывались межформационными лакколитами. Некоторые исследователи их принимали за батолиты (например, Баварский массив Шайн).

Гарполиты распространены довольно широко (в Восточной Сибири, Северной Америке, на Алтае, в Европе и т.д.).

II. К числу главных типов **несогласных**, или секущих интрузивных тел принадлежат батолиты, штоки, дайки, некки, жилы, апофизы, протрузии и частично согласные интрузивы – интрузивные купола (магматические диапиры).

Батолиты (от греч. «батос» – глубина, «литос» – камень) – крупные массивы интрузивных пород, имеющие площадь выхода на поверхности не менее 100 км² и

секущие контакты с вмещающими породами (рис. 4.8). Батолиты распространены чрезвычайно широко. Сложены они главным образом гранитами, а породы иного состава (гранодиориты, диориты, сиениты или габбро) приурочены обычно к краевым и приконтактовым их частям.

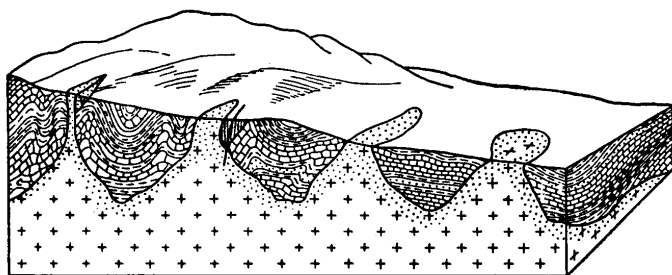


Рис. 4.8. Гранитный батолит (по В.Эммонсу).

от центральных частей массива. Встречаются также вертикальные боковые поверхности и поверхности, наклонённые к центру батолитов. Вертикальные размеры по геофизическим данным составляют 5-10 км. Нижняя граница с вмещающими породами весьма неровная, имеющая очень часто вид суживающегося вниз корневидного канала. Таким образом, в грубом приближении батолиты имеют вид каравая с узким подводящим каналом, отходящим вниз от центральной части дна массива (*батолиты центрального типа*), либо форму языка, подводящий канал к которому подходит сбоку (*батолиты трещинного или щелевого типа*) (рис. 4.9).

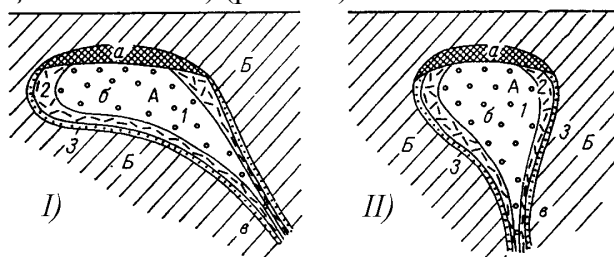


Рис. 4.9. Идеализированные поперечные разрезы интрузивных массивов щелевого (I) и центрального (II) типов

А - интрузивный массив; Б - вмещающие породы; а - «пробковая» часть массива; б - «подпробковое» расширение; в - подводящий канал. Породы центральной части (1), краевой части (2) массива и эндоконтактовой зоны (3).

образуется за счёт обрушения кровли, обломки которой падают в магму, тонут и постепенно растворяются. По второй гипотезе породы, сквозь которые поднимается магма, постепенно растворяются и ассимилируются магмой. И за счет растворения вмещающих пород у контактов батолитов образуются различные гибридные интрузивные породы. Согласно третьей гипотезы, магма внедряясь в земную кору, приподнимает её на обширных площадях, не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма. И их следует тогда называть *межформационными* батолитами. Не исключено, что в любом случае при продвижении магматического расплава вверх может образоваться застывшая «пробка», которая впоследствии заставляет расплавы растекаться в стороны, раздвигая и частично ассимилируя вмещающие породы. И при дальнейшем поступлении магмы она может нагнетаться в подпробковое и надпробковое пространство.

Помимо этих гипотез существуют представления об образовании гранитных батолитов путём переработки глубинными растворами и парами осадочных пород, остающихся на месте. Этот метасоматический процесс называется *гранитизацией*. Он проходит при температуре около 700° и приводит к образованию метасоматических гранитов, которые могут слагать достаточно крупные массивы по площади и по мощности

Верхняя поверхность батолитов обычно обладает плавными пологими очертаниями, нарушаемыми многочисленными куполовидными выступами, имеющими различную форму. Боковые поверхности батолитов имеют весьма различное строение. Нередко они наклонены в стороны

Породы, вмещающие батолит, на контакте с интрузивными образованиями носят явные следы проплавления и рвущих взаимоотношений. Иногда есть следы механического воздействия магмы на вмещающие породы – появление разрывов, складок в них и др. До настоящего времени ещё не решена проблема пространства, занимаемого батолитами. Существует несколько гипотез, из них три наиболее распространённые. По первой, при формировании батолитов пространство

– **ареал-плутоны** (мigmatит-плутоны). Эти массивы зачастую характеризуются нечеткими границами с плавными переходами в гнейсы и распространены в основном среди раннедокембрийских складчатых структур.

Штоки (от нем. Stock – палка, ствол) – крутопадающие интрузивные тела округлой или вытянутой формы, секущие структуру вмещающих пород и имеющие площадь выхода на поверхности менее 100 км² (рис. 4.10).

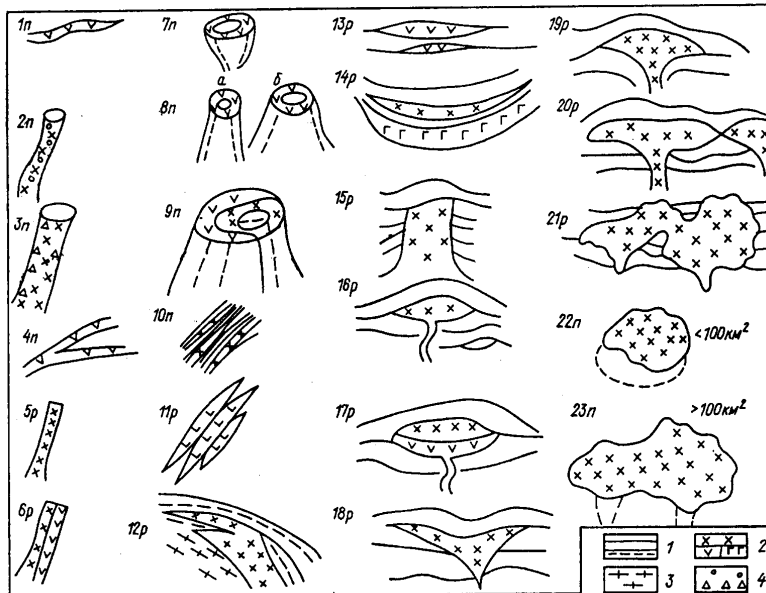


Рис. 4.10. Формы интрузивных тел, по Р.А. Дэли, с дополнениями. Изображены тела в перспективе (*n*) и в разрезе (*p*).

1 – шнурковая залежь; 2 – диатрема (трубка взрыва); 3 – некк; 4 – жила; 5-8 – дайки (5 – простая, 6 – сложная, 7 – кольцевая, 8а – цилиндрическая, 8б – коническая); 9 – центральная интрузия; 10 – мигматит; 11 – акмолит; 12 – гарполит; 13 – силл; 14 – лополит; 15 – бисмалит; 16 – лакколит; 17 – сложный лакколит; 18 – этмолит; 19 – фунгулит; 20 – полифунгулит; 21 – хонолит; 22 – шток; 23 – батолит. 1-4 – породы: 1 – осадочные, 2 – магматические, 3 – метаморфические, 4 – обломки вмещающих пород.

Они представляют собой либо самостоятельные массивы, обладающие всеми чертами батолитов, либо являются ответвлениями от батолитов в виде куполов и гребней над их кровлей. Обычно штоки сложены породами кислого или среднего состава.

В зависимости от основных особенностей своей формы штоки разделяются на ряд разновидностей (рис. 4.10). Тела, имеющие близ поверхности коническую или цилиндрическую форму, называются *бисмалитами*, а суживающиеся вниз и имеющие форму воронки – *этмолитами*. *Сфенолиты* имеют форму клина, *акмолиты* – форму острого лезвия, *фунгулиты* – форму перевернутой секиры, *хонолиты* – тела сложной формы и т.д. Все эти разновидности могут быть выделены лишь условно, так как форма штоков бывает обычно очень сложной.

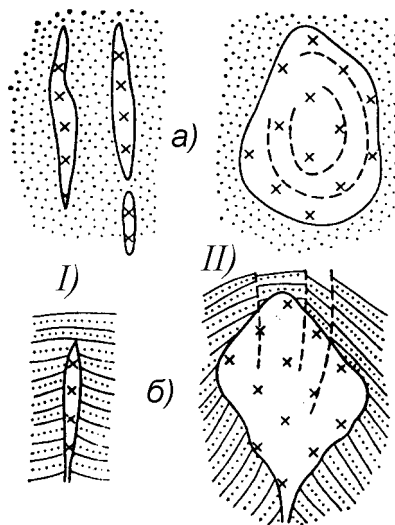


Рис. 4.11. Дайки (I) и диапир (II) в плане (а) и в разрезе (б) по В.Н.Павлинову

Интрузивные купола и магматические диапиры

– штокообразные или каплеобразные (типа перевернутой капли) интрузивные тела, расширяющиеся кверху и в кровле имеющие вид купола (рис. 4.11-II). Эти названия часто применяются к массивам, не имеющим точных данных о форме и генезисе. По ряду признаков некоторые из них близки к лополитам, другие к батолитам центрального и щелевого типа, третьи – к штокам.

Дайки (от англ. dike, dyke – стенка из камня или дёрна) – несогласные плитообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры (рис. 4.11-I, 4.15). Трещины, выполненные дайками, образуются в условиях общего или локального растяжения горных пород. Дайки могут быть сложены различными по составу породами как интрузивными, так и эффузивными. Подавляющее большинство даек залегают круто или вертикально и имеют резко секущие контакты.

Размеры даек различны – от первых сантиметров до километров мощностью и

протяженностью от десятков см до сотен км. На Алдане описана дайка габбро-диабазов длиной более 100 км и мощностью до 250 м. Великая Африканская дайка имеет 480 км длину и ширину – от 3 до 11 км.

Также как и интрузивные залежи дайки могут быть простыми, многократными, сложными и дифференцированными. Простая дайка образуется в результате однократной интрузии магмы, многократная – в результате двух или более интрузий магмы одного состава. Дифференцированная дайка сложена породами разного состава, образовавшимися в результате дифференциации однородной магмы.

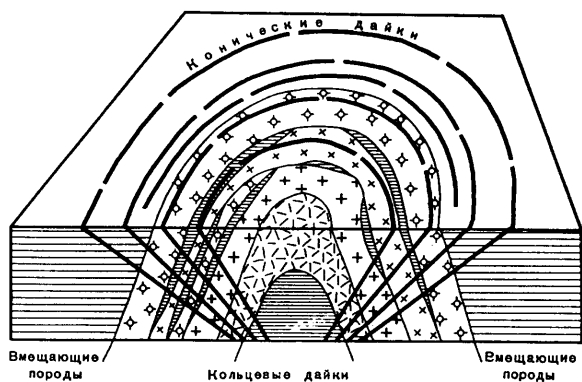


Рис. 4.12. Конические и кольцевые дайки Шотландии (по Дж. Риччи).
Разные знаки – различные интрузивные породы.

окружности около центра, выраженного небольшим штоком или кольцевой дайкой. Кольцевые дайки образуются значительно раньше конических даек, которые наклонены к центру и образуют систему, имеющую форму воронки, суживающейся книзу. И кольцевые и конические дайки образуются чаще всего вокруг вулканического центра или при оседании кровли над расположенным ниже магматическим очагом. Мощность конических даек не превышает нескольких метров, а кольцевые дайки могут иметь значительно большую мощность. В диаметре мощность всей системы даек может быть от 1 до 25 км. Дайки разного типа могут быть разновозрастны и сложены породами различного состава.

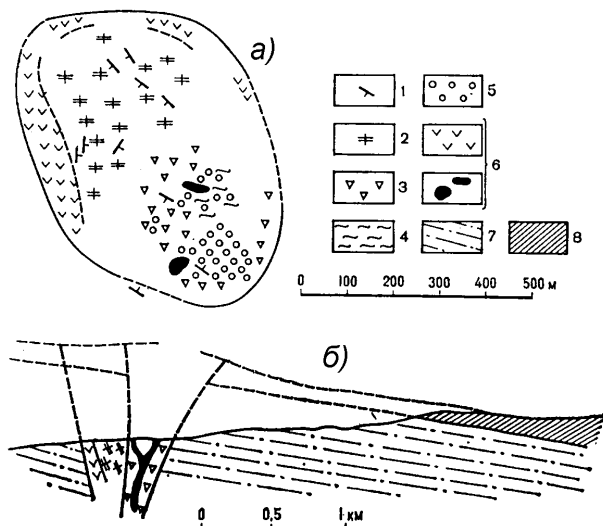


Рис. 4.13. Жерловины (частично эродированная) вулкана Редеры (Пфальц, Германия; по В. Лобенцу, 1967).
а – горизонтальное сечение, б – вертикальный разрез.
1 – падение полосчатости; 2 – слоистые брекчии; 3 – неслоистые брекчии; 4 – кислые туфы; 5 – конгломераты, песчаники и аркозы (блоки вмещающих пород); 6 – оливковые базальты; 7 – вмещающие песчаники и глины; 8 – красный лежень (нижняя пермь).

Часто встречаются групповые дайки, образующие пояса, или системы даек. Расположение даек в них может быть параллельное, кулисообразное, ветвистое или иное. Рои параллельных даек характерны для зон спрединга и прочих структур растяжения (например, в Шотландии в одном из разрезов шириной 1.6 км установлено 115 параллельных даек общей мощностью 145 м). Вокруг вулканических центров встречаются радиальные дайки. Особую группу составляют конические и кольцевые дайки (рис. 4.12). Эти дайки образуются по

Вулканические жерла или **некки** (экструзивные бисмалиты по М. Биллингсу) – представляют собой круто- или вертикально залегающие реликты каналов, по которым магма при вулканических извержениях поднималась на поверхность, т.е. они являются частью эруптивного аппарата вулкана (рис. 4.13). В плане имеют округлую, овальную или неправильную форму диаметром от десятков метров до 1,5 км. Структуры и текстуры пород, заполняющих некки, изменчивы. Это могут быть полнокристаллические, мелкозернистые, полустекловатые изверженные породы либо агломерат, лава, туфы или вулканическая брекчия. Некки широко распространены в областях проявления активной вулканической деятельности – от раннего докембрия до кайнозоя.

Диатремы (трубки взрыва) – субвертикальный трубообразный канал, часто с изменяющимся сечением (круглым, овальным и др.), образовавшийся в результате одноактного прорыва газов и взрыва в верхних частях земной коры (рис. 4.14). Наиболее крупные трубки взрыва достигают 1 км в диаметре.

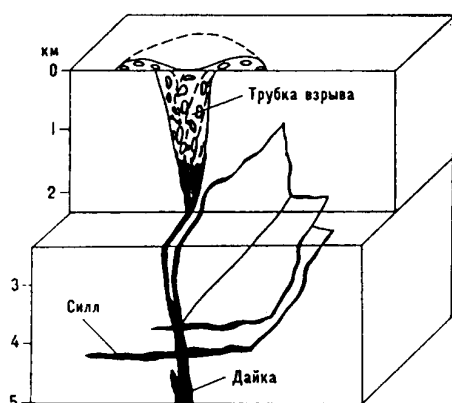


Рис. 4.14. Кимберлитовая трубка взрыва и её глубинные проводники.

Диатремы сложены вулканическими брекчиями, туфами и обломками горных пород стенок канала (базальтами, лимбургитами, кимберлитами, осадочными породами и др.). Местами они превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок не нарушены, но у контакта с трубкой, как правило, раздроблены, метаморфизованы и деформированы. Особый интерес представляют трубки, сложенные алмазоносной брекчией кимберлита. Зачастую диатремы на глубине переходят в дайки, корни которых располагаются в верхней мантии. Распространены трубки взрыва достаточно широко – в Восточной Сибири, в Африке и т.д. На юге Кольского полуострова («Ермаковское поле») выявлено их около 30.

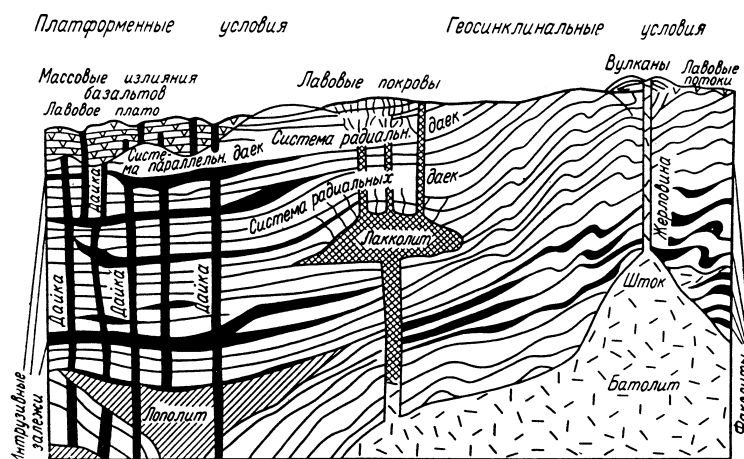


Рис. 4.15. Схема главнейших форм залегания интрузивных и эффузивных пород. По Г. Тиррелю, с изменениями.

Жилы – несогласные плитообразные минеральные или породные тела, как правило, с менее ровными и более извилистыми, чем у даек, плоскостями ограничения и меняющимися в двух направлениях мощностями. Чаще всего они сложены гранитами и пегматитами. Большинство геологов к жилам относят только те тела, которые образовались из продуктов горячих газовых и водных выделений магмы

(пневматолитовые и гидротермальные жилы разного состава). Размеры жил варьируют в широких пределах – от десятков миллиметров до десятков метров. По форме они подразделяются на простые, сложные, ступеньчатые, сетчатые, ветвящиеся и т.д.

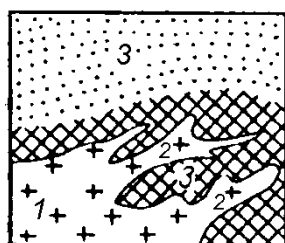


Рис. 4.16. Интрузия гранитов (1) с апофизами (2) во вмещающих породах (3).

Апофизы (от греч. «апофизис» – отросток) – небольшие ответвления от крупных интрузивных тел. Они имеют небольшие размеры, часто неправильную форму и секущее положение по отношению к вмещающим породам (рис. 4.16).

Протрузии – геологические тела, сложенные интрузивными породами глубинных фаций, вдвинутые в холодном состоянии в вышележащие слои в результате каких-либо тектонических процессов, проходивших в земной коре. У них не наблюдаются активные контактовые явления. Они являются бескорневыми геологическими телами. В последнее время широко распространилась идея о протрузивной природе альпинотипных ультрабазитов.

4.2. Полевое изучение интрузивов

и элементы структурно-петрологического картирования

При полевом изучении интрузивных тел основными задачами является установление формы интрузивов, их контактов, внутреннего строения и возраста. Формы и внутреннее строение мелких тел устанавливается достаточно просто. Гораздо сложнее собрать комплексные данные по крупным, сложным и плохо обнажённым массивам.

Изучают форму массива в первую очередь установлением его границ на местности и определением типа контактовых поверхностей.

Оконтурирование интрузивов

В условиях хорошей обнажённости прослеживание границ вскрытых эрозией интрузивных тел не вызывает затруднений. При картировании закрытых или слепых интрузивов используются разные методы – дешифрирование аэрофотоснимков, геоботанические, геофизические, горные работы, бурение и др.

Определение характера контакта

По происхождению контакты интрузивных тел с вмещающими породами могут быть интрузивными, протрузивными, стратиграфическими и тектоническими.

Интрузивный контакт свидетельствует о более молодом возрасте интрузивной породы в сравнении с контактирующими породами. Признаками интрузивного контакта являются: 1) наличие апофиз во вмещающих породах; 2) наличие в интрузии вблизи зоны контакта ксенолитов вмещающей породы; 3) наличие экзоконтактовых зон, выраженных ороговикованием, метаморфизмом приконтактовых пород или другими изменениями, уменьшающимися по мере удаления от контакта; 4) наличие эндоконтактовых зон (зон закалки) в приконтактовых породах интрузивного тела, представленных афанитовыми (стекловатыми) либо мелкозернистыми породами (рис. 4.17).

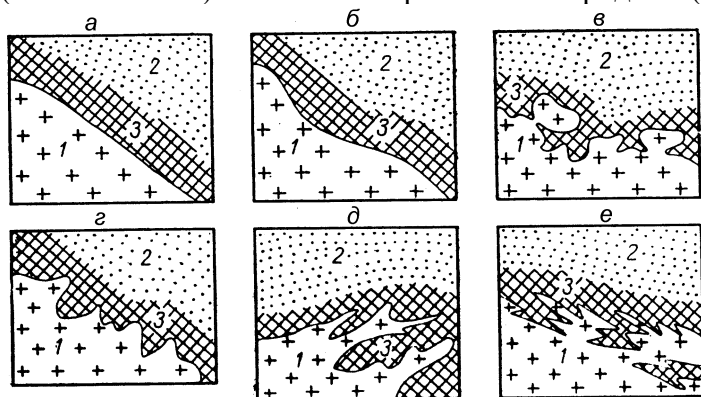


Рис. 4.17. Характер контактовых поверхностей интрузивных тел, по В.А.Апродову.

а – ровный; б – волнистый; в – глыбовый; г – зазубренный; д – апофизный; е – послойно-инъекционный.

1 – гранит; 2 – вмещающие породы; 3 – контактово-изменённые породы.

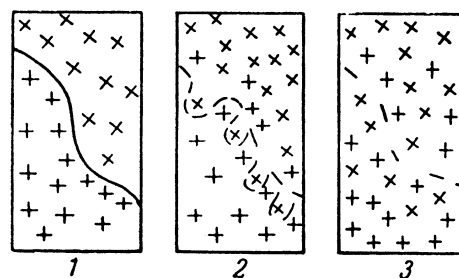


Рис. 4.18. Типы контактов между интрузивными породами.

1 – ровный или резкий контакт;

2 – постепенный контакт;

3 – «слепой» контакт.

Интрузивные контакты по характеру проявления могут быть резкими и постепенными (нерезкими) и слепыми (рис. 4.18). Резкие контакты возникают при быстром застывании магмы, а постепенные образуются при медленном её охлаждении, сопровождающемся ассимиляцией материала вмещающих пород и их изменением в приконтактовой зоне. В случае нерезких контактов, например, крупность зерна пород почти одинакова, однако их минеральный состав и структура могут быть различными. Слепые контакты характеризуются постепенными переходами одной породы в другую.

По морфологии интрузивные контакты могут быть прямолинейными, зазубренными, глыбовыми, волнистыми, послойно-инъекционными и апофизного типа. Волнистый контакт свидетельствует об относительно небольшой разнице температур магмы и вмещающей породы, т.е. о большой глубинности внедрения интрузивного тела. Остальные типы контактов характеризуют проявление механической активности магмы и

нередко указывают на внедрение её в зону разлома, причём последние два – о сильном гидростатическом напоре магмы.

Стратиграфический (трансгрессивный) контакт свидетельствует о более молодом возрасте осадочной породы, которая отлагалась на вскрытой в результате денудации, а затем перекрытой осадками, поверхности интрузии. Он является поверхностью несогласия. Форма стратиграфических контактов зависит от очертаний древней денудационной поверхности интрузивного массива. Признаками трансгрессивных контактов являются: 1) отсутствие оторочки или зоны закалки; 2) срезание контактом даек разрывных нарушений, секущих интрузив, и не продолжающихся во вмещающие породы; 3) параллелизм контакта со слоистостью вмещающих пород (в сочетании с другими признаками); 4) наличие обломков интрузивных пород в базальных слоях перекрывающих пород; 5) наличие кор выветривания, карманов и др. в верхней части интрузива в зоне контакта с перекрывающими породами; 6) отсутствие контактного воздействия интрузива на перекрывающие породы.

Тектонический контакт характеризуется тем, что интрузивные породы соприкасаются с вмещающими породами по разрывным нарушениям, которые нередко сопровождаются явлениями катаклаза, милонитизации и рассланцевания как пород интрузива, так и вмещающих его толщ. Механическим деформациям часто сопутствуют процессы гидротермальных изменений и рудной минерализации. Смещения по разломам могут иметь различную амплитуду, иногда значительную, что затрудняет построение выводов о возрастных соотношениях интрузивов с вмещающими образованиями. Тектонические контакты особенно характерны для серпентинизированных ультрамафитовых интрузивов, которые легко перемещаются в твёрдом состоянии. Из-за отсутствия отчетливых признаков дробления контакты таких смещенных тел зачастую производят ложное впечатление интрузивных.

Протрузивный контакт характерен для протрузий и, по сути, он аналогичен описанному выше тектоническому контакту, присущему для серпентинизированных ультрамафитовых интрузивов.

Методы определения положения и элементов залегания контактов интрузивных тел

Непосредственные измерения элементов залегания контактовых поверхностей геологическими методами проводятся в основном на эрозионной поверхности, после чего интерполируются на глубину. В состав геологических методов изучения положения контактов входят прямые измерения компасом, определение элементов залегания по топографической карте (метод стратоизогипс) и аэрофотоснимкам, графические способы вычисления элементов залегания контактов по двум видимым падениям плоскости контакта, по трём точкам (обнажениям) контакта, не лежащим на одной прямой. Относительно реже появляется возможность определения наклонов контактовых поверхностей по зарисовкам в горных выработках, по данным бурения, а также по геофизическим материалам.

Восстановление морфологии эродированной кровли интрузивов

Реконструкция первичной кровлевой поверхности крупных массивов может быть выполнена с помощью качественных и количественных методов оценки глубины эрозионного среза. Предполагая характер внутреннего строения массива по распределению разных фаз или зон пород по их структурам и текстурам можно составить самое общее представление о форме эродированной поверхности. По замерам элементов залегания останцов кровли, ориентировки слоёв, линий течения и систем трещин пластовой отдельности можно получить более точные представления о форме кровли массива.

Определение возраста интрузий

При изучении интрузивных тел необходимо определять относительный и абсолютный возраст.

Абсолютный возраст слагающих интрузив пород и продолжительность становления простых и сложных массивов определяется радиологическими методами – К-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и др. Время образования интрузивных тел и конкретных пород, являющихся составными частями интрузивов, заключено в интервале, ограниченном его нижней и верхней возрастными границами. Если этот интервал очень узкий (в пределах лабораторной ошибки радиологических методов) возраста самых ранних и самых поздних пород массива, полученные радиологическими методами, будут перекрываться. Поэтому в таких массивах вначале устанавливается не время образования, а их относительная последовательность, определяемая при изучении их взаимных пересечений (рис. 4.19) с уточнением, для какого из них интрузивный контакт является активным (более поздняя фаза внедрения), а для какого – пассивным (более ранняя фаза), а также по наличию ксенолитов пород ранней фазы в более поздней.

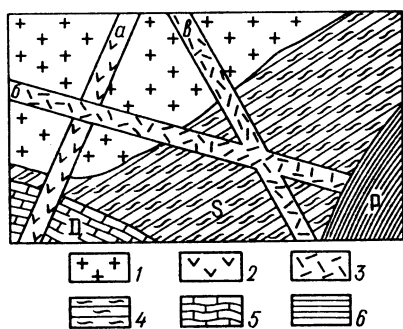


Рис. 4.19. Определение возраста интрузивов (план).

a, б, в – разновозрастные дайки;
1 – гранит; 2 – гранодиорит; 3 – диабаз;
4 – осадочные, стратиграфически
расчленённые породы.

Определение *относительного* возраста интрузивных тел основано на сопоставлении времени образования интрузива с возрастом вмещающих пород, т.е. по возрасту прорываемых и покрывающих его осадочных пород (рис. 4.19). Если, например, интрузия гранита прорывает складчатые серии нижнего палеозоя (вплоть до нижнего силура включительно), но перекрывается породами девона, возраст такой интрузии определяется как силурийский–среднедевонский (или пострассилурийский–допозднедевонский). Таким образом, нижняя возрастная граница определяется по активному интрузивному контакту с наиболее молодыми подразделениями вмещающих пород, а верхняя возрастная граница определяется возрастом наиболее древнего стратиграфического подразделения, с которым интрузив имеет трансгрессивные контакты, или возрастом интрузива, с которым он имеет пассивные интрузивные контакты.

Достаточно просто определяется относительный возраст у силлов и похожих на них потоков застывшей лавы. Интрузивная залежь моложе пород кровли и почвы, в то время как поток застывшей лавы моложе подстилающих пород, но древнее кровли.

Определение возраста интрузий на разрезе и геологической карте

На геологической карте и геологическом разрезе определение *относительного* возраста интрузивных тел основано также на сопоставлении времени образования интрузива с возрастом вмещающих пород, т.е. по возрасту прорываемых и покрывающих его осадочных пород. Относительный возраст разновозрастных интрузивных тел определяется также по взаимоотношению их с вмещающими породами и друг с другом (рис. 4.19).

Определение верха и низа (кровли и подошвы)

Наиболее надёжными признаками, указывающими на принадлежность пород к интрузивной залежи, служат контактовые изменения во вмещающих породах у кровли и у подошвы интрузивного тела (причём у кровли она больше, чем в подошве) и оторочка закала (зона закалки), а также присутствие тонких жилок и ответвлений (апофиз) в породах кровли. У потока застывшей лавы, перекрытой осадочными или вулканогенными образованиями, зона закалки отмечается только у подошвы. К тому же, в верхней части потока часто присутствуют зоны насыщенные минералами.

У интрузивов, не сохранивших признаков кровли, но при наличии ритмичности П рода (см. раздел «Внутреннее строение расслоенных интрузивов») по кровле и подошве членов ритма устанавливается направление наращивания разреза кверху.

4.3. Внутреннее строение интрузивных тел

По типу внутреннего строения интрузивы могут быть подразделены на недифференцированные (однородные и неоднородные), дифференцированные и расслоенные, а по условиям образования – на одноактные и многоактные (многофазные). Внутренняя анизотропия интрузивных тел выявляется по присутствию в их разрезе зональности, полос, отличающихся друг от друга по составу или структуре, развитием план-параллельных, линейных и других структур.

Зональность в строении интрузивов проявляется в разных масштабах и зависит от многих параметров и, в первую очередь, от размеров массива. Ширина отдельных зон может достигать от десятков сантиметров до десятков километров. Известна зональность двух родов: 1 – сингенетическая, образованная при кристаллизации одной порции магмы в замкнутой камере (рис. 4.20); 2 – эпигенетическая, возникающая при последовательном внедрении отдельных порций магмы из глубинного очага. От контактов к центру интрузива выделяется три крупных зоны – зона закалки, краевая зона и внутренняя зона.

Зона закалки – эндоконтактовая зона массива, представленная тонкозернистыми или стекловатыми породами. Образуется в результате быстрого остывания и кристаллизации, вследствие большой разницы в температуре магмы и контакта. Мощность её может быть незначительной. Состав пород зоны закалки соответствует составу исходной магмы.

Краевая зона сложена породами промежуточного типа между низкотемпературными породами эндоконтакта и высокотемпературными породами внутренних частей массива. Состав и структуры пород в верхней, нижней и боковых частях краевой зоны различны.

Внутренняя зона занимает основную часть магматической камеры (интрузива) и сложена либо однородными породами (в недифференцированных массивах), либо расслоенной серией пород (в расслоенных интрузивах).

4.3.1. Внутреннее строение недифференцированных интрузивов

Недифференцированные интрузивы относительно изотропны. Наблюдающаяся в них неоднородность обусловлена различиями скорости охлаждения магмы в эндоконтактовой и ядерной части интрузивных тел, либо процессами ассимиляции и контаминации чужеродного материала. В первом случае петрографическая неоднородность выражена в структурных особенностях пород (крупности зерна, изменении типа структур от участка к участку), во втором в основном в текстурных особенностях (наличии теневых текстур, шлиров, ксенолитов вмещающих пород).

4.3.2. Внутреннее строение дифференцированных интрузивов

Дифференцированные интрузивы представляют собой совокупности отделённых друг от друга чёткими поверхностями раздела (интрузивными контактами) тел, каждое из которых сложено породами определённых видов, связанных между собой постепенными переходами. Другими словами, дифференцированные плутоны характеризуются грубой петрографической дискретностью.

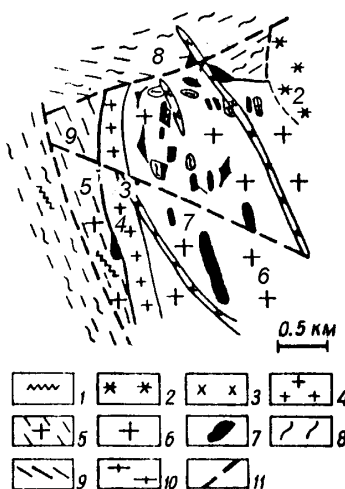
При изучении внутреннего строения дифференцированных интрузивов выдерживается следующая последовательность работ. Вначале проводится расчленение массива на подкомплексы (фазы внедрения) и последовательность подкомплексов (с признаками горячих, холодных контактов и т.д.). Например, в Лицко-Арагубском интрузивном комплексе было выделено пять фаз внедрения (рис. 4.20) с возрастом I, II и IV фазы 1774 ± 9 , 1763 ± 7 и 1762 ± 9 млн. лет соответственно (Ветрин и др., 2002).

Затем изучается петрографический состав каждого из подкомплексов и на основании этих данных определяется тип интрузива. Если состав пород разных подкомплексов различен (например, первый подкомплекс – габбродиориты, второй – гранодиориты, третий – граниты), интрузивы называются *сложными*. Если породы разных

подкомплексов отличаются друг от друга лишь структурными и текстурными особенностями (например, первый подкомплекс – крупнозернистые равномернозернистые граниты, второй – среднезернистые неравномернозернистые граниты, третий – мелкозернистые порфировидные граниты), то плутоны принято называть *многократными*.

Рис. 4.20 Схема строения северо-западной контактной зоны Большого Урагубского массива (по Ветрину В.Р. и др., 1975).

1 – диабазы; 2 – граносиениты V фазы; 3 – лейкократовые мелкозернистые граниты IV фазы; 4 – мелкопорфировые граниты и гранодиориты III фазы; 5 – катаклазированные порфировидные граниты главной фазы и бластомилониты по ним; 6 – порфировидные граниты II (главной) фазы; 7 – диоритовые лампрофиры и метасоматиты по ним; 8 – гнейсы кольской серии; 9 – амфиболиты; 10 – плаггиограниты; 11 – разрывные нарушения.



Каждый подкомплекс (фаза внедрения расплава) образует совокупности интрузивных тел разного размера. Поэтому породы каждого подкомплекса должны быть расчленены на петрографические разновидности, для которых должны быть определены условия их залегания среди других пород, территориальная распространённость, основные структурные и текстурные характеристики и основные отличия от других пород.

4.3.3. Внутреннее строение расслоенных интрузивов

К числу расслоенных интрузий относят те интрузивы, которые удовлетворяют хотя бы одному из ниже перечисленных условий:

- 1) наличие серии выдержанных слоёв, согласно залегающих один на другом без секущих взаимоотношений и без закалённых краевых оторочек (ритмическая расслоенность);
- 2) систематические изменения состава минералов (твёрдые растворы), однозначно связанные с положением в разрезе интрузива (скрытая расслоенность).

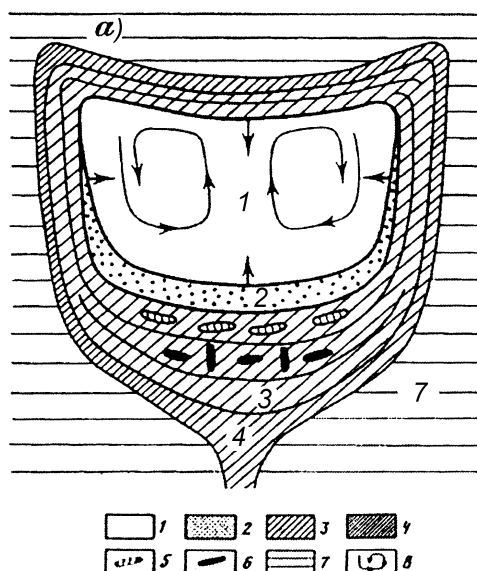


Рис. 4.21. Схема строения затвердевающего интрузива.

1 – главный объём расплава; 2 – зона кристаллизации; 3 – затвердевшие части интрузива; 4 – зона закалки; 5 – очаги остаточного расплава; 6 – затвердевшие жильные породы; 7 – вмещающие породы; 8 – конвекционные токи.

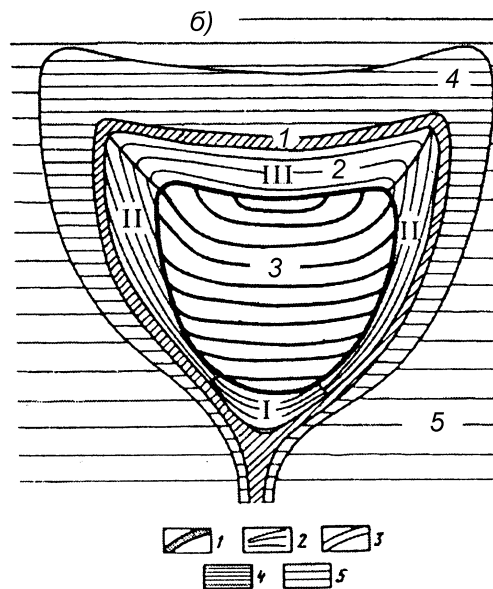


Рис. 4.22. Принципиальная схема строения расслоенного интрузива.

1 – зона закалки; 2 – краевая серия (I – нижняя группа, II – боковая группа, III – верхняя группа); 3 – центральная (расслоенная) серия; 4 – зона термального воздействия интрузива; 5 – вмещающие породы.

При характеристике внутреннего строения расслоенных интрузивов (рис. 4.21, 4.22) необходимо выделить три группы пород: 1) зону закалки; 2) краевую группу пород

(породы внешней оболочки); 3) расслоенную группу пород (породы ядерной части). Породы краевой группы в свою очередь по местоположению подразделяют на верхние, боковые и нижние. Между расслоенной и верхней краевой группой располагается промежуточный горизонт.

Зона закалки, как отмечалось выше, небольшая по мощности, представлена мелкозернистыми породами, соответствующие по составу исходной магме.

Краевая группа пород подразделяется на верхнюю группу, боковую и нижнюю (рис. 4.22). *Верхняя краевая группа* пород осложняется гетерогенностью, которая обусловлена многочисленными включениями вмещающих пород и пластовыми телами гранофигов и микропегматитов. Между верхней краевой группой и расслоенной серией может быть *промежуточный* («сандвичев») *горизонт*. Направления изменения кумулуса в расслоенной и в верхней краевой группе имеют встречный характер, отражая их формирование от стенок камеры к единому структурному центру – промежуточному горизонту. Он образуется на самой поздней стадии становления интрузива и поэтому представлен породами с наиболее низкотемпературными минеральными ассоциациями без кумулятивных структур. *Боковая краевая группа* обычно состоит из двух частей – внешней и внутренней, различающихся по строению и составу пород. Породы внешней части образованы из недифференцированной мантии, а кристаллы, например, плагиоклаза могут быть вытянуты длинными осями внутрь массива. Породы внутренней зоны могут быть сопоставимы с породами расслоенной группы, в них может быть полосчатость течения, обычно субпараллельная внешнему контакту интрузива. Контакт между боковой краевой и расслоенной группами представляет собой зону перехода мощностью от 1 м и более. Породы расслоенной группы у контакта с боковой в зоне мощностью до 100 м характеризуются максимальными наклонами слоёв, иногда с нарушением их залегания. *Нижняя краевая группа*, расположена в основании массива, имеет небольшую мощность и характеризуется маломощной зоной закалки и расслоенной зоной с субгоризонтальным расположением слоёв.

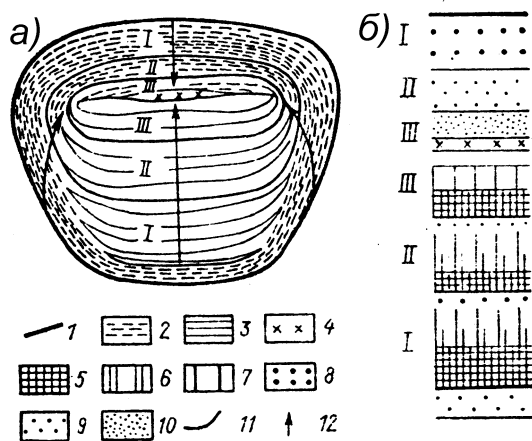


Рис. 4.23. Схема внутреннего строения (а) и разреза (б) Шельтинского расслоенного плутона, по В.В.Солодкевичу (1978).

1 – закалённая краевая фация; 2 – краевые группы; 3 – расслоенная группа; 4 – «сандвичев» горизонт; 5–10 – пачки переслаивания (5 – дунитов и перидотитов, 6 – перидотитов и пироксенитов, 7 – пироксенитов, 8 – норитов и габброноритов, 9 – габброноритов и габбро, 10 – габбро и габбродиоритов); 11 – границы крупных мегаритмов плутона; 12 – направленность формирования плутона; I, II, III – мегаритмы.

Породы расслоенной группы у контакта с боковой в зоне мощностью до 100 м характеризуются максимальными наклонами слоёв, иногда с нарушением их залегания. Слои могут прослеживаться параллельно друг другу на огромные расстояния, многие в пределах всего массива.

Расслоенная группа

Для расслоенной группы, особенно для её нижних и средних горизонтов, типично проявление макро- и микрорасслоенности (рис. 4.22, 4.23). Нередко интервал расслоенных пород состоит из сотен и тысяч слоёв. Расслоенность обусловлена переменным количеством одних и тех же породообразующих минералов в вертикальном разрезе. У смежных слоёв нередко наблюдаются чрезвычайно резкие различия количественно-минерального состава при относительно однородном или постепенно изменяющемся составе внутри слоя.

Следовательно, расслоенность можно представить в виде серии гомогенных единиц, разделённых плоскостными границами. В тектонически-ненарушенных интрузивах границы почти горизонтальны в центральных частях массива и наклонены внутрь массива в его краевых частях. Чем ближе к боковой

По характеру размещения минералов в слоях различают два рода ритмов. В *ритмах I рода* темноцветные минералы внутри полосы распределены равномерно и оба контакта обладают одинаковой резкостью или постепенностью переходов к лейкократовым прослоям. В *ритмах II рода* темноцветные минералы внутри полосы распределены неравномерно. Один из контактов резкий, другой – постепенный. Резкий контакт отвечает основанию ритма. От основания к кровле ритма содержание темноцветных минералов, а нередко, и их размер постепенно уменьшаются. Среди ритмов II рода выделяются две разновидности: 1 – *непрерывные* ритмы, обладающие полной параллельностью в ритмах и границах между ними; 2 – *прерывистые* ритмы – при общей субпараллельности полос в различных ритмах основания ритмов не параллельны, а образуют глубокие карманы в кровлевую часть нижележащего ритма. Прерывистые ритмы встречаются значительно реже, чем непрерывные.

В зависимости от мощности слоёв ритма выделяют *макроритмичную* расслоенность (от первых метров до десятков метров), *мезоритмичную* (от десятков сантиметров до первых метров) и *микроритмичную* (мощности слоёв от нескольких миллиметров до 10 сантиметров).

Расслоенную группу при изучении расчленяют на петрографические разновидности, ритмические единицы и зоны.

Петрографические разновидности выделяются на основании количественно-минералогического состава пород, а также по их структурным особенностям, например, *ортокумулаты*, *адкумулаты*, *мезокумулат* и *гетерокумулаты* по Л.Р.Вейджеру (Wager, 1960) и *аккумуляты* (Upton, 1961). Выявление различных типов кумулатов помогает яснее представить этапы и условия протекания процесса кристаллизации магмы.

Кумулаты (от латинского слова *simulus* – куча, кучное скопление) – продукты аккумуляции минералов того или иного состава, представляющие фракции производных ранней кристаллизации магмы. В кумулатах различаются *кумулы*, или зёрна минералов, продуктов ранней кристаллизации магмы, и *интеркумуляционный расплав*, кристаллизующийся в промежутках между кумулами. Кристаллизация интеркумуляционного расплава может продолжаться долгое время в течение большого интервала температур. Скопления кумул – кумулаты – могут образовывать слои течения мощностью в несколько десятков метров. По мере кристаллизации изменяется не только состав кумул, но и остаточной интеркумуляционной жидкости, последняя нередко приближается к составу гранофилов (кварцевых порфиров).

Ортокумулаты – породы, состоящие из скоплений (или кумул) одного минерала и продуктов интеркумуляционного расплава. В ортокумулатах постоянное взаимодействие кумул с интеркумуляционным остаточным расплавом (т.е., реакции между жидкой фазой и кристаллами) приводит к формированию зональности в строении минералов.

К *адкумулатам* относятся такие кумулаты, в которых в результате диффузии происходил обмен веществом между интеркумуляционным расплавом и магмой, в результате чего интеркумуляционный расплав сохранялся постоянным, а кумулы характеризуются однородным (не зональным) сложением. Адкумулаты могут образоваться также в результате выжимания интеркумуляционного расплава в процессе движений, что способствует предотвращению реакций между кумулами и интеркумуляционным остаточным расплавом.

Мезокумулаты занимают промежуточное положение между ортокумулатами и адкумулатами.

Гетерокумулаты сходны с адкумулатами, т.е. образуются в результате диффузии вещества из магмы, но отличаются тем, что интеркумуляционный расплав кристаллизуется при более высокой температуре с образованием пойкилитовой структуры (крупные кристаллы высокотемпературного минерала цементируют кумулы другого минерала).

Аккумулят – порода, состоящая только из кумула, представленного одним минералом (мономинеральная порода, например, анортозит).

В ритмитах кумулаты различного состава в виде слоёв течения светлого и тёмного цветов часто чередуются между собой. Светлый и тёмный слои течения составляют один ритм.

Выделение *ритмических единиц* основывается на легко различимом признаке – повышенной концентрации наиболее высокотемпературного кумулативного минерала в их основании и более низкотемпературного – в их верхах, а также увеличение количества интруккумулятивного материала вверх по разрезу. Повторение одинаковых наборов пород во многих ритмах расслоенной группы свидетельствует о многократной повторяемости условий кристаллизации магматического расплава. Всю ритмическую серию лучше называть как кумулат определенного минерального состава. Кумулативные минералы в определении породы следует перечислять в порядке увеличения их количества, например, оливин-бронзит-плагиоклазовый кумулат – ритмическая единица, в которой преобладает плагиоклаз.

Части разреза расслоенной группы, в которых формировались определённые минералы кристаллического осадка или их ассоциации, называются *зонами* (*мегаритмами*). Наилучшими признаками для деления расслоенной группы на зоны служит появление и исчезновение кумулативных минеральных фаз.

Для объяснения происхождения полосчатости предложено много гипотез. Главнейшие из них составляют три группы:

1. Ликвационные гипотезы – расщепление однородной магмы в жидком состоянии (до кристаллизации первых твёрдых фаз) на две или несколько несмешивающихся жидкостей и кристаллизация из них полос разного состава.

2. Гипотезы кристаллизационной дифференциации с фракционированием твёрдых фаз. Существо их состоит в отделении и концентрации выделившихся из магмы кристаллов и образовании из них полос разного состава. В эту категорию включаются процессы:

а) осаждения или всплывания кристаллов (гравитационная дифференциация);

б) образования скоплений кристаллов в процессе движения магмы (кинематическая дифференциация);

в) всплывания кристаллов с одновременным движением не в вертикальном направлении (гравитационно-кинематическая дифференциация).

3. Гипотеза затвердевания, по которой главнейшее значение имеет температурный фактор, а кристаллизация происходит в условиях полностью изолированной магматической камеры.

В качестве основных причин, приводящих к кристаллизационной дифференциации можно назвать переохлаждение расплава, диффузия магмы, изменение теплового режима, конвекционные токи и гравитация.

4.3.4. Изучение прототектоники интрузивных пород

Интрузивные геологические тела проходят ряд этапов в своём развитии. Ранние этапы характеризуются формированием структурных элементов, свойственных для жидкой и вязкой консистенции застывающей магмы, а также для застывшей магмы. На этих этапах развития интрузивные тела приобретают ряд особенностей внутреннего строения, получивших название прототектоники. *Прототектоникой* называется первичная магматическая тектоника интрузивного тела, возникшая вследствие движения жидкой или вязкой магмы, и в процессе её остывания. Прототектоника находит своё выражение в линейных и плоскостных структурах движения, а также в трещинах.

Текстуры стадии течения

Линейные структуры течения в изверженных породах выражаются в параллельно-линейной ориентировке содержащихся в них: 1) кристаллов удлинённой формы; 2) скоплений темноцветных минералов, шлиров и др.; 3) «волокистости» (рис. 4.24-4.26).

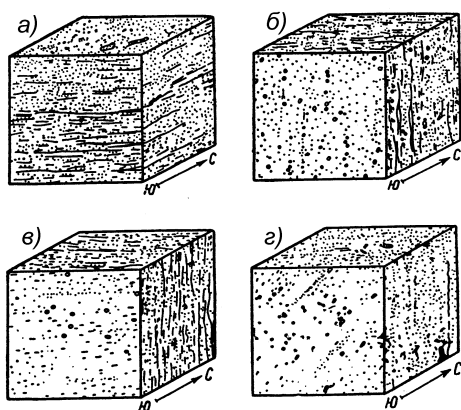


Рис. 4.24. Различные соотношения между первичной линейностью и полосчатостью.

а – горизонтальные линии течения и горизонтальная полосчатость; б – вертикальная полосчатость и вертикальные линии течения; в – вертикальная полосчатость и горизонтальные линии течения; г – вертикальная полосчатость и наклонные линии течения.

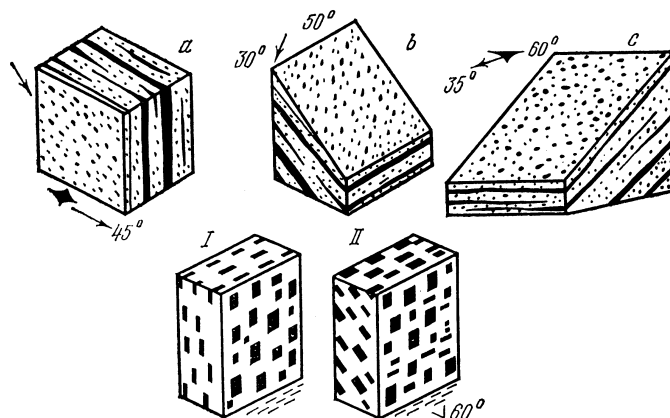


Рис. 4.25. Плоскостные и трахитоидные директивные текстуры (идеализированные схемы по А.А. Полканову).

а, б, с – первично-полосчатые текстуры; I, II – плоскопараллельные (план-параллельные) текстуры. Стрелки и цифры – элементы залегания текстур.

- Параллельно-линейная ориентировка кристаллов (роговых обманок, пироксенов, полевых шпатов) удлинённой формы возникает при направленном (ламинарном) движении магмы. Удлиненные кристаллы ориентируются вдоль потока параллельно друг другу. Подобная структура породы характерна для трубообразных и штокообразных интрузивных тел, имеющих крутопадающие боковые контакты с вмещающими породами

- Линейный параллелизм скоплений темноцветных минералов возникает при обособлении этих минералов в тонких веретенообразных участках, имеющих длину от единиц до десятков см. Отдельные кристаллы в этих скоплениях могут иметь как параллельную оси скопления, так и иную ориентировку. Если преобладают не параллельные ориентировки, скопление по форме приближается к шпирам.

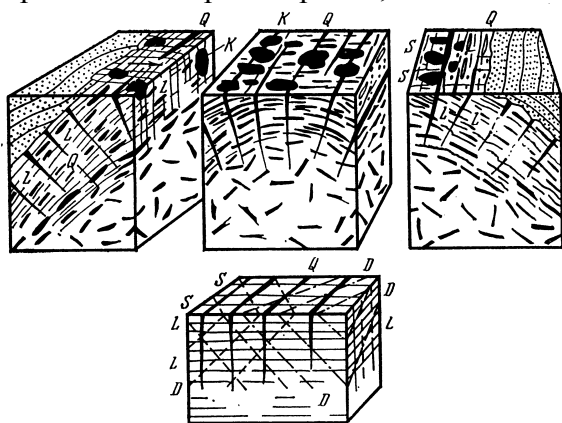


Рис. 4.26. Блок-диаграмма внутреннего строения интрузивного массива, показывающая соотношения между двумя типами директивных текстур и системами трещин (по В.Н. Павлинову).

Таблитчатые минералы, ксенолиты (К) и шпир ориентированы в вертикальной плоскости и характеризуют плоскость течения. Линейно-вытянутые минералы ориентированы горизонтально и образуют линии течения. В соответствии с ориентировкой плоскости течения располагаются первичные трещины: продольные (S), поперечные (Q), пластовые (L) и вторичные (тектонические?) диагональные (D).

разных направлениях, но параллельны плоскости, то такая текстура называется *трахитоидностью* (рис. 4.25).

- Параллельная «волокистость» в интрузивных породах появляется в результате закономерной ориентировки кристаллов полевого шпата в направлении движения магмы. Из-за этой скрытой «волокистости» изверженная порода становится анизотропной, легче раскалываясь в направлении «волокистости».

Плоскостные параллельные структуры течения выражаются в параллельной ориентировке плоскостей: 1) таблитчатых фенокристаллов (рис. 4.25); 2) шпиров; 3) ксенолитов; 4) слоёв равномернозернистых пород (4.24-4.26).

- Параллельно-плоскостная ориентировка фенокристаллов характеризуется вытянутыми параллельно друг другу по направлению движения магмы таблитчатыми минералами (например, полевым шпатом). Если таблитчатые минералы ориентированы в

- . Параллелизм шлиров – наиболее хорошо заметная особенность плоскостных «структур движения». Шлиры представляют собой обособившиеся плоские, сильно вытянутые, линзовидные участки интрузивной породы, отличающиеся от основной массы минералогическим и петрографическим составом. Наиболее часто встречаются шлиры, обогащённые темноцветными минералами.

- . Параллельная ориентировка ксенолитов характерна для краевых зон интрузивных тел, в которых довольно часто находится их большое количество. Ксенолит – обломок вмещающих пород. Эти ксенолиты подвергаются частичной либо полной ассимиляции магмой и приобретают форму уплощённых линз, ориентированных параллельно друг другу и контактовым поверхностям. При изменении направления движения магмы они также как и шлиры могут деформироваться и образовывать псевдоскладки движения.

- . Параллельные «слои» – полосы равномернозернистых пород возникают при послонном течении магмы разного состава в отдельных участках магматического очага. Они возникают в основном в приконтактных зонах интрузий, хотя могут встречаться и в центральных. Ориентировка удлинённых кристаллов в таких «слоях» движения может быть как параллельной, так и разнообразной.

Следствием существования плоскостных параллельных «структур течения» является полосчатость интрузивных пород. Первичная полосчатость располагается параллельно поверхности контакта. Линии течения почти всегда совпадают с направлением максимального растяжения магматических масс в период течения. Линейность располагается параллельно направлению течения. Первичная полосчатость и линейность нередко отчетливо развиты в жилах интрузивных пород, в которых они ориентированы параллельно ограничивающим жили поверхностям.

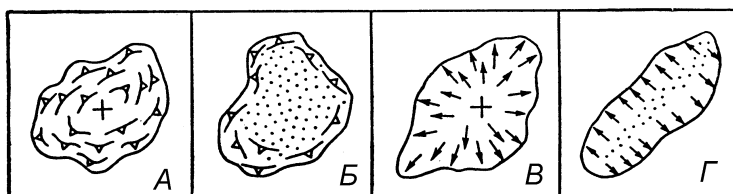


Рис. 4.27. Схемы структурных типов интрузивных массивов по Р.Болку (плановое изображение).

А – купол полос течения; Б – свод полос течения (центральная часть тела состоит из массивных пород); В – купол линий течения; Г – свод линий течения.

Описанные выше первичные текстуры стадии течения образуют характерные узоры. Р.Болк, изучавший батолиты от 16 до 32 км в поперечнике, отметил, что среди них встречаются четыре основных типа (рис. 4.27): 1 – массивы, в которых слои течения образуют купола (купола из слоёв течения); 2 – массивы со сводами (арками) из

слоёв течения; 3 – массивы с куполами линий течения; 4 – массивы со сводами линий течения.

Текстуры переходной стадии

Когда магма близка к консолидации и только небольшая часть её находится в жидком состоянии, образуются особые текстуры, не похожие на текстуры, которые образуются в жидкую фазу. Эти текстуры характеризуются появлением флексур и сколов, которые позднее заполняются пегматитами или грубозернистыми гранитами (в случае гранитного состава магмы).

Флексуры образуются при дополнительном течении в процессе осложнения плоскостных текстур течения. Они напоминают складки волочения. По ним можно определять направление относительного движения, подобно тому, как применяются и складки волочения.

По мере затвердевания магмы, течение происходит с большим трудом и, в конце концов, образуются разрывы. Плоскостные текстуры течения нарушаются маленькими сколами, в которых концентрируются остаточные жидкости (расплавы). Поскольку они как обычно обогащены газами и флюидами, то в них кристаллизуются более крупные и

низкотемпературные минералы. Границы этих участков зачастую не чёткие. Эти структуры свидетельствуют о первичности полосчатых и плоскостных структур течения.

Текстуры твёрдой стадии становления интрузива

Уже на стадии остывания и затвердевания магмы интрузив вступает в трещинную стадию развития. Начало образования трещин происходит ещё на более ранней стадии, когда трещины в вязкой магме приводят к обособлению в ней шлиров. По мере затвердевания магматического материала влияние возникающих трещин на строение интрузии всё более усиливается. Вначале трещины появляются во внешней оболочке массива, затем проникают во вмещающие породы и в ядерную часть массива.

По мере затвердевания магматического материала в интрузии возникает система, состоящая из трёх рядов взаимно перпендикулярных (поперечных, продольных и «пластовых») и нескольких рядов по-разному ориентированных плоскостей (диагональных, краевых и др.) разрывов (рис. 4.28 - 4.30).

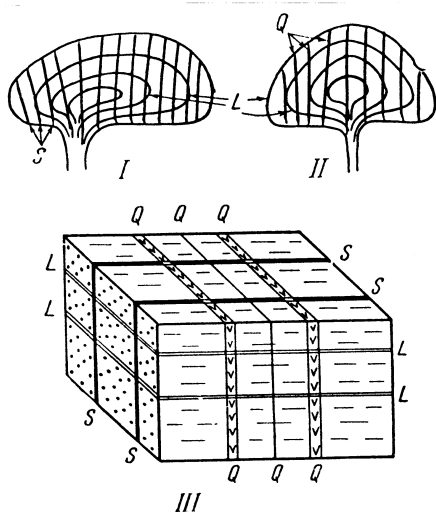


Рис. 4.28. Взаимоотношения элементов линейной структуры гранита с трещинами.

I – продольный разрез интрузива; II – поперечный разрез интрузива; III – отдельный структурный блок из верхней части интрузива;

L – пластовые трещины; S – трещины сжатия (продольные); Q – трещины разрыва (поперечные) с минеральными заполнителями. Чёрточками показаны линейные элементы интрузива.

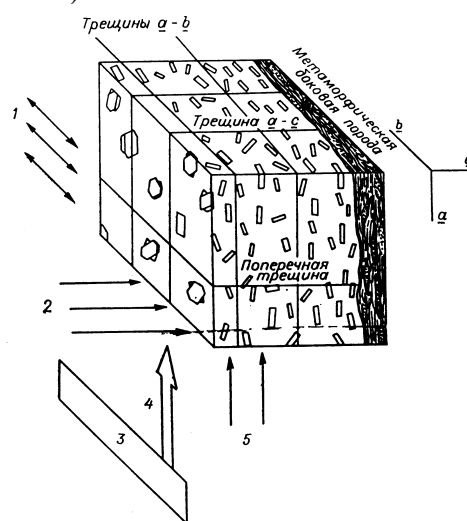


Рис. 4.29. Связь первичных трещин с первичными структурами течения, по Хатчисону (Hutchison, 1956).

1 – подчинённое движение на стадии течения с периферическим растяжением во время внедрения; 2 – боковое движение кристаллизующейся магмы во время движения по α ; 3 – структура плоского течения; 4 – линейность; 5 – главное направление движения магмы на стадии течения.

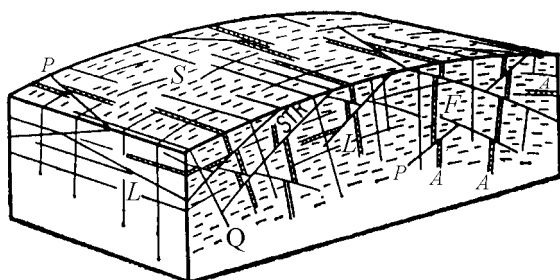


Рис. 4.30. Блок-диаграмма Г.Клооса с главными системами (типами) трещин в батолите.

Трещины: Q – поперечные, S – продольные, L – пластовые (пологолежащие), P (STR) – диагональные или плоскости растяжения (пологие сбросы).

F – линейные текстуры течения.

A – дайки аплитов по трещинам Q и L..

Поперечные трещины (□) – трещины растяжения (разрыва), ориентированные перпендикулярно к линейной ориентировке. Там, где линейная ориентировка вертикальна, поперечные трещины горизонтальны, а при горизонтальной ориентировке линейности – вертикальны. Поперечные трещины могут быть заполнены дайками различного состава, пегматитами, кварцевыми жилами или гидротермальными минералами (хлоритом, эпидотом, мусковитом, кварцем, флюоритом, пиритом и др.).

Продольные трещины (S) – трещины сжатия, ориентированные параллельно линейной ориентировке, крутозалегающие и расположенные перпендикулярно по отношению к поперечным трещинам. Они развиваются хорошо тогда, когда линейная ориентировка имеет небольшое погружение.

Имеют более грубую поверхность и более протяжённые, чем поперечные трещины и прожилки гидротермальных минералов в них более тонкие. Могут быть «залечены» аплитами, пегматитами и дайками различного состава.

«Пластовые» или *контактовые трещины (L)* – трещины, располагающиеся параллельно структурам движения и часто имеют горизонтальное положение. Плоскости этих трещин неровны, изобилуют крупными и мелкими неровностями. Обычно плоскости трещин *L* выявляются в зоне выветривания, где порода приобретает ясно выраженную пластовую отдельность. Эти трещины, подобно другим, могут быть пустыми, а могут быть и заполнены гидротермальными минералами, аплитом, пегматитами и дайками различного состава. Когда они не заполнены, их трудно отличить от сланцеватости. Образовались они, вероятно, при уменьшении магматического давления.

Диагональные трещины (P) – трещины скалывания, располагающиеся примерно под углом 45° к простиранию линейной ориентировки. Поверхности трещин в основном ровные и гладкие, но иногда на них отмечаются штрихи и борозды скольжения, что может свидетельствовать о перемещениях фрагментов вдоль этих трещин. Они могут быть пустыми, либо заполненными прожилками гидротермальных минералов, или, наконец, дайками.

Краевые трещины (рис. 4.30) трещины растяжения, падающие под углом 45° внутрь интрузива. Они образуются в боковых породах плутона под действием пары сил, возникающей в результате давления поступающей и ещё достаточно жидкой магмы на затвердевшие боковые породы.

В процессе становления массива, кроме выше указанных разрывов, в боковых породах плутона в условиях растяжения кровли могут возникать *пологопадающие сбросы* гравитационного типа, называемые *плоскостями растяжения*, и – *краевые надвиги* (краевые крутые надвиги) (рис. 4.30). Иногда они могут быть выполнены кварцевыми жилами, аплитами, пегматитами и дайками разного состава.

Методика изучения и анализа трещин была описана ранее в разделе «Трещиноватость». Прослеженные трещины наносятся на структурную карту плутона при помощи стандартных условных знаков, рекомендованных в соответствующих инструкциях (рис. 4.33).

Структурный блок

Для наглядного изображения взаимоотношений между структурами течения и первичными трещинами Г. Клоос предложил простую модель – *структурный блок*. Она очень проста и вместе с тем очень удобна при решении различных вопросов структурного анализа интрузивных тел. В простейшем случае – это коробка спичек с начерченными на её стенках структурными элементами. Широкая стенка коробки соответствует поверхности первичной полосчатости и первичным трещинам, параллельным пластовым. Спички в коробке соответствуют линейности в интрузивном теле. Поверхности коробки, перпендикулярные спичкам, – поперечные трещины, а узкие поверхности – продольные трещины. Диагональные трещины тогда следует нарисовать так, чтобы биссектрисой двугранного угла между ними были поперечные трещины.

Встречаются различные случаи положения структурного блока в интрузиве с полосчатостью и линейностью. Вертикальное положение типично для вертикальных интрузивов, а при горизонтальном – плутон относится к горизонтальным. Определение положения структурного блока в различных частях интрузивного тела является одной из важнейших операций при структурном анализе интрузивных тел.

Для статистической обработки структурных данных можно использовать «розы-диаграммы», но наиболее удобными и информативными являются стереографические равноплощадные сетки Ламберта-Шмидта, Каврайского и др. Для изотропных тел статистическая обработка структурных элементов не имеет смысла. У анизотропных интрузивных тел анизотропия может быть разной, поэтому, в первую очередь, нужно

определить к какому типу анизотропии относится массив. В грубом приближении можно выделить два типа анизотропии интрузивных тел (4.31).

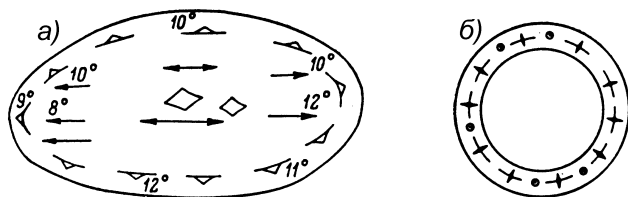


Рис. 4.31 Различные типы анизотропии интрузивных тел (в плане).

а – структура интрузивного тела характеризуется выдержанным положением структурного блока в пространстве;
б – положение структурного блока в различных участках интрузивного тела меняется.

В первом типе (на примере батолита) положение структурного блока при его перемещении не меняется, а во втором (на примере кольцевой дайки) – положение структурного блока будет меняться при продвижении в направлении, параллельном стенкам дайки (при постоянстве линейности и поперечных трещин будет меняться положение полосчатости и продольных трещин). К

интрузивным телам с анизотропией второго рода, кроме кольцевых даек, относятся штоки и центральные интрузии.

Пример построенной структурно-петрологической карты приведён на рис. 4.32, а необходимый набор условных знаков структурных элементов приведён на рис. 4.33.

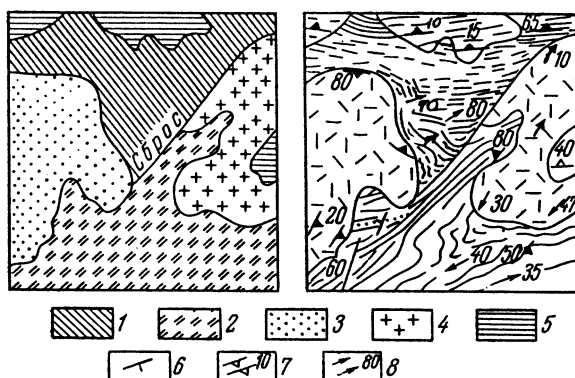


Рис. 4.32. Геологическая (слева) и структурно-петрологическая (справа) карты одного и того же кристаллического массива (по Р. Болку).

1 – гнейсы; 2 – сланцы; 3 – сиениты; 4 – граниты; 5 – туфы; 6 – направление трещин; 7 – направление плоскостей течения и сланцеватости; 8 – направление линий течения. Штрихи – простирающие линии течения и гнейсовидность. Сплошные линии – простирающие сланцеватости.

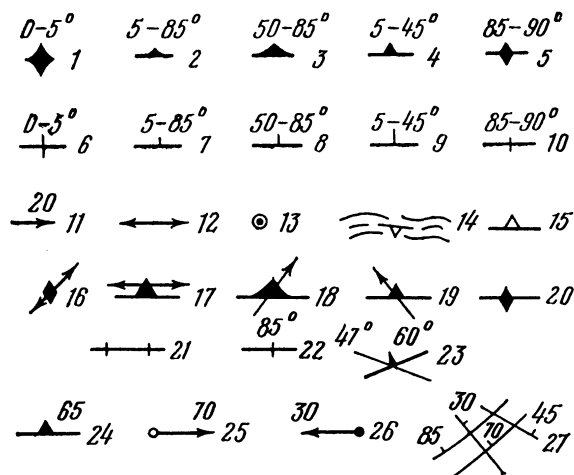


Рис. 4.33. Условные обозначения структурных элементов пород на структурно-петрологических картах и разрезах.

1-5 – первичная полосчатость при различных наклонах к горизонту; 6-10 – первичные трещины; 11-13 – линии течения; 14 – флюидальные плоскостные текстуры; 15 – трахитоидные и полосчатые плоскостные текстуры; 16-20 – соотношение между линейностью и полосчатостью; 21-22 – линии течения (21 – горизонтальные, 22 – наклонные); 23 – сланцеватость, зеркала и борозды скольжения; 24 – залегание поверхностей кливажа и сланцеватости; 25 – ориентировка шарниров мелких складок; 26 – ориентировка минеральной линейности в метаморфических породах; 27 – элементы залегания трещин.

Глава 5: Геологическое картирование вулканических пород

Вулканические породы широко распространены в земной коре и встречаются среди комплексов горных пород, образовавшихся, начиная с раннего архея вплоть до современного времени. Образовывались они в рифтах континентов и океанов, в складчатых областях и в зонах эндогенной активизации платформ. В зависимости от химического состава вулканические породы подразделяются на: ультраосновные (пикриты), основные (базальты), средние (андезиты), кисло-средние (дациты и риодациты), кислые (риолиты), субщелочные фельдшпатоидные (трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты и др.), субщелочные безфельдшпатоидные (трахиты, щелочные трахиты и трахидациты и др.) и щелочные (щелочные пикриты, мелилититы, нефелиниты, фонолиты и др.) и прочие промежуточные по составу породы.

С вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями связаны месторождения сульфидных руд, чёрных металлов, фосфатов, неметаллического сырья, стройматериалов и др. Ход вулканического процесса зависит от газового режима, химического состава поступающей магмы и тектонических процессов, предшествующих и сопутствующих этому процессу. Вулканические породы по способу образования можно подразделить на эффузивные, эксплозивные и экструзивные породы.

Эффузивные породы образуются при излиянии и растекании по земной поверхности магматического расплава, т.е. *лавы и лавобрекчии*.

Экструзивные породы образуются при выдавливании лавы кислого или среднего состава на поверхность в вязком или затвердевшем состоянии в виде валов, куполов или шпилей. При извержении лав основного состава преобладают лавовые излияния, а при извержениях более вязких кислых лав большую роль играют продукты эксплозивной деятельности, если в них содержится в большое количество летучих компонентов, и экструзии, если процесс извержения менее динамичен.

Эксплозивные (взрывные) породы образуются при выбросе в воздух (или в водный бассейн) под большим давлением магматического материала, насыщенного газами и парами воды, которые при возникающем резком перепаде давления разбрызгивают и распыляют магму, и дальнейшем оседании на поверхности или на дне бассейна.

Вулканические породы – один из наиболее сложных для изучения объектов в геологии. Эту сложность определяют ряд факторов.

1. Многообразие сложенных ими геологических тел. Во-первых, вулканогенные породы слагают хорошо стратифицированные толщи и соответственно пластообразные тела. Во-вторых, они образуют разнообразные по форме интрузивные субвулканические тела. Это предполагает двойственность в методическом подходе к изучению вулканитов – использование методик исследования осадочных и интрузивных пород одновременно.

2. Сложность полевой диагностики вулканитов, поскольку чисто магматические эффузивные породы в большинстве случаев скрытокристаллические, что затрудняет привлечение минералогических критериев при их определении, а наиболее распространённая в природе группа – вулканокластические породы – представляет собой механические смеси магматической и осадочной составляющих, процентное соотношение которых варьирует, и выяснение их роли, необходимое для определения породы, весьма затруднено.

3. Большая изменчивость признаков и характеристик пород и слагаемых ими тел, что является отражением фациальной пестроты.

5.1. Вулканические аппараты и их строение

Извержения вулканических продуктов происходит из вулканических аппаратов – вулканов, строение которых сложно и разнообразно. *Вулканы* – это возвышающиеся над окружающей местностью сооружения, построенные из пород извергавшейся магмы.

5.1.1. Элементы вулканического аппарата

Главные структурные элементы вулкана – жерло, конус, кратер и кальдера.

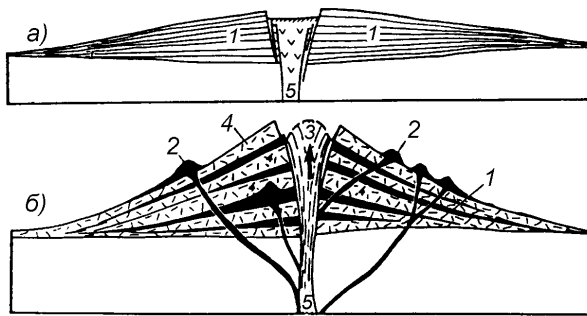


Рис. 5.1. Разрезы щитового вулкана (а) и стратовулкана (б).

1 – лавы; 2 – паразитические центры извержения;
3 – экструзивный купол; 4 – слои пирокластического материала; 5 – жерло вулкана.

сложено туфами, лавой, кластолавой, а также частично или полностью кристаллическими магматическими породами. И это столбообразное тело называется *некком*.

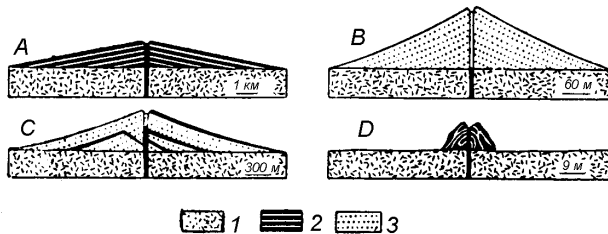


Рис. 5.2. Вулканические конусы.

А – лавовый конус, В – пирокластический конус,
С – сложный конус,
D – экструзивный шипообразный конус (*горнито*).
1 – довулканические породы; 2 – лавы;
3 – пирокластические породы

также *стратовулканами*, состоят из перемежающихся слоёв лавы и пирокластического материала (рис. 5.1б). На склонах главного конуса могут быть мелкие дополнительные или паразитические конусы.

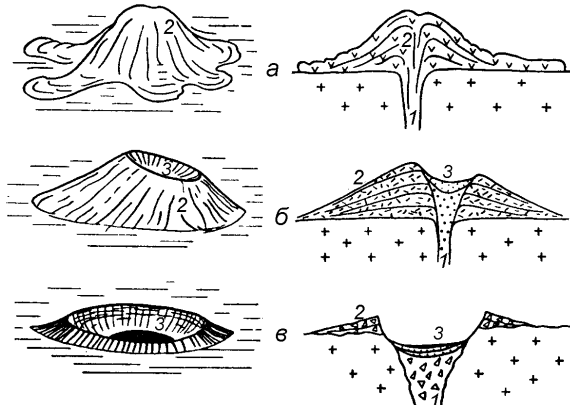


Рис. 5.3. Типы строения моногенных вулканов.
а – моногенный лавовый вулкан; б – шлаковый конус; в – взрывная воронка (*маар*).
1 – жерло вулкана; 2 – конус; 3 – кратер.

метров. На дне кратера, засыпанном пирокластическим материалом, могут находиться *бокки* (отверстия на дне кратера, откуда происходят слабые извержения), *фумаролы* (выходы из трещин горячего вулканического газа и пара в виде струй или спокойно парящих масс), *сольфатары* (источники пара, содержащие сероводород или сернистый

Жерло вулкана – вертикальный или почти вертикальный канал, соединяющий магматический очаг вулкана с поверхностью земли, где жерло заканчивается кратером (рис. 5.1). Логичнее называть жерлом вулкана только верхнюю часть подводящего канала. Форма жерл вулканов центрального типа близка к цилиндрической. От магмоподводящего канала в теле вулкана могут отходить второстепенные выводные каналы в стороны, давая начало боковым кратерам. Жерло вулкана может быть

Конус вулканический (рис.5.2) – вулканическая постройка, имеющая форму конуса со срезанной вершиной, сформированная вокруг жерла из вулканических пород. Крутизна склона конуса обусловлена соотношением эффузивных и эксплозивных пород и их составом. Выделяются пирокластические или эксплозивные лавовые конусы, экструзивные (иглы, обелиски и др.) купола и сложные или комбинированные конусы. Сложные конусы, называемые

Кратер вулканический (рис. 5.3) – впадина в виде чаши или воронки, образовавшаяся в результате активной, преимущественно эксплозивной деятельности вулкана. Кратер тесно связан с жерлом и вообще вулканическим каналом и генетически неотделим от них. Первичная форма кратера, в которой соединяются понятия вулкана и кратера называется *мааром*, т.е. это зарождающиеся вулканы, представленные кратером взрыва с пологим дном, которые не имеют ещё конуса, либо конус очень маленький. Поперечник кратера редко превышает 2-2.5 км, а глубина – от нескольких десятков до нескольких сотен

газ) и горячие источники. Кроме главного кратера могут быть многочисленные паразитические кратеры на склоне вулкана.

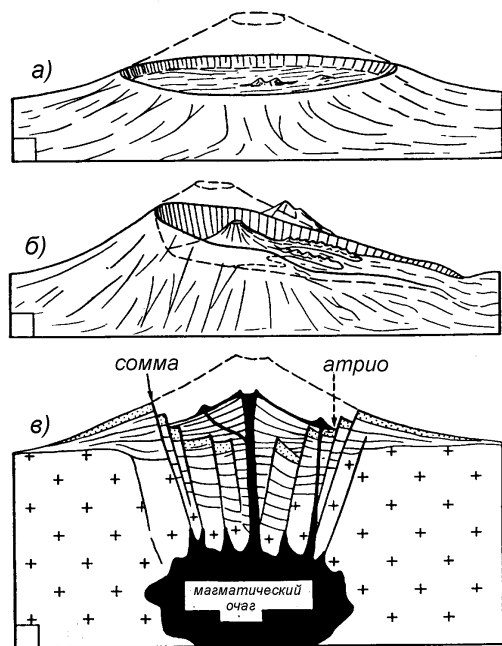


Рис. 5.4. Морфология и внутреннее строение кальдер.

а – закрытая (концентрическая) кальдера Нгоронгоро в Танзании диаметром 20 км; б – открытая (эксцентрическая) кальдера Меру в Танзании диаметром около 7 км; в – схематический разрез кальдеры с молодым вулканом внутри.

Кальдера – циркообразная впадина с крутыми стенками и с более или менее ровным дном, образовавшаяся не в результате активной деятельности вулкана, а после неё вследствие провала вершины вулкана, а иногда и прилегающей местности (рис. 5.4). Образуются кальдеры в результате уменьшения давления или истощения магматической камеры и последующего проседания накопленных вулканогенных образований обычно по кольцевым разломам. Размеры кальдер до 10-15 км и более в поперечнике. Они подразделяются на кальдеры *оседания*, *обрушения* и *провальные*. Кроме того, выделяются кальдеры *взрывные*, когда явления обрушения и оседания имеют второстепенное значение, и *кальдеры-вулканы*, образовавшиеся на месте древнего вулкана.

Кальдеры, образовавшиеся в современное время, бывают окружены валом, называемым *соммой*. Она сложена вулканическими породами и имеет пологую внешнюю и крутую внутреннюю поверхности. Кольцевые долины (депрессии) в кальдере, обусловленные кольцевыми разломами и расположенные между

соммой и молодым вулканом у двойных вулканов называются *атрио* (рис. 5.4в).

Вулканно-тектонические кальдеры проседания – это крупные структуры, часто ограниченные кольцевыми разломами, в которых кроме вулканогенного эффузивного и эксплозивного материала могут накапливаться континентальные, озёрные и морские осадки, а также формироваться силловый и дайковый комплексы. Примером такой структуры на Кольском полуострове является Контозёрская кальдера проседания диаметром около 8 км.

Кальдеры скрыто-вулканического типа представляют собой округлые депрессии, диаметр которых от 1.5 до 25 км, а глубина от 50 до 500 м. Происхождение их не вполне ясно, особенно, когда в них вулканогенный материал присутствует в небольшом объёме.

Вулканно-тектонические структуры поднятия встречаются редко. Они образуются над магматической камерой или при давлении магмы в процессе перемещения её в верхние зоны земной коры. Если магма не достигает поверхности, то образуются гипабиссальные тела караваеобразной формы, например *лакколиты*.

5.1.2. Разновидности вулканов и их строение

Все вулканы по форме жерла и морфологии постройки подразделяются на вулканы *центрального* и *линейного* типа (рис. 5.5), которые, в свою очередь, по сложности строения разделяются на *моногенные* и *полигенные*.

Моногенные постройки центрального типа в большинстве своём связаны с полигенными вулканами и представляют собой вулканы второго порядка. Представлены они *шлаковыми конусами* или *экструзивными куполами* и сложены они, как правило, породами близкого состава.

Полигенные вулканы центрального типа по геологическому строению и форме подразделяются на *стратовулканы*, *щитовые*, *куполовидные* и *комбинированные*, представляющие комбинацию перечисленных вулканических построек. В свою очередь

эти постройки могут быть осложнены вершинной или периферической, по отношению к вулкану, кальдерой.

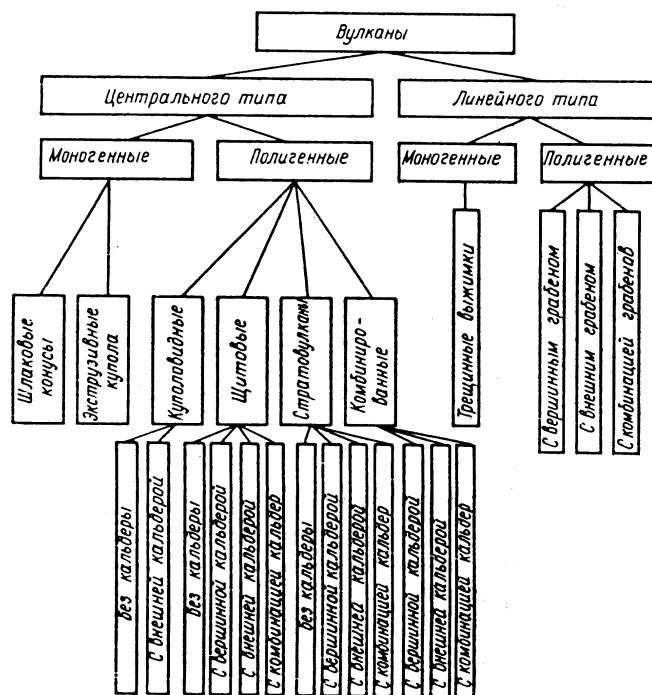


Рис. 5.5. Классификация вулканов, по В.В.Донских и В.Н.Залепугину (1989)

Стратовулканы – это когда в полигенных вулканах центрального типа, вокруг жерла развивается чётко выраженный, пологий (либо крутой) слоистый конус крутизной склона 20-30°, сложенный переслаивающимися лавами, туфами, лавовыми брекчиями, шлаками, шлаколавами, а также осадочными породами морского или континентального происхождения (рис. 5.1.6). Эти породы могут покрывать склоны постройки неравномерно, а их мощность убывает по мере удаления от центра извержения. Стратовулканы достигают в поперечнике 60-80 км и 6-8 км в высоту, а его строение зависит в значительной мере от состава лав и от количества паразитических кратеров, количество которых может достигать десятков. Основные лавы менее

вязкие по сравнению с кислыми лавами, и, растекаясь на более значительные расстояния, образуют менее крутые постройки (не круче 10°).

Щитовые вулканы представляют собой относительно простые невысокие вулканические постройки (рис. 5.1а), сложенные главным образом базальтами с поперечными размерами до нескольких десятков км и склонами не круче 3-5° (например, вулканы Цхун в Армении, Узон на Камчатке и т.д.).

Куполовидные вулканы или **вулканические купола** и строению весьма разнообразны по форме (от слабо заметных выпуклых структур до пиков в сотни метров высотой) и по строению (по рисунку флюидальности) – от правильных форм луковичного, веерообразного, воронкообразного строения до сложных завихрений (рис. 5.6). Купола могут неоднократно прорываться последующими порциями лавы или в процессе неравномерного выжимания заключать зоны брекчирования, а также обладать сложными комбинациями этих неоднородностей. Экструзивные и протрузивные купола, прорывая вулканогенные толщи, захватывают монолиты этих пород, частично оплавливают их, усложняя тем самым своё строение.

Геологическая позиция куполов обусловлена характером вулканизма, типом магматических очагов, приуроченностью к различным типам вулканических построек и отношением к магматическим очагам. Базальтовый вулканизм способствует на щитовых вулканах формированию бескорневых куполов, а на стратовулканах – одиночных и групповых куполов, расположенных как в центральной части вулкана, так и по периферии. При извержении дифференцированных (контрастных) вулканитов возникают купола весьма разнообразного строения, формы и генезиса. Кислый и средний вулканизм способствует появлению экструзивных и протрузивных куполов. При образовании крупных кальдер и кольцевых вулканно-тектонических структур купола очень часто располагаются вдоль кольцевых разломов и оконтуривая близповерхностные магматические очаги. Иногда экструзии располагаются в пределах всего поля близповерхностной интрузии.

Вулканические купола можно разделить на три группы: 1 - купола без видимой связи с интрузией; 2 - сформированные над интрузией; 3 - бескорневые вулканические купола.

• *Вулканические купола без видимой связи с интрузией – эффузивные* (периклинальные и луковичные симметричного или асимметричного строения), *экструзивные* (грибообразные и веерообразные или воронкообразные) и *протрузивные* (пикообразные и метлообразные) (рис. 5.6). В качестве примера пикообразного купола можно привести «Иглу» пироксеновых андезитов вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника. После катастрофического извержения 8 мая 1902 г. игла, появившаяся в октябре 1902 г, достигла к маю 1903 г. высоты около 345 м. Её диаметр в основании составлял около 135 м. Она могла бы иметь высоту около 850 м, если бы не была разрушена в период извержения в 1905 г. Метлообразный купол Сеулич на Камчатке за три года (1946-1948 г.г.) вырос на 600 м над кратером при поперечнике внизу около 1 км, а сверху около 0.5 км. Скорость роста блоков варьировала от 1 до 15 м в сутки.

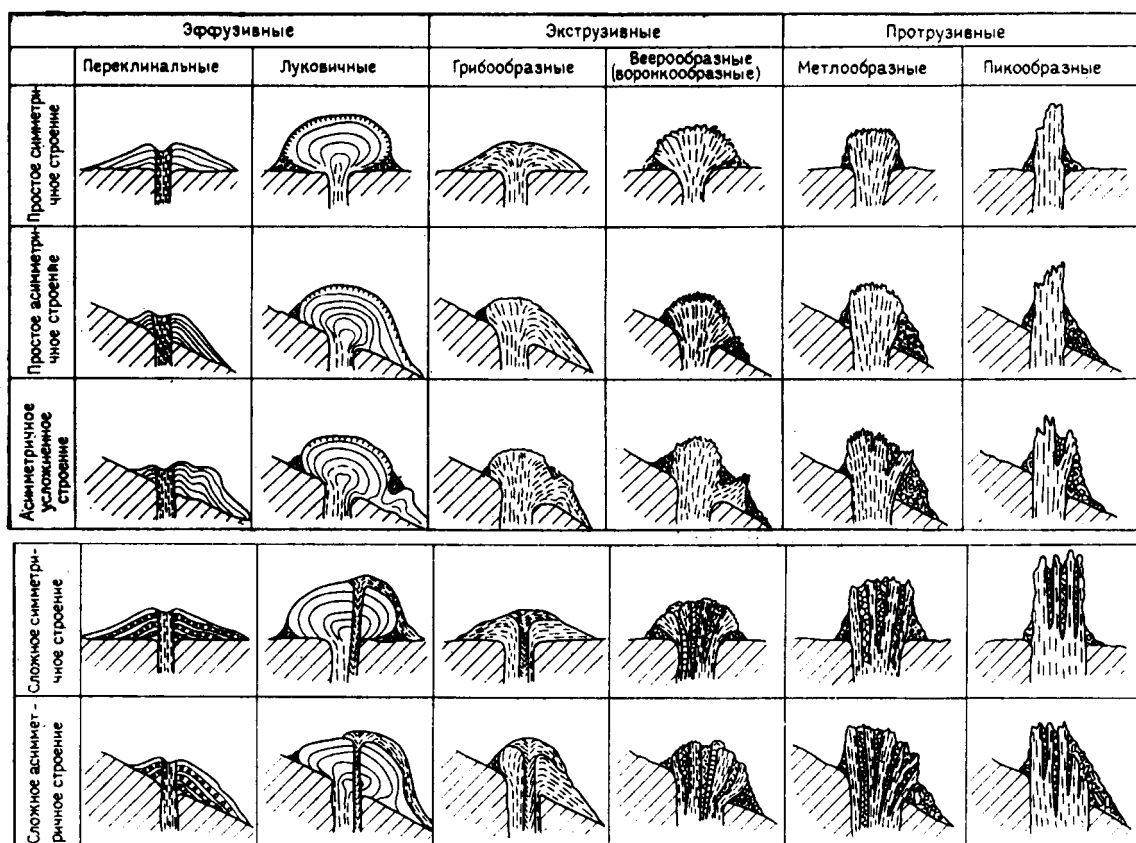


Рис. 5.6. Схема моделей эффузивных, экструзивных и протрузивных куполов, по Е.Ф.Малееву (1980).

• *Вулканические купола, сформированные над интрузией*, это – положительные структуры, в которых наблюдается вниз по разрезу переход от эффузивов к интрузивным породам. Высота приподнятых структур может достигать 800 м. Они широко развиты в вулканических поясах Камчатки, Урала, Кавказа, Средней Азии и т.д.

• *Бескорневые вулканические купола* могут быть двух типов: 1 – выжатые порции лавы на лавовых потоках; 2 – деформированные (изогнутые) лавовые потоки, образующие полусферы, и возникшие при излиянии перед преградой как куполовидные нагромождения лав или как вытекшие из средней части потока остатки лавы, иногда принимающие субвертикальное положение. Купола первого типа небольшие – до 50-70 м, а второго еще меньше – до 10 м. И те и другие встречаются на Камчатке.

Моногенные вулканы линейного типа представлены трещинными выжимками – одноактными трещинными вулканами кислого или среднего состава. К **полигенным вулканам линейного типа** относятся трещинные вулканы, образующие лавовые хребты и лавовые плато, и которые могут быть осложнены вершинными, внешними грабенами или

комбинацией грабенов. Современные излияния трещинного типа, например в Исландии, связаны с линейными аппаратами, имеющими 3-4 км в длину при ширине до нескольких сотен метров. В Армении известно вулканогенное плато, образовавшееся в плиоцен-четвертичное время за счет излияний лав из >10 вулканов, расположенных вдоль двух разломов.

Все типы вулканических аппаратов сопровождаются периодически действующими боковыми или паразитическими подчинёнными кратерами. Например, вулкан Этна окружен 200 боковыми кратерами. Продолжительность вулканической деятельности может быть различной и прерывистой. Например, вулкан Эльбрус является активным на протяжении 3 млн. лет.

5.2 Особенности образования и условия залегания вулканических пород

Основными вещественными элементами, создающимися в результате вулканической деятельности, являются потоки лавы и пирокластические слои. И те, и другие обычно участвуют в строении вулканов, которые образуются в результате центральных извержений, и вулканических плато, образующихся в результате трещинных излияний, и являются *стратифицированными образованиями*.

Классификация (по Е.Ф. Малееву, 1980) стратифицированных вулканитов, т.е. эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород может быть представлена в следующем виде:

1. Эффузивные – лавы и лавобрекчи.
2. Вулканокластические породы: *эффузивно-обломочные* – кластолавовые, лавокластитовые и гиадокластитовые; *эксплозивно-обломочные* (пирокластические) – *туфы* (или пирокластические без посторонних примесей), *ксенотуфы* (или пирокластические с примесью чуждого материала), *ортотуффиты* (или осадочно-вулканокластические).
3. Вулканогенно-осадочные породы: *вулканокласто-осадочные*, *тефроидные* и *вулканогенно-терригенные*.

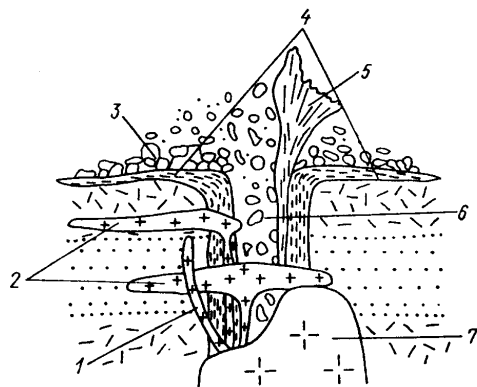


Рис. 5.7. Схема соотношений фаций и субфаций вулканогенных пород, по В.С.Коптеву-Дворникову и др., 1967.

1 – дайки; 2 – силлы и лакколиты; 3 – вулканический конус; 4 – лавовые потоки; 5 – жерловая фация (обелиски); 6 – жерловая фация (купола); 7 – гипабиссальная интрузия.

Кроме вышеперечисленных вулканитов в строении вулкана могут принимать участие *нестратифицированные* (секущие) тела – дайки, силлы, лакколиты, купола и обелиски, неки (жерловые образования) и гипабиссальные интрузии (рис. 5.7).

5.2.1. Лавовые потоки

Лавовые потоки образуются при излиянии магмы на поверхность земли в относительно спокойных условиях (с небольшим взрывом или без него). Они представляют собой пластинообразные тела, мощность которых значительно меньше их горизонтальных размеров. Их морфология и положение обусловлены особенностями рельефа поверхности земли или конуса вулкана. На пологих поверхностях потоки

лавы почти горизонтальны, а на более крутых склонах будут наклонны и резко изменчивы по мощности. В гористой местности, изрезанной оврагами и речными долинами, лавы заполняют любые впадины рельефа в виде узких потоков, нередко сливающихся вместе либо, наоборот, разветвляющихся. При неоднократных излияниях потоки перекрывают друг друга, и молодые потоки могут оказаться гипсометрически ниже более древних. Длина лавовых потоков в зависимости от состава лав и строения рельефа колеблется от

первых десятков метров до 100-120 км. Потоки лав основного состава более подвижны, чем кислые лавы. Узкие лавовые потоки по бортам образуют бортовые валы или валы выдавливания. По строению потоков выделяются *шлаково-глыбовые*, *волнистые* и *массивные лавы* и *туфолавы* (рис. 5.8).

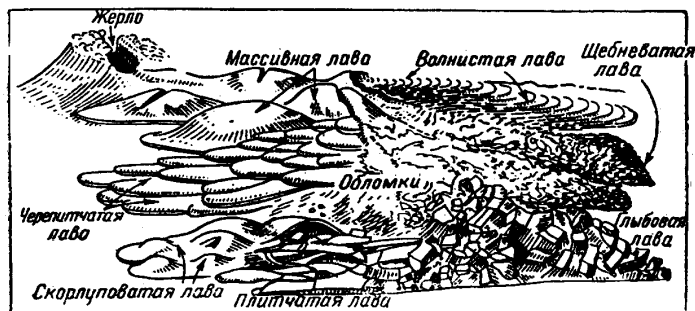


Рис. 5.8. Схема, иллюстрирующая формы залегания лавовых (или эффузивных) пород.

раскалённой лавы, находящейся под ней. Она характерна также для вулканических куполов. *Лава-аа* – лавовый поток, разорванный на отдельные части, неровная шлаковая поверхность которых покрыта маленькими шипами. Она типична для базальтов средней или малой вязкости. От глыбовых лав отличается меньшими размерами обломков (не более 1 м) и неровной поверхностью, а от санторианской лавы – меньшей разобщённостью обломков. *Лава санторианская* – разновидность глыбовой лавы с большими, разобщёнными и спёкшимися глыбами. *Лава агломератовая* – содержит бомбы, пепел, обломки инородных лав и обломки ранее застывшей той же магмы, захваченные лавовым потоком при его движении. *Лава кусковая* – лава, обладающая обломочным строением поверхности. *Щебневатая лава* – обломочного шлаковидного характера с постепенным переходом от щебёнки к шлаку (рис. 5.8).

Волнистые лавы. *Лава волнистая (пахоехое)* – лавовый поток с волнообразной, гладкой и стекловатой, пронизанной порами поверхностью, скрученной в складки при движении лавы. Потоки этой лавы меньше по размеру и текут медленнее аа-лав. Для них характерно образование туннелей. Поэтому в некоторых случаях выделяют *пещеристые лавы* (lava tunnels), в которых под поверхностью потока, за счет оттекания не застывшей лавы из ядерной части потока вниз по склону, образуются пещеры-пустоты или тоннели «тоннели» длиной от 10-15 м до 20 км. Позднее они могут быть заполнены лавой, пирокластическим или осадочным материалом. *Лава дермолитовая* – поток обычно волнистой базальтовой лавы с деформированной поверхностью, напоминающей морщинистую кожу. *Лава канатная* – поток волнистой лавы, морщинистая поверхность которого имеет вид канатов с поперечными размерами от 2 до 15 см. *Лава пехуху* (синоним: *пахоехое* – *pahoehoe*) – поток лавы с волнистой поверхностью. Она, так же как и аа-лава, может образоваться в разных частях одного потока. *Лава черепитчатая, плитчатая* или *скорлуповатая* – лава типа *пехуху*, поверхность которой распадается на плитки и пластинки (рис. 5.8).

Лава подушечная или *эллипсоидальная* (синоним: *лава шаровая* – pillow-lava) – волнистая лава, излившаяся под водой или внедрившаяся в ил на дне моря и представляющая собой скопление округлых тел в виде подушек или шаров, вдавленных друг в друга или вытянутых друг за другом (рис. 5.9, 5.10).

Лава массивная – поток лавы массивного строения и большой мощности (более 3 м). Для неё характерна зональность по вертикали потока, выраженная изменением зернистости пород. Средне-, крупнокристаллические породы внизу потока, а стекловатые и с большим количеством пор или миндалин вверху. Иногда массивные лавы имеют столбчатую отдельность (рис. 5.11). Кроме массивных вулканитов с разной степенью кристалличности, флюидальности и неоднородности, в составе пород, слагающих лавовые

Шлаково-глыбовые лавы.

Лава блоковая или *глыбовая* – поток вязкой лавы с поверхностью, состоящей из полиэдрических глыб размером от 20 см до 1 метра. Она образуется при быстром остывании компактной или слабопористой толстой корки потока, распадающейся на глыбы под действием движущейся ещё

потоки, выделяются эффузивные лавокластиты. *Эффузивные лавокластиты* – автобрекчии, лавобрекчии, кластолавы, лавокластиты, гиалокластиты и туфолавы.

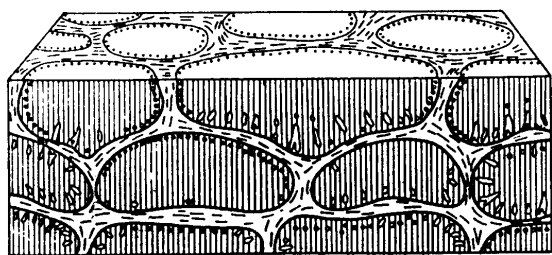


Рис. 5.9. Идеализированная схема пиллоу-лавы. Вид в плане и в поперечном сечении.

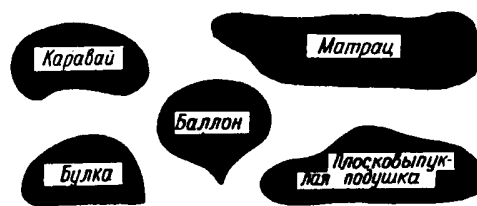


Рис. 5.10. Поперечные сечения наиболее распространенных видов лавовых подушек.

Граница между вулканокластическими и эффузивными породами проходит между лавобрекчиями и кластолавами, различающимися цементом. *Автобрекчии* возникали в результате раздробления ранее застывшей части лавового потока под напором лавы, ещё жидкой внутри потока и последующей цементации этой лавой образовавшихся обломков. *Лавобрекчия* или брекчиевая лава – это сцементированные лавой накопления кусков и глыб литоидной и шлаковой лавы, представляющие нижние и верхние слои лавовых потоков. Цементирующая лава имеет тот же состав, что и обломки. *Кластолава* – лавокластическая порода, общий термин для лав с эруптивными обломками ранее застывшей лавы, отличающейся от цементирующей лавы по составу, структуре, текстуре и цвету. В *лавокластитах* обломки не эруптивного происхождения – они образовались при дроблении изливающейся на поверхность лавы и сцементированы гидрoхимически. *Гиалокластиты* образовались в результате своеобразного подводного дробления лавовых потоков с гидратацией вулканического стекла.

Туфолава или *лава туфовая* – горная порода, занимающая промежуточное положение между лавой и туфом. Основная масса её не отличается от лавы и нередко имеет флюидальную текстуру. Она содержит вытянутые или линзовидные обломки размером до 10 см обычно того же состава, что и цементирующая масса лавы. В связи с неясной природой туфолав существует в литературе большое количество местных и излишних терминов – *этаксит*, *пиперно*, *ассо-лава*, *хай-си*, *сирасу*, *оварит*, *сваренная грязевая лава*, *псевдоигнибрит* и т.д.

В основу дальнейшего деления вулканокластических пород положены петрографические принципы, заимствованные из классификаций изверженных и осадочных пород:

- по вещественному составу – базальтовые, липаритовые и др.;
- по условиям дробления – лавокластитовые, гиалокластитовые и др.;
- по агрегатному состоянию обломков – витрокластические (состоящие из обломков стекла), кристаллические (сложенные обломками кристаллов) и литокластические (состоящие из обломков пород);
 - по типу цементации – спёкшиеся, сцементированные гидрoхимически и рыхлые;
 - по характеру примесей – *туффиты* или *ортотуффиты* (с примесью терригенного, хемогенного и органогенного материала до 50 %) –и *ксенотуфы* (с примесью чуждых обломков фундамента вулкана);
 - в зависимости от размеров присутствующих обломков, сцементированных лавой, подразделяются на агломератовые (>50 мм), псефитовые (2-50 мм) и псаммитовые (2-0,25 мм).

5.2.2. Пирокластические пласты

Пирокластические пласты вулканического происхождения состоят из обломков, имеющих размер от долей сантиметра до нескольких метров. Некоторые обломки состоят из вулканического стекла, образовавшегося из выброшенных в воздух и мгновенно

остывших или частично раскристаллизованных капелек лавы, а некоторые – представляют отдельные кристаллы, ранее возникшие в магме.

Несцементированные пирокластические обломки пород могут быть разделены по размерам и происхождению на вулканическую пыль (< 0.25 мм), вулканический пепел ($0.25-4.0$ мм), лапилли ($4-32$ мм), фьямме (уплощённые и линзовидные обломки стекловатой лавы), шлак (пористые и стекловидные обломки), обломки (>32 мм) и бомбы (от 4 см до нескольких метров). Вулканические бомбы обычно грушевидной, витой или лепёшкообразной формы, покрыты трещиноватой коркой и с пористой массой внутри (рис. 5.11). Если ядро бомбы сложено инородным телом или ранее затвердевшей лавой, то такая бомба называется *бомбой обволакивания*.

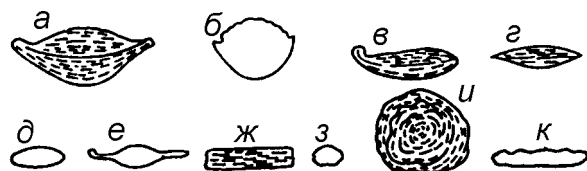


Рис. 5.11. Разные типы вулканических бомб, по Е.Ф. Малееву (1980).

а – двухполюсная веретенообразная; б – поперечный разрез бомбы а; в – однополюсная веретенообразная; г – миндалевидная; д – поперечный разрез бомбы г; е – поперечный разрез бомбы с широким экваториальным выступом; ж – цилиндрическая ленточная; з – поперечный разрез бомбы ж; и – поперечный разрез «коровьей лепёшки»; к – «коровья лепёшка».

К *эксплозивным образованиям*, слагающим вулканокластические или пирокластические пласты, относятся:

- туфы, подразделяющиеся по размеру обломков на агломератовые (>50 мм), крупнопсефитовые или крупнолапиллиевые ($10-50$ мм), мелкопсефитовые или мелколапиллиевые ($2-10$ мм), псаммитовые ($2-0,25$ мм), алевроитовые и пелитовые (<0.25 мм);

- затвердевший (сцементированный) пирокластический материал: туф (угловатые обломки < 4 мм); туфобрекчия (преобладают угловатые обломки < 4 мм, но есть и > 4 мм); вулканическая брекчия (угловатые обломки > 4 мм); агломерат (первично округлые обломки > 4 мм); жерловый агломерат, аналогичен агломерату, но расположен в вулканическом жерле; вулканический конгломерат (в нём обломки округлены под действием водных потоков);

- тефры, сложенные вулканическими бомбами, гравием и песком;

- пемзы, агглютинаты (породы, спекшиеся в плотную каменную массу, скопления всевозможных обломков и заполняющие жерло вулкана и внутреннюю часть шлакового конуса), спекшиеся туфы, игнимбриты и др.

Граница между вулканокластическими (или пирокластическими) и вулканогенно-осадочными породами обусловлена количеством примеси осадочного материала. Она проходит между осадочно-пирокластическими породами или ортотуффитами (пирокластического материала $> 50\%$) и пирокласто-осадочными или паратуффитами (осадочного материала $> 50\%$).

5.2.3. Покровы (покровные и exploзивные фации)

Покровы образуются при излиянии лав или выбросах пирокластического материала на более или менее ровную поверхность суши или морского дна. По составу покровы могут быть лавовые, пирокластические и игнимбритовые.

Лавовые покровы, как правило, образованы из базальтовых лав, которые наименее вязкие и застывают при сравнительно высокой температуре (около 1100°), поэтому они легко изливаются из протяжённых трещин, растекаются на большие расстояния, покрывая большие территории. Площадь лавовых покровов достигает несколько сотен тысяч квадратных километров, например, траппы Сибирской платформы, базальты Деканского плоскогорья в Индии и т.д. Мощность отдельных покровов может быть от нескольких метров до 50 м. Но так как извержения происходят многократно, то суммарная мощность покровов может достигать 1-2 км. Покровы, сложенные средними или кислыми породами меньше по площади и по мощности, чем покровы основных лав.

Пирокластические покровы характерны для наземных извержений взрывного типа. Пирокластический материал может быть выброшен на высоту до нескольких километров, и поэтому его отложение будет происходить на большой площади. Ближе к жерлу вулкана отлагаются крупные обломки, а пепловый материал может быть унесён ветром на сотни километров от места извержения. В толще наземных вулканогенно-обломочных пород отсутствует чёткая слоистость. При их образовании широко развиты явления переноса и переотложения первичного материала водными потоками, обусловленные гравитационным оползанием по склонам и переносами грязево-каменными потоками во время извержения. Они напоминают селевые потоки и называются – *лахары*. Частицы пирокластического материала могут при переносе смешиваться с дезинтегрированным материалом осадочных, магматических или метаморфических пород, образуя, таким образом, туфогенно-осадочные отложения. Всё это создаёт сложное внутреннее строение пирокластических покровов.

В вулканических областях почти не встречаются чисто лавовые или чисто пирокластические покровы. Обычно они переслаиваются, отражая смену типов извержений – эффузивных и взрывных.

Игнимбритовые покровы образуются в результате консолидации пепловых потоков и отложений «горячих туч», возникающих при извержении риолитовой, трахилипаритовой или трахиандезитовой лав, которые богаты летучими компонентами и извергаются обычно очень бурно. Образующиеся при наземном извержении тяжелые раскалённые облака из газов, насыщенных пирокластическими обломками, под большим давлением вырываются из жерла вулкана, и обломки, падая на землю, сплющиваются и «свариваются», образуя *игнимбриты*. Они либо заполняют неровности в рельефе, либо слагают покровы площадью до десятков тысяч квадратных километров. Иногда раскалённая туча, состоящая из обломков и газа, обрушивается на склоны гор большой лавиной. В 1902 г. такие «тучи» за десятки минут уничтожили 28 тысяч человек у подножия горы Пэле на острове Мартиника.

При изучении игнимбритовых покровов Венгрии Г.Панто в 60-ых годах двадцатого столетия выявил вулканические потоки, образовавшиеся из раскалённого газонасыщенного обломочного материала и представляющие нечто среднее между лавовыми потоками и пирокластическими. Для этих пород он предложил два термина – *игниспумит* (вспененная лава) и *поточный туф*. Разделение между ними проведено по агрегатному состоянию дисперсной среды – жидкой флюидальной для игниспумитов и газовой фазе для поточных туфов. Строение игниспумитов может быть зональным (вследствие неравномерного спекания по мощности потока), полосчатым (когда в потоке обломочный материал был не более 10 см в поперечнике) и флюидальным (когда весь материал в процессе сплавления расплющивался и ориентировался параллельно плоскости потока). Вспененные липаритовые лавы, похожие на игниспумиты и имеющие признаки туфолав, выделяются как *игнимульситы*. Спёкшиеся туфы раскалённых пирокластических потоков, описаны на Камчатке как *игниторрениты*.

5.2.4. Экструзивные фации

При экструзивном типе извержения происходит выдавливание лавы, находящейся в вязком или уже затвердевшем состоянии, на поверхность. Форма экструзивных тел зависит от формы вулканического канала, по которому они выдавливаются. Они образуют купола, обелиски, неправильные раздутые тела, которые могут переходить в покровы и потоки лав.

Вулканические породы экструзивные фации располагаются обычно в верхних частях вулканических аппаратов, заполняя жерла вулканов, кольцевые и конические дайки. Представлены они обычно лавами риолит-андезитового и реже андезит-базальтового состава с хорошо выраженной флюидальной или полосчатой текстурой, ориентированной в направлении движения магмы.

5.2.5. Жерловые фации

Вулканические породы жерловой фации – это мелкозернистые или полустекловатые породы, слагающие жерло (верхнюю часть подводящего канала) вулкана и образующих *некк*. В некоторых случаях некки заполнены несортированным пирокластическим материалом (агломератами), пеплом или вулканической брекчией. В глубоко эродированных вулканических аппаратах некки могут быть сложены кристаллическими интрузивными породами.

Кроме основного подводящего канала породами жерловой фации могут быть сложены побочные подводящие каналы моногенных и полигенных вулканов, а в морских условиях – многочисленные субпараллельные дайки (рои даек).

5.2.6. Субвулканические фации

К образованиям субвулканической фации относятся близповерхностные геологические тела, сложенные застывшими, частично или полностью раскристаллизованными лавами без флюидалности, полосчатости и других текстур течения – силлы, штоки, лакколиты, крутые дайки, большая часть которых расположена в образованиях вулканического конуса. По морфологии и характеру залегания эти тела сходны с обычными интрузиями, но отличаются от них эффузивным обликом слагающих их пород и более слабыми контактовыми изменениями. Для большинства субвулканических тел характерна однородность состава, что облегчает их диагностику в полях развития эффузивно-экструзивных и жерловых фаций. Кроме того, породы субвулканических интрузий обычно лишены текстур течения, весьма распространенных в породах эффузивных, экструзивных и жерловых фациях.

5.2.7. Пирокластические и пирокласто-осадочные фации

Пирокластический материал, нередко со следами эоловой сортировки, может покрывать огромные территории. Мощность пирокластических накоплений и их палеоаналогов – туфов быстро убывает по мере удаления от вулканов вместе с уменьшением размеров застывших в воздухе обломков лав. Самый тонкий пепел может переноситься на сотни и тысячи километров.

Вблизи вулканических аппаратов накапливаются глыбы, бомбы, лапиллиевый туф, а также плотные или пористые пемзы. Особенно широко пирокласты развиваются при извержении лав щелочного и кислого состава. Известны палеовулканы, у которых покровные фации вообще отсутствуют и вся извергающаяся магма распылялась и отлагалась в виде пирокластов. Особое место занимают так называемые *лахаровые* отложения – образования, намываемые водными потоками, стекающими со склонов действующих вулканов во время извержения и возникающими за счёт ливней в окрестностях вулканов, таяния снегов и ледников и прорыва озёр. Вода смывает накопившийся на склонах свежий вулканический материал и в виде грязевых брекчий отлагает его у подножия вулканов или в днищах долин. Мощность этих отложений может достигать десятков метров.

Среди вулканогенно-осадочных пород выделяются:

- вулканокласто-осадочные породы (туфоконгломераты, туфопесчаники и т.д.) образуются, когда осадконакопление синхронно с вулканизмом, т.е. к осадочному материалу примешивается пирокластический;
- тефроидные породы (тефроиды), представляют собой синхронные извержению породы, состоящие из окатанной и отсортированной пирокластики, иногда с примесью терригенного материала;
- вулcano-терригенные породы состоят из окатанных и отсортированных обломков вулканитов, образовавшихся за счёт разрушения вулканических горных пород, не синхронных извержению.

Все вулканогенно-осадочные породы подразделяются также на окатанные и неокатанные, по крупности обломочного материала, на рыхлые (от глыбовых до пелитов) и литифицированные (от конгломератов до аргиллитов).

5.3 Внутреннее строение и полевое изучение вулканических пород и структур

5.3.1. Внутреннее строение лавовых потоков и экструзий

Текстуры лавовых потоков и экструзий

Наиболее распространённые текстуры лавовых потоков и экструзий – флюидальная, полосчатая, однородная, плотная (массивная), такситовая, эвтакситовая, перлитовая, мариконитовая, сферолитовая, пористая (пузырчатая), миндалекаменная.

Флюидальность – потокообразное расположение зёрен или микролитов основной массы, огибающей фенокристаллы, если таковые имеются. Вызывается токами при движении вязкой застывающей лавы. Внешне флюидальность часто выражена тонкой полосчатой неоднородностью – тонкими полосами разных цветов и оттенков. Иногда Флюидальность улавливается только под микроскопом. По флюидальности можно определять направление движения лавы, но при этом нужно учитывать, что в лавовых потоках и особенно в экструзиях происходит не ламинарное, а турбулентное движение. Между зонами с линейными полосами часто располагаются зоны с волнистой флюидальностью.

Полосчатость – грубая неоднородность пород в отличие от тонкой неоднородности и флюидальности. Она обусловлена разной степенью кристаллизации лавы одного состава, разным вещественным составом, различной степенью пористости, разрывами лавы на субпараллельные полосы и брекчированными зонами.

В породе с *однородной* текстурой минеральные элементы распределены равномерно. Плотная или массивная текстура характеризует породу монолитного сложения без пор и полостей, в то время как *пористая* присуща пористым лавовым потокам. *Такситовая* текстура характеризуется неоднородным сложением и включает в себя несколько типов – брекчиевидно-такситовую, шлирово-такситовую, шаровую такситовую, концентрически-скорлуповатую такситовую. *Эвтакситовая* текстура включает множество полосчатых разновидностей. *Перлитовая* текстура развивается обычно в кислых лавах в результате гидратации стекла и образования концентрически-скорлуповатых шариков диаметром около 1-3 мм. Перламутровый цвет и шарообразная форма напоминают жемчуг. *Мариконитовая* текстура образуется в кислых лавах, когда в перлитовых породах остаются равномерно расположенные округлые участки обсидиана, не затронутые процессом гидратации. *Шаровая* или *сферолитовая* текстура характеризуется обособлениями в виде шаров или сфероидов и характерна обычно для лав кислого состава. *Миндалекаменная* текстура представляет собой частный случай пористой или пузыристой текстуры, когда поры заполнены каким-либо минералом.

Структуры лавовых потоков и экструзий

Основные структуры лав и экструзий по Ю.Ир. Половинкиной подразделяются на четыре группы.

1. *Микролитовые* структуры: а) порфиновые; б) офировые: ортоофировая, фонолитовая, микропойкилитовая, трахитовая, пилотакситовая, микролитовая, интерсерральная, спилитовая, гиалопилитовая, псевдосферолитовая, вариолитовая.

2. *Криптокристаллические* структуры: а) порфиновые; б) офировые: микрофельзитовая, криптокристаллически-аллотриоморфнозернистая, сферолитовая.

3. *Стекловатые* структуры: а) витропорфиновые; б) витроафанитовые: кристаллитовая, гиалиновая (стекловатая).

4. *Промежуточные* структуры: аплитотрахидоидная, габбро-офитовая, лучистая, радиально-лучистая, криптовая, гломеропорфировая, полифировая, невадитовая, толейитовая, пойкилоофито-интерсерральная.

Трещиноватость и отдельность лавовых потоков и экструзий

Трещиноватость экструзий и лавовых потоков образуется в период их становления – синхронная трещиноватость, а также в период прекращения движения лавы и её

охлаждения – несинхронная трещиноватость. Кроме того, трещиноватость может возникать в результате выветривания или тектонических напряжений – вторичная трещиноватость. В зависимости от физических свойств лавы и условия её застывания образуется различного рода трещиноватость, определяющая виды отдельности. Несинхронная трещиноватость определяет следующие виды отдельности (табл. 1).

Таблица №1. Типы трещиноватости и отдельности.

Тип трещиноватости	Отдельность
Беспорядочная, грубая	Блоковая, глыбовая
Правильная, параллельная и перпендикулярная направлению движения лавы (плоскости потоков)	Кубическая, параллелепипедальная и др.
Параллельная направлению движения лавы (плоскостям потока)	Плитообразная или плитчатая
Перпендикулярная плоскостям движения лавы (плоскостям потоков)	Призматическая, столбчатая
Параллельная поверхностям подушек и шаров в пиллоу-лавах	Сферическая
Повторяющая форму трубообразной экструзии	Цилиндрическая
Перпендикулярная поверхностям подушек и шаров	Радиальная

По трещиноватости и отдельности можно судить о форме лавовых тел или определять центры извержений.

Блоковая отдельность развивается преимущественно в лавовых потоках; *плитообразная* или плитчатая – в лавовых потоках (параллельно поверхности потока), куполах и субвулканических дайках (параллельно границам тел); *кубическая* и др. – в крупных экструзиях и потоках; *столбчатая* – в лавах и экструзиях и иногда в дайках (перпендикулярно границам потоков и тел); *сферическая* – в небольших куполах при выжимании менее вязких лав и в подушечных лавах в подводных условиях; *цилиндрическая* – в трубообразных штоках; *радиальная* – в небольших близповерхностных субвулканических штоках при равномерном охлаждении, в экструзиях с луковичным строением и в лавовых потоках со столбчатой отдельностью вблизи подводных каналов, в агломератах и бомбах подводного происхождения.

Строение лавовых потоков

Текстуры лавовых потоков определяются пористостью, наличием включений и особенностями строения. По степени пористости лавовые потоки могут быть подразделены на монолитные или слабопористые, сильнопористые или пенистые и пористые пирокластовые, по наличию включений – на кластолавы и лавобрекчии, а по вязкости – на жидкие и вязкие.

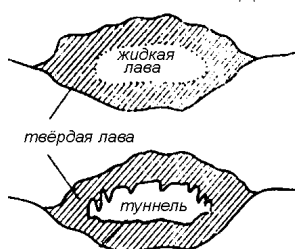


Рис. 5.12. Образование туннеля в лавовом потоке, по Е.Е.Милановскому.

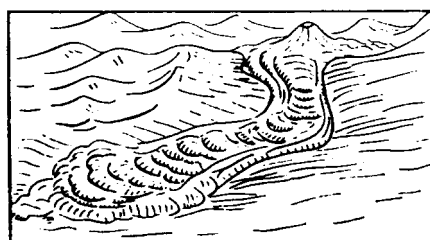


Рис. 5.13. Морфоскульптура лавового потока с поперечными валами и концевыми лопастями

Жидкие лавовые потоки обычно маломощные, с пористой зоной сверху и внизу потока, с пузырями, пещерами и тоннелями (рис. 5.12), с волнистой поверхностью и т.д. Вязкие лавовые потоки большей мощностью (до десятков метров), лентообразной

формы (рис. 5.13), со слабой пористостью, отсутствием пузырей и полостей, с глыбовой поверхностью различного типа. Ламинарное течение лавы способствует образованию трахитовой структуры, в областях закалки лав стекловатые структуры, далее от поверхности образуются гиалопилитовые, а в центральных частях потоков интерсертальные или долеритовые структуры. Кроме того, в лавах существуют признаки микронеоднородности – наличие моно- и полиминеральных сферолитов, более крупных шаровых обособлений, глобулей, фенокристаллов и др., которые распределяются в потоке в некоторых случаях упорядоченно.

Флюиальность хорошо проявляется в кислых породах, менее чётко в породах среднего состава, и почти не выражена в основных лавах.

Наземные (аэральные) лавовые потоки часто обладают отдельностью: в верхней и нижней части потока пластовой, а в центральной – столбчатой, ориентированной по нормали к границам потока.

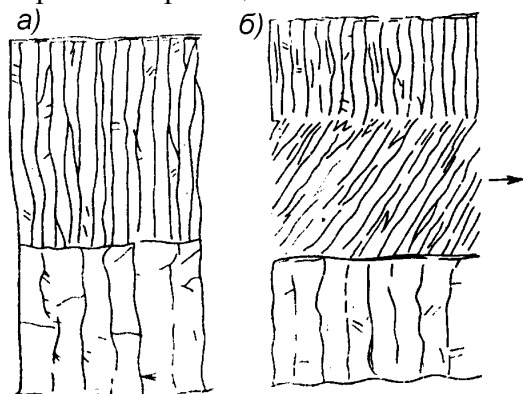


Рис. 5.14. Столбчатая отдельность в лавовых потоках, по А.К.Уотерсу.

а – переход к кровле потока в тонкую отдельность;
б – наклонные тела столбчатой отдельности в средней части лавового потока показывают направление движения лавового материала.

Иногда в центральной части потока может быть наклонно залегающая столбчатая отдельность, сформированная чуть позднее отдельности в кровлевой и подошвенной части потока. Её наклон указывает на направление течения лавы (рис 5.14). Столбчатая отдельность свойственна базальтовым лавам платформенного и посторогенного вулканизма, но встречается и в лавах орогенных структур, а также в гипабиссальных дайках.

Потоки и покровы, образовавшиеся в морской среде, более выдержаны по мощности, в пирокластических слоях может наблюдаться градиционная слоистость, а в лавовых потоках – подушечная и шаровая отдельность. Накопившиеся на морском дне эффузивные

породы подвергаются зеленокаменному перерождению (хлоритизации и серпентинизации), а среди основных пород нередко присутствуют спилиты (альбитизированные диабазы).

Внутреннее строение лавовых потоков характеризуется рядом особенностей. Слоистость в них обычно плохо выражена. Для картирования лучше использовать признаки определения кровли и подошвы потоков или покровов. Кровля лавового потока имеет волнистую, пузырчатую поверхность. В верхней части лавового потока массивных и волнистых лав порода будет иметь афанитовый облик, корки взламывания, структуры скручивания, зоны пористых или миндалекаменных пород, а в нижней – порода будет более кристаллической, с обломками нижележащих пород, с экзо- и эндоконтактной зоной закалки. Между слоем монолитной лавы и лавокластитом обычно находится слой лавобрекчии (рис. 5.15).



Рис. 5.15. Перемещение и накопление в подошве обломков застывшей корки лавы, по Е.Е. Милановскому.

В мощных покровы в качестве опорных поверхностей можно использовать границы между отложениями различного состава, которые обычно отличаются окраской текстурой или структурой. В качестве маркирующих горизонтов можно использовать линзы, слои или горизонты пирокластических пород, находящихся между лавовыми потоками.

Строение куполов и экструзий.

В куполах основного и кислого состава в приконтактных и апикальных частях развивается кластолава и брекчиевая лава. Затем в кислых породах зона перлита (вулканическое стекло со специфической системой мелких свёрнутых и др. трещин) и в центральной части монолитная порода разной степени кристалличности с закономерно расположенными трещинами и иногда с флюиальностью (в кислых породах). В экструзиях указанные закономерности могут не выдерживаться. Кроме того, в ряде случаев экструзиям свойственна столбчатая отдельность.

5.3.2. Внутреннее строение пластов вулканокластических пород

Текстуры вулканокластических пород

Для вулканокластических пород наиболее характерны следующие текстуры: кластолавовая, игнибритовая, игниспумитовая, глыбовая, брекчиевая, гигантобрекчиевая, шлаковая, агглютинатовая, подушечная, агломерато-шаровая, пизолитовая, шаровая, массивная, плотная, пористая, слоистая, циклическая, плейчатая и призматическая.

Кластолавовая текстура характеризуется наличием большого количества обломков в лаве; *игнибритовая* – наличием на общем сером или розовом фоне породы горизонтальных линзообразных включений чёрного стекла (фьямме). *Игниспумитовая* текстура близка к игнибритовой, но отличается более сильным сплавлением обломочного материала в монолитную лавовую массу, в которой фьямме более вытянуто и приобретает ленточное строение. *Глыбовая* текстура – нагромождение глыбового угловатого материала – характерна для лавокластитов; *брекчиевая* – свойственна брекчиевым лавам; *шлаковая* – характеризует породу, состоящую преимущественно из пористых пирокластических обломков эффузивной породы размером более 10 см; *агглютинатовая* – обусловлена спеканием пористых кусков лавы, которые при извержении иногда находятся в полупластичном состоянии и приобретают форму лепёшек. *Подушечная* текстура характеризуется сферическим строением и развивается обычно в подводных условиях; *агломерато-шаровая* – представляет собой частный случай подушечной текстуры, когда подушки приобретают шаровую форму, что обычно свойственно наземным извержениям типа пирокластических потоков с пластичной лавой. *Пизолитовая* (греч. «пизум» – горох) текстура характеризуется наличием в пепловой массе туфа (обычно алевроитовой размерности) стяжений с горошину из того же пеплового материала, но только мельче по периферии и, как правило, другого оттенка. *Шаровая* текстура аналогична пизолитовой, только стяжения больше по размеру (до 20 см); *желваковая* – отличается от шаровой стяжениями неправильной формы и более плотной упаковкой. *Массивная* и *плотная* текстуры характерны для пепловых туфов, подвергшихся окремнению с заполнением мельчайших пор породы. *Пористая* текстура наблюдается у туфов, сложенных тонким остроугольным пепловым материалом. *Слоистая* текстура обусловлена переслаиванием вулканокластического материала различной зернистости – вблизи центров извержения выражена плохо, на удалении – лучше, но наиболее хорошо – в водной среде (вплоть до градационной слоистости). *Циклическая* текстура образуется при длительном накоплении тефры в период ритмичных извержений. *Плейчатая* текстура характеризуется смятием отдельных прослоев и присуща подводным отложениям островных дуг в зонах с повышенной сейсмической активностью. *Призматическая* или *столбчатая* текстура определяется наличием ограниченных вертикальными плоскостями «столбов» четырёх или шестигранных и в поперечнике от 0.5 до 2 м.

Структуры вулканокластических пород

Структура вулканокластических пород определяется:

- 1) степенью кристалличности (витрокластические – с преобладанием обломков вулканического стекла, кристаллокластические – с преобладанием обломков кристаллов, литокластические – с преобладанием обломков эффузивных пород);
- 2) величиной составных частей как абсолютных (псаммитовая, псефитовая и блоковая), так и относительных (агломератовая, неравномернообломочная и равномернообломочная, гетерокластическая, порфирокластическая и др.);
- 3) формой составных частей и соотношением обломков и цемента (игнибритовая, игниспумитовая, агглютинатовая, структура цемента соприкосновения и др.).

Строение вулканокластических пород

Вулканокластические породы: *эффузивно-обломочные* – кластолавовые, лавокластитовые и гиадокластитовые; *эксплозивно-обломочные* (пирокластические) – *туфы* (или пирокластические без посторонних примесей), *ксенотуфы* (или

пирокластические с примесью чуждого материала), *ортотуффиты* (или осадочно-вулканокластические).

5.3.3. Внутреннее строение пластов вулканогенно-осадочных пород

Вулканогенно-осадочные породы представлены тремя группами: тефроидными, вулканотерригенными и вулканокласто-осадочными. Они формируются в разных условиях.

Первые две группы образуются в условиях, близких к седиментогенезу, где присутствует перенос, обработка и сортировка обломочного материала. Однако большие скорости накопления вулканогенно-осадочных пород влияют на текстурные и структурные особенности пород. Примесь пирокластического материала в них преобладает (более 50 %) и может быть в разнофациальных осадках. Пепловый материал определяется довольно трудно, а более крупный – в большинстве случаев остроугольной формы, но может иметь полуокатанные и окатанные формы. В ряде случаев есть признаки градиционной слоистости. При определении текстур и структур пород тефроидной и вулканотерригенной групп можно использовать атласы и таблицы, разработанные для обломочных осадочных пород.

Вулканокласто-осадочные породы, представляющие собой смесь вулканокластического и осадочного материала с преобладанием последнего, имеют ряд специфических особенностей, присущих только им.

При смешении обломочного, осадочного и пирокластического материала будут формироваться структуры, где терригенные обломки могут иметь остроугольные, полуокатанные и окатанные формы, а вулканокластический материал – примесь обломков стекла фигурных, остроугольных, округло-оплавленных и угловатых. Кристаллы могут быть с первичными кристаллографическими формами и представлять собой обломки. Эффузивный и обломочный материал может иметь угловатую форму, округлую в результате скалывания углов и округлую, сформированную в пластичном состоянии. Вулканические бомбы и шлаки принимают различные сложные формы и обладают своей текстурой – плотной или пористой. Примесь пирокластиков к вулканогенному материалу также создаёт ряд специфических структур. Пеплы часто встречаются в диатомовых, радиоляриевых породах и ракушечниках. Весьма часто примесь пепла и пемзы присутствует в углистых породах, также как и в химических осадках и во многих других осадочных породах.

5.3.4. Полевое изучение вулканогенных пород

Вулканогенные толщи являются достаточно сложным объектом для исследований. Изучая их, необходимо помнить, что толщи вулканогенных пород могут представлять собой суммарный продукт деятельности многих вулканов.

Геологическое картирование вулканогенных пород предполагает определённую последовательность работ. После предварительного подготовительного этапа выбирается рациональная маршрутная сеть, которая обусловлена геологической обстановкой – характером структур (линейных, кольцевых, вулканно-купольных или вулканно-депрессийных). Она должна быть выбрана таким образом, чтобы в направлении маршрута была возможность выявить максимальную фациальную изменчивость – вкрест простиранья фаций. Любые маршрутные исследования также предполагают прослеживание и оконтуривание геологических тел и определяются единой схемой познания – от частного к общему.

- На первом месте в полевых исследованиях стоит изучение горных пород: диагностика, определение типовых текстурных и структурных характеристик, а также присущих только им особенностей. Подразумевается определение по агрегатному состоянию типа породы, принадлежность к группе, текстурных и структурных

характеристик, окраски породы, отдельности, завершающееся точной диагностикой вулканогенной породы.

- Следующий этап исследований состоит в обособлении и изучении геологических тел, сложенных определёнными вулканогенными породами или их набором. Определяется формы тел, размеры, характер контактов, положение в геологическом пространстве (рис. 5.16, 5.17), положение в пространстве кровли и подошвы тел, вариации по составу и структурно-текстурным особенностям.

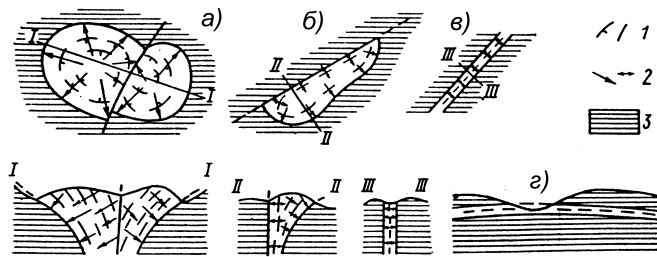
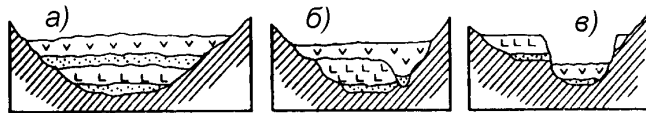


Рис. 5.16. Установление залегания и формы вулканических тел по слоям течения и первичной отдельности.

а, б – некки; в – дайки; г – покров.

1 – слои течения в плане и на разрезе; 2 – столбчатая отдельность; 3 – вмещающие породы.



5.17. Схема взаимоотношения элементов эффузивного комплекса, по Е.Е. Милановскому.

а – согласное залегание двух лавовых потоков; б, в – несогласное: б – налегание с разрывом; в – «вложенное» залегание молодого потока. Точечным знаком показаны осадочные породы и туфы.

вулканических тел между собой, а также с подстилающими, перекрывающими и прорывающими образованиями; 2) соотношение вулканических тел с довулканическими, синвулканическими и поствулканическими разломами; 3) связи гидротермально- и метасоматическими изменениями пород и рудной минерализации с конкретными фациями и структурами вулканической постройки. Особенно сложно решать эти задачи при изучении вулканических построек, эродированных, нарушенных или претерпевших метаморфизм и складчатость.

- На следующем этапе исследований выделяются сообщества тел (пачки, толщи, подсвиты, свиты), имеющие объединяющие их признаки по морфологии, генезису, составу, положению в геологическом пространстве. Вначале выявляются геоструктурные типы разрезов вулканитов, их латеральная изменчивость. Затем производится расчленение вулканогенных пород по литолого-петрографическим особенностям (по составу пород, по фациальным особенностям, по петрографо-минералогическим особенностям), по биостратиграфическим показателям толщ и по петрохимическим и геохимическим особенностям. После этого проводится корреляция разрезов по маркирующим признакам и по прочим критериям (минералы-индикаторы, геофизические характеристики и др.).

- Затем проводится обобщение более высокого порядка – фациальный анализ вулканитов, при котором устанавливаются закономерные сочетания отдельных геологических тел и их ассоциаций, реконструируется палеовулканическая обстановка их образования, определяется положение и тип вулканических центров.

- Заключительный этап обобщения в полевой геологии связывается с подготовкой и решением ряда задач формационного анализа.

Приведённая последовательность характеризует собой один цикл изучения вулканитов. Следует иметь в виду, что таких циклов может быть несколько, но каждый последующий проводится на более высоком уровне и при этом могут выпадать некоторые этапы.

- Далее определяется взаимоотношение каждого выделенного геологического тела с другими телами. На этом этапе основными задачами является: а) расчленение вулканических пород на стратифицируемые (потоки, покровы и т.п.) и секущие (жерла, купола, субвулканические дайки, штоки и т.п.) образования; б) установление структуры вулканических комплексов и выяснение строения и последовательности формирования покровных, жерловых и субвулканических тел и связанных с ними рудных и прочих полезных ископаемых. Решение этих задач включает выяснение: 1) структурных и возрастных взаимоотношений

Палеовулканологические исследования

Определение кровли и подошвы

Определить кровлю и подошву пластов вулканогенных образований можно по ряду признаков: по неоднородности строения лавовых потоков (рис. 5.18) и субвулканических силлов; по скоплениям миндалин и характеру их заполнения (рис. 5.19); по неоднородности строения пирокластических пластов.

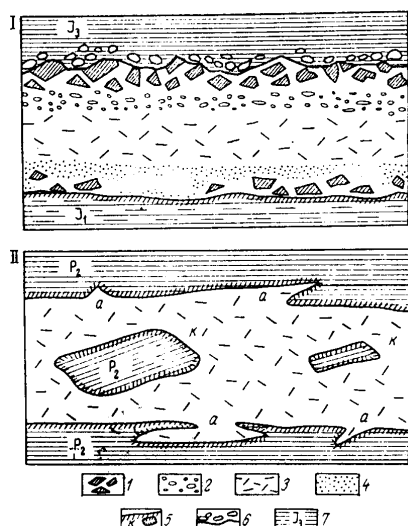


Рис. 5.18. Принципиальная схема строения лавового потока, залегающего в толще осадочных пород (I) и силла (II) в разрезе.

1 – глыбово-шлаковая лавовая корка; 2 – пузыристая лава; 3 – слабо раскристаллизованные (эффузивная и интрузивная) породы; 4 – вулканическое стекло; 5 – зоны обжига во вмещающих породах и реакционные каёмки по ограничениям ксенолитов (К); 6 – конгломерат; 7 – вмещающие осадочные породы; а – апофизы.

• В подушечных лавах выпуклая часть «подушек» обращена к кровле, а вогнутая или плоская – к подошве.

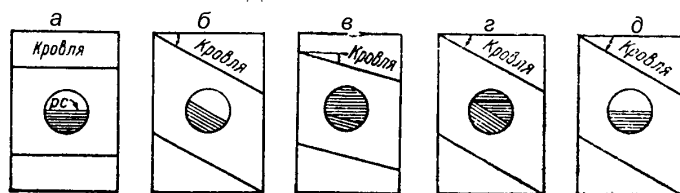


Рис. 5.19. Схема неполных миндалин как показателей направлений кровли и подошвы в потоках лавы, по Р.Шроку (1950).

а – миндалины в субгоризонтально залегающем лавовом потоке;
б – миндалины в наклонённом потоке, выполнение миндалины завершено до наклона, угол наклона плоскости полусферы соответствует углу наклона потока;
в – сложная миндалина в наклонном потоке, нижняя часть миндалины заполнена до наклона, верхняя – после наклона;
г – сложная миндалина, сформировавшаяся в три этапа: до наклона потока (нижняя часть), в процессе наклона потока (средняя часть) и после завершения наклона (верхняя часть);
д – неполная миндалина, сформировавшаяся после наклона потока.

Определение направления течения лав

Направление движения потока лав определяется – по форме пор (рис. 5.20), по канатным лавам, по флюидалности, по линейным и плоскостным текстурам в потоках лав по статической ориентировке вытянутых подушек лав и по их подворачиванию во

• Лавовый поток имеет волнистую, пузырчатую поверхность, иногда растрескавшуюся или с обломками. Обломки лавы могут встречаться в покрывающих породах. У потока застывшей лавы, находящейся в составе осадочных или вулканогенных образований, зона закалки отмечается только у подошвы. К тому же, в верхней части потока часто присутствуют зоны, насыщенные порами или миндалинами, и обломки верхней корки потока, что позволяет определить кровлю и подошву потока. В массивных лавовых потоках большой мощности может быть зональность в степени раскристаллизации – в нижней и центральной части породы будут раскристаллизованы, а в верхней части – стекловатые.

• Наиболее надёжными признаками, указывающими на принадлежность пород к интрузивной залежи, служат контактовые изменения во вмещающих породах у кровли и у подошвы интрузивного тела (причём у кровли она больше, чем в подошве) и оторочка закала (зона закалки), а также присутствие тонких жилок и ответвлений (апофиз) в породах кровли.

• В пирокластических пластах более крупные обломки будут находиться в основании пласта, к кровле размер зерен уменьшается. Это свойство более ярко выражено в отложениях пирокластических пород, сформированных в аквальных (водных) условиях.

• Наличие поверхностей несогласий, выраженных размывами подстилающих пород и корами выветривания, фиксирует подошву вышележащего пласта.

• В подошве покрова могут находиться захваченные обломки нижележащих пород.

фронтальной части потока, по лавопадам, по наклону столбчатой отдельности в лавовых потоках (рис. 5.14б) и др.

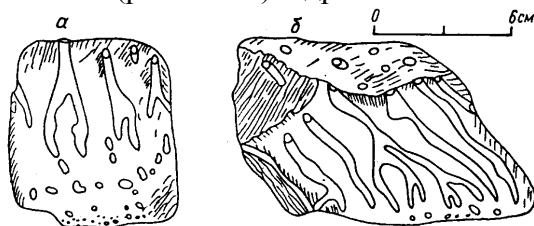


Рис. 5.20. Трубчатые пустоты в лаве.
а – пустоты сформировались после окончания движения лавы; б – пустоты сформировались в процессе движения лавы справа налево (по Р. Шроку).

Выявление вулканического центра (очага излияний)

Выявление центров вулканической деятельности имеет большое значение для понимания условий образования и залегания эффузивных пород. Сохранность вулканических аппаратов определяется глубиной их эрозионного среза. Молодые (кайнозойские) вулканы сохранились хорошо (и при их изучении в первую очередь можно

использовать аэрофотоснимки), тогда как более древние – в разной степени эродированы.

При выявлении вулканических центров можно использовать геоморфологические признаки – породы жерловой фации и неки более прочные и могут выделяться в рельефе. Но если они были выполнены пирокластическим легко разрушающимся материалом, то на месте жерла будет пониженный участок (депрессия, котловина). При глубокой эрозии на поверхности могут оказаться породы нижней части жерла (некка) или периферические очаги.

Центры извержений нередко можно наметить исходя из расположения кольцевых и конических даек, в центре схождения радиальных даек или участкам вторичных кварцитов и пропилитов.

При приближении к центру извержения увеличивается мощность лавовых потоков и размеры обломков туфов. Максимальное количество крупных бомб будет находиться в образованиях прижерловых фаций.

Направление положения центра извержения можно предполагать исходя из анализа линейных текстур течения в лавах, наклона пор или миндалин в их верхних частях.

Фациальный анализ

Выделяются континентальные и морские типы фаций вулканогенных пород. Затем каждый тип фаций по глубинности подразделяется на три класса – поверхностные, приповерхностные и гипабиссальные. Класс поверхностных фаций делится на семейства – эффузивные, эксплозивные, экструзивные и вулканогенно-осадочные. Каждое семейство подразделяется на фации. Например, семейства поверхностного класса континентального типа: 1) эффузивные – лавовых покровов, лавовых потоков, игниспумитовых потоков; 2) эксплозивные – тефры, пирокластические потоки, отложения направленных взрывов, игнибритовая; 3) экструзивные – экструзивных куполов, трещинных выжимок; 4) вулканогенно-осадочные – лахаровая, временных потоков, кальдерных озёр, кратерных озёр. Наличие тех или иных поверхностных фаций и их соотношение зависит от типа и зоны вулкана (табл. 2, рис. 5.21), а также от состава магм и динамики извержения и глубины последующей эрозии (рис. 5.22).

В континентальном типе приповерхностного класса в семействах выделяются следующие фации: 1) в жерловом – некковая и дайковая; 2) в субвулканическом – силловая, дайковая, лакколитовая. В субвулканическом семействе гипабиссального класса – штоковая, лакколитовая, лополитовая и дайковая фации.

Аналогичным образом выделяются фации и разных классов и семейств морского типа фаций.

Определение возраста эффузивных и экструзивных пород

Относительный возраст лавовых, пирокластических и вулканогенно-осадочных пород может быть установлен после выявления последовательности их наложения (стратиграфической последовательности), а экструзивных и секущих тел – по соотношению их с вмещающими породами и друг с другом. При наличии остатков руководящей фауны и флоры можно определить их геохронологический относительный

возраст. Абсолютный возраст лавовых пород и пород секущих тел можно определить радиологическими методами. Сложнее определить абсолютный возраст пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, так как эти породы могут являться смесью обломков разновозрастных пород. Возраст вулканогенных пород может быть установлен на основании возраста покрывающих (верхняя возрастная граница) и подстилающих (нижняя возрастная граница) пород.

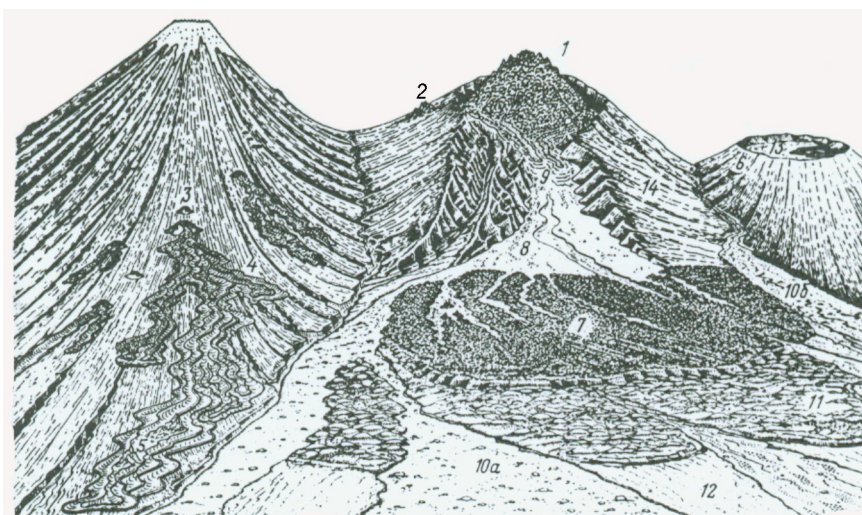
Стратиграфическое расчленение вулканогенных пород

При выделении стратиграфических комплексов в вулканогенных толщах используются различные данные – выявленная относительная последовательность пород, данные об относительном и абсолютном возрасте, результаты расчленения пород по химическому составу, фациальная принадлежность, маркирующие вещественные и другие признаки.

Вулканогенные комплексы пород расчленяются на стратиграфические единицы так же, как и осадочные толщи. Помимо общепринятых геохронологических подразделений в них выделяются и местные – свиты, толщи и пачки. При расчленении следует руководствоваться положением вулканогенных комплексов в стратиграфическом разрезе, обращать внимание на условия их накопления, петрографический и химический состав, ассоциации с породами иного генезиса. Эффузивные образования, объединяемые в один стратиграфический горизонт, должны обладать сходным строением.

Таблица №2. Ассоциации фаций типовых вулканов
на примере областей современного вулканизма (по В.Н. Залепугину).

Тип вулкана	Зоны	Фации															
		эффузивные			эксплозивные					экструзивные		вулканогенно-осадочные					
		лавового покрова	лавового потока	игниспумитового потока	тефры	агломератовых пирокл. потоков	песчаных пирокластич. потоков	пемзовых пирокластич. потоков	направленных взрывов	игнимбритовая (палящих туч)	экструзивных куполов	трещинных выжимок	лахаровая	сухих рек	ледниковая	кальдерных озёр	кратерных озёр
щитовой вулкан без кальдеры	прижерловая	■	■		■												■
	зона склонов	■	■		■												
	удалённая	■	■		■									■	■		
щитовой вулкан с вершинной кальдерой	прижерловая	■	■		■												
	зона склонов	■	■		■			■					■			■	
	удалённая	■	■		■			■		■				■	■		
стратовулкан	прижерловая	■	■		■												
	зона склонов	■	■		■			■									
	удалённая	■	■		■			■		■			■	■			■
щитовой вулкан со стратовулканом в вершинной кальдере	прижерловая	■	■		■					■		■	■				
	зона склонов	■	■		■			■									
	удалённая	■	■		■			■		■			■	■			
куполовидный вулкан	прижерловая	■	■		■					■							
	зона склонов	■	■		■			■		■							
	удалённая	■	■		■			■		■			■	■			



5.21. Схема расположения генетических типов вулканитов в пределах вулканических построек, по Е.Ф.Малееву (1980).

1 – терминальный экструзивный купол; 2 – латеральный экструзивный купол; 3 – шлаковый конус побочного прорыва; 4 – лавовый поток; 5 – бескорневой экструзивный купол; 6 – агглютинаты побочного прорыва; 7 – агломераты направленного взрыва; 8 – отложения пирокластических потоков; 9 – отложения раскалённых лавин; 10а – отложения лахаров; 10б – отложения тифроидов сухими реками; 11 – отложения вулканических морен; 12 – флювиогляциальные отложения; 13 – кратерно-озёрные отложения; 14 – пролювиально-коллювиальные отложения.

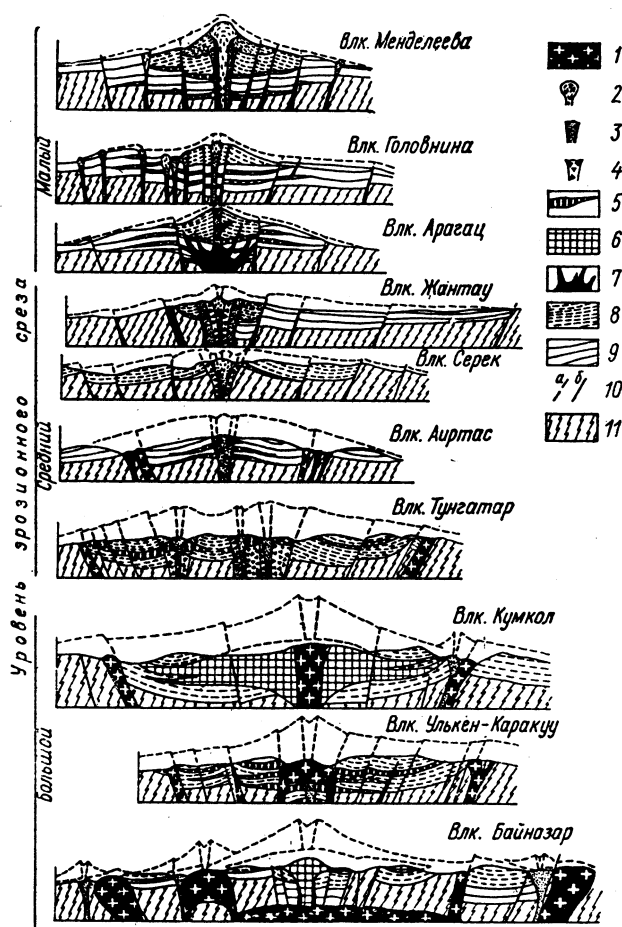


Рис. 5.22. Сочетание периклинального и центриклинального залеганий вулканогенных пород в зависимости от степени проседания и глубины эрозионного среза вулканической постройки (на примере вулканических построек Камчатки, Курильских островов, Средней Азии, Центрального Казахстана и Армении, по А.И.Бурде и др., 1989).

1 – кольцевые и центральные интрузии гранитоидов;
2 – экструзивные купола;
3 – жерла;
4 – жерловые брекчии; 5 – силы;
6 – лакколиты;
7 – субвулканические дайки и магматическая камера;
8 – покровные образования стратовулкана;
9 – покровные образования щитового вулкана;
10а – кольцевые дайки в современных структурах;
10б – кольцевые дайки в реконструированных структурах;
11 – довулканический фундамент

Более детально методика и методические приёмы, а также последовательность исследований и разномасштабного картирования в областях распространения вулканогенных образований изложены в многочисленных монографиях и методических указаниях, и некоторые из них приведены в прилагаемом списке литературы.

Глава 6: Геологическое картирование метаморфических пород

6.1. Метаморфизм и метаморфические породы

Термин «*метаморфизм*» был введен Чарлзом Лайелем в 1-ой половине XIX века. *Метаморфизм* – это преобразование горных пород в твердом состоянии под влиянием эндогенных факторов, в основном, повышающихся температур (Т) и давления (Р) и, иногда, привноса газообразного и парообразного вещества из глубины. При этом происходят минеральные, структурно-текстурные и вещественные преобразования горных пород без изменения (изохимические) химического состава или с изменением (аллохимические), т.е. с привносом-выносом элементов. Эти процессы могут проявляться на больших территориях либо локально в узких зонах, либо под воздействием внедрившейся магмы или от удара метеорита. Исходные породы, подвергавшиеся метаморфизму, имеют разнообразный генезис. Это могут быть и осадочные, интрузивные, вулканогенные и хемогенные породы. Породы, претерпевшие метаморфизм, имеют также различный возраст – от древнейших (палеоархейских) до неогеновых. Преобладающая часть их, всё-таки, сосредоточена среди архейских и палеопротерозойских толщ, значительно реже они встречаются в неопротерозойских и палеозойских образованиях и крайне редко – в мезозойских и кайнозойских.

6.1.1. Типы и фации метаморфизма

В зависимости от природы и территориальной распространённости выделяются несколько типов метаморфизма – региональный, локальный, ультраметаморфизм и полиметаморфизм.

☀ Типы метаморфизма

Региональный метаморфизм – совокупность метаморфических изменений горных пород, вызываемых односторонним и гидростатическим давлением и температурой, проявляющихся на больших территориях вне зависимости от воздействия магмы. На больших глубинах роль одностороннего давления затухает, а гидростатического (или литостатического) – возрастает. При региональном метаморфизме образуются метаморфические и кристаллические сланцы, гнейсы и т.д.

Локальный метаморфизм – преобразования горных пород, проявившиеся локально. Выделяется контактовый, дислокационный и импактный локальные метаморфизмы.

- **Контактный метаморфизм** – изменения вмещающих горных пород, обусловленные тепловым и химическим воздействием на них интрузивных магматических масс. Различают нормальный *контактный* метаморфизм и *контакто-метасоматический*. В первом случае происходят почти изохимические преобразования пород только вблизи интрузивных тел под воздействием высоких температур и обычно в статических условиях. Мощность и интенсивность этого вида метаморфических преобразований будет зависеть от первоначально состава вмещающих пород, глубинности процессов, характера контактов, размеров и формы интрузивного тела, состава слагающих его пород и участия в метаморфизме летучих веществ и растворов. Степень преобразований убывает по удалению от контакта с интрузией. Типичными продуктами этого метаморфизма являются *роговики*. Основные фации контактового метаморфизма: альбит-эпидот-роговообманковая, роговообманко-роговиковая, пироксен-роговиковая и санидинитовая (рис. 6.2). *Контакто-метасоматический* (синонимы – *аддитивный, импрегнационный, инъекционный*) метаморфизм включает разнообразные пневматолитические, главным образом гидротермальные изменения вмещающих пород с привносом вещества из интрузий. Эти изменения обычно накладываются на уже сформированные контактные роговики.

- **Дислокационный метаморфизм** (синонимы – *динамометаморфизм, катакластический, динамический, кинетический*) – структурное и минеральное преобразование горных пород под воздействием тектонических сил при складкообразовании или в зонах разрывных нарушений без участия магмы. Основными

факторами этого типа метаморфизма являются гидростатическое давление и одностороннее давление (стресс). В зависимости от величин и соотношений гидростатического и одностороннего давлений дислокационный метаморфизм проявляется либо в частичной или полной перекристаллизации горных пород без нарушения сплошности, либо он приводит к раздроблению, разрушению и полной или частичной перекристаллизации горных пород. Продуктами такого метаморфизма являются катаклазиты, милониты и различные сланцы.

- *Импактный (или ударный) метаморфизм* – изменения в горных породах, обусловленные прохождением мощной ударной (метеоритной) волны. Единственным природным процессом, при котором может проявиться этот тип метаморфизма, является падение крупных метеоритов. Он характеризуется мгновенностью проявления, высоким пиковым давлением (от 10 до 100 и более кбар), остаточной температурой (свыше 1500°) и кинетическими реакциями преобразования вещества. При импактном метаморфизме возникают высокобарические фазы ряда соединений (коэсит, стишовит, алмаз, рингвудит), происходит дробление пород и минералов, разрушение их кристаллических решёток (появление диаплектовых минералов и стёкол), плавление минералов и горных пород. Образованные при импактном метаморфизме породы называются импактиты (зювиты и тагамиты).

Кроме вышеперечисленных основных типов метаморфизма при изучении метаморфических пород используют и другие значения метаморфизма:

- *прогрессивный (проградный) метаморфизм* – протекающий при активном участии эндогенных процессов с сохранением твёрдого состояния горных пород без полного их растворения или расплавления и сопровождающийся возникновением более высокотемпературных минеральных ассоциаций вместо существовавших ранее низкотемпературных с появлением параллельных структур, перекристаллизацией и выделением из минералов воды и углекислоты;

- *регрессивный (ретроградный, монодиафторез) метаморфизм* – минеральные преобразования, вызванные приспособлением магматических и метаморфических горных пород к новым условиям более низких ступеней метаморфизма и приводящие к возникновению более низкотемпературных минеральных ассоциаций вместо более высокотемпературных, образовавшихся в течение предшествующих процессов прогрессивного метаморфизма;

- *диафторез* – регрессивное минеральное преобразование, происходящее в процессе приспособления магматических и метаморфических пород к новым условиям более низких ступеней метаморфизма. Применительно к региональному метаморфизму подразделяется на *монодиафторез* (изменения, происходящие на регрессивной стадии одного периода метаморфизма) и *полидиафторез* (изменения, происходящие при наложении метаморфизма на горные породы, образовавшиеся в предшествующий период более сильного метаморфизма);

- *селективный метаморфизм* – избирательный метаморфический процесс, когда изменения горных пород происходят выборочно, в определённых частях метаморфизируемой толщи. Причинами могут быть неоднородности химического состава, структурно-текстурные особенности и т.д.;

- *статический метаморфизм* – метаморфические изменения пород, происходящие на большой глубине под действием высокой температуры и большого гидростатического давления (в противоположность динамометаморфизму);

- *геотермальный метаморфизм* – метаморфические изменения пород, происходящие на большой глубине под действием высокой температуры, обусловленный геотермическим градиентом земной коры и высоким гидростатическим давлением перекрывающих пород;

- *термальный метаморфизм* – метаморфический процесс изменения пород, при котором температура является преобладающим фактором;

●► *изохимический* метаморфизм, происходящий без изменения первоначального химического состава пород;

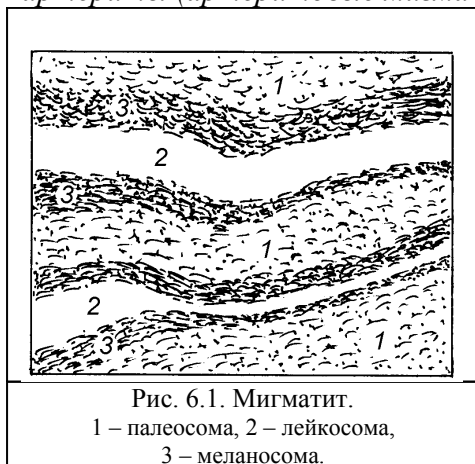
●► *аллохимический* метаморфизм, сопровождающийся изменением первоначального химического состава горных пород в связи с привносом или выносом вещества;

●► *изоградный метаморфизм* – последовательное преобразование горных пород в связи с развитием градиента температуры и (или) давления. Отдельные ступени изоградного метаморфизма, характеризующие достижение некоторых определённых температур и давлений, фиксируются по появлению в породах данного состава различных минералов-индикаторов (например, биотита, граната, ставролита, кианита, андалузита в глинозёмистых породах или тремолита, диопсида – в карбонатных).

Полиметаморфизм – многоэтапное преобразование горных пород, вызванное наложением процессов метаморфизма (прогрессивного или регрессивного) на уже метаморфизованные породы.

Ультраметаморфизм (изохимический и аллохимический) – термин, не имеющий общепризнанного толкования. Наиболее широко под ультраметаморфизмом понимается результат проявления комплекса многообразных процессов: резкого повышения температуры, влияния давления, воздействия летучих компонентов, интенсивного перераспределения химических компонентов в процессе метасоматического и магматического замещения горных пород, широкого перемещения возникающего расплава, развития метаморфической дифференциации, мигматитообразования (мигматизации), гранитизации, перекристаллизации, реоморфизма и др.

● *Мигматизация* – процесс, ведущий к образованию мигматитов. Мигматиты – термин, предложенный И. Седерхольмом в 1907 году для пород «смешанного» состава, в которых можно различать субстрат и новообразованный кварц-полевошпатовый материал. Мигматизация происходит при выплавлении (*палингенезе*) низкотемпературного гранитового расплава, который либо остаётся на месте, образуя *вениты* (*венитовые мигматиты*), либо переносится на разные расстояния, образуя *артериты* (*артеритовые мигматиты*).



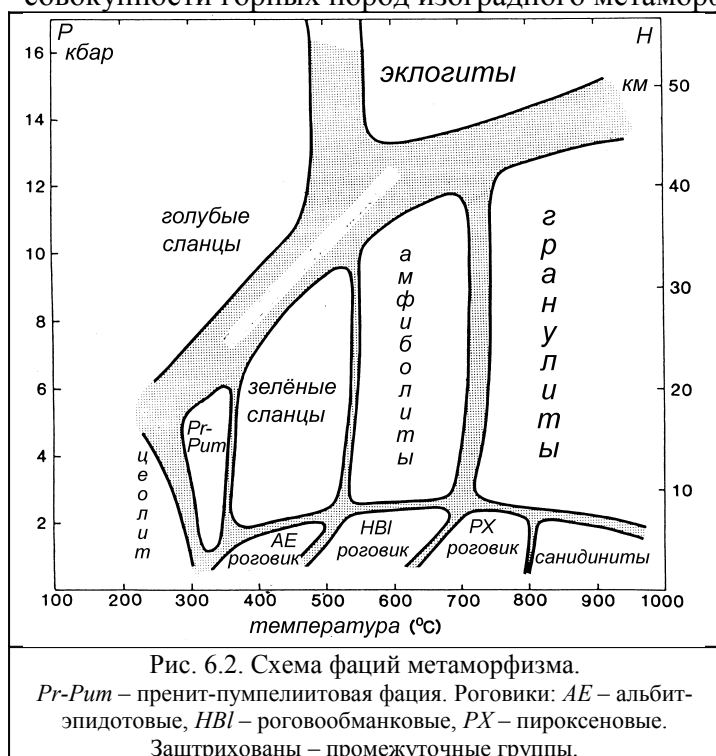
Строение мигматитов, таким образом, обусловлено нахождением в них (рис. 6.1): 1) выплавки гранитного (гранодиоритового, эпидот-плагиоклаз-кварцевого и др.) состава, которые называются *неосомой* или *лейкосомой*; 2) перекристаллизованных участков, обогащенных темноцветными минералами, – *меланосомы*; 3) реликтовых участков, не затронутых перекристаллизацией, – *палеосомы*.

Метасоматоз – замещение горных пород с изменением химического и минерального состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так, что в течение процесса замещения горные породы всё время

находятся в твёрдом состоянии. Поэтому вопрос о том, является ли метасоматоз частным случаем метаморфизма или, наоборот, метаморфизм – частный случай метасоматоза, до сих пор не решён окончательно. По характеру переноса вещества метасоматоз может быть подразделён на *диффузионный*, *инфильтрационный* и *ионно-диффузионный*. При метасоматозе минералы горных пород взаимодействуют с жидким или газообразным поровым раствором, насыщенным определёнными элементами. По характеру воздействующих на исходные горные породы растворов метасоматоз классифицируется на кремнещелочной, щелочной, кислотный, известковый, магнезиально-железистый и т.д. Продуктом метасоматоза являются *метасоматиты*.

☀ Фации метаморфизма

Фации метаморфизма – понятие, введённое Эскола (Eskola, 1915), для совокупности горных пород изоградного метаморфизма.



зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая. Существует много петрологических сеток и схем фаций метаморфизма, одна из которых приводится ниже (рис. 6.2).

6.1.2. Типы метаморфических комплексов и основные разновидности метаморфических пород

Выделение разнотипных метаморфических комплексов в принципе отражает формационный подход к картированию метаморфических образований. Метаморфический комплекс представляет парагенетические ассоциации разнородных пород, характеризующиеся сходными пространственно-генетическими особенностями, т.е. включает породы как одновозрастного, так и разновозрастного субстрата, объединяемые общностью структурно-вещественных преобразований. По масштабу проявления выделяются ареальные (монофациальные), зональные (полифациальные) и динамометаморфические (катаклазиты и милониты) метаморфические комплексы.

Метаморфические комплексы сложены определённым набором метаморфических пород, образовавшихся без привноса вещества (*метаморфиты*, *мigmatиты* и *динамометаморфические породы*) и с привносом вещества (*мigmatиты* и *метасоматиты*).

Метаморфиты

К метаморфическим породам относится широкий спектр петрографических разновидностей. Систематика их представляет по существу разделение их на группы на основе минерального состава и степени метаморфизма. В качестве основных групп выделяются – роговики, филлиты, филлониты, аспидные сланцы, кварциты, железистые кварциты (джеспилиты), гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, гранулиты, эклогиты и эклогитоподобные породы, кондалиты, гондиты, эвлизиты, лептиты, кинцингиты, пириболиты, мигматиты, гнейсо-граниты, чарнокиты, эндербиты, мраморы, кальцифиры, ультрамилониты, диафториты и мн. другие.

Роговики – контактово-метасоматические породы, возникшие в результате воздействия интрузивных масс на вмещающие породы. Имеют плотное, тонкозернистое

сложение, нередко пятнистые и с раковистым изломом. В состав роговиков входят различные минералы: кварц, слюда, полевые шпаты, гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит, редко амфибол, пироксен и др. Новообразованные минералы являются определяющими в названии роговиков – например, кордиеритовые роговики и др.

Филлиты – плотная тёмная с шелковистым блеском сланцеватая порода, состоящая из кварца, серицита, иногда с примесью хлорита, биотита и альбита. Образуется при метаморфизме (низких ступеней) глинистых сланцев. *Филонит* образуется за счёт катаклаза и перекристаллизации более крупнозернистых пород. *Аспидный сланец* – хлорит-гидрослюдистая мелкозернистая зеленокаменная порода, образовавшаяся по основному вулканиту в результате низкотемпературных изменений при отсутствии рассланцевания.

Кристаллические сланцы – общее название обширной группы метаморфических пород, характеризующихся средней степенью метаморфизма. Различают ортосланцы, образовавшиеся за счёт магматических пород, и парасланцы, образовавшиеся из осадочных пород. Количественные соотношения кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов могут быть в них самыми различными.

Гнейсы – зернистые метаморфические породы, характеризующиеся более или менее отчётливо выраженной параллельно-сланцеватой, часто тонкополосчатой текстурой, с преобладающими лепидогранобластовыми, гранобластовыми и порфиробластовыми структурами, и состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и цветных минералов. Фемические компоненты могут быть представлены одним или несколькими минералами, и они являются определяющими в названии гнейса, например, биотитовые, гранатовые, амфиболовые гнейсы и др. Различают *парагнейсы*, образовавшиеся в результате метаморфизма осадочных горных пород, и *ортогнейсы*, образовавшиеся по вулканогенным породам кислого и среднего состава. Гнейсы формируются в условиях средних и высоких ступеней метаморфизма, в связи с чем к ним нельзя относить сланцеватые горные породы зеленосланцевой и более низких ступеней метаморфизма, а также милониты и мигматиты.

Амфиболиты – метаморфические зернистые породы, состоящие из амфибола, плагиоклаза и минералов примесей. Они не всегда обладают хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Образуются за счёт магматических пород основного состава и реже – среднего и ультраосновного состава, а также по осадочным породам мергелистого состава. Определяющими название амфиболитов являются добавочные минералы, например, биотитовый, гранатовый, эпидотовый, полевошпатовый амфиболит и т.д. Мономинеральные амфиболиты называются по составу амфибола – роговообманковые, антофиллитовые амфиболиты и т.д., а также по природе исходного субстрата – параамфиболиты и ортоамфиболиты.

Железистые кварциты (синоним – *джеспилиты*) – представлены яснослоистыми, тонкополосчатыми кварц-магнетитовыми, силикат-магнетитовыми или силикат-гематитовыми породами, с преобладанием в отдельных тонких слоях, какого либо одного минерала – кварца, магнетита, гематита, хлорита, серицита, антофиллита и др. Содержание магнетита или гематита в них может достигать более 50 %.

Гранулиты – это метаморфическая порода с тонкозернистой и гнейсовидной текстурой, кислая по химизму и лейкократовая по минеральному составу, представленному кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, гранатом иногда с небольшим количеством биотита, силлиманита, кианита. Гранат при этом должен быть богат пироповой составляющей, а биотит с высоким содержанием титана, что является отличительным признаком их формирования в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Определяющими в названии гранулитов являются цветные минералы, например, гранулит биотитовый, гранатовый, пироксеновый и т.д. В ряде случаев кристаллические сланцы среднего и основного состава, образовавшиеся в условиях

гранулитовой фации метаморфизма, называют гранулитами среднего и основного состава, что не совсем корректно.

Эклогиты – кристаллически-зернистые массивные, иногда слабо сланцеватые породы, состоящие в основном из граната (пиропа в гранате до 73%) и пироксена (омфацита). В небольших количествах могут присутствовать кианит, бронзит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, амфибол (смарагдит) и акцессорные минералы (сфен, цоизит и др.). Образовались эклогиты в условиях высоких температур и давлений (более 10-12 кбар).

Пириболит – двупироксено-амфиболо-плагиоклазовый кристаллический сланец.

Кинцигит – гранат-графит-биотит-плагиоклазовый кристаллический сланец.

Кондалит – силлиманитовый или гранат-силлиманитовый гнейс, кварцит.

Гондит – гнейс или кварцит повышенной марганцовистости со спессартином, родохрозитом, родонитом и др. марганцовистыми минералами.

Эвлизит – ультраосновная порода повышенной марганцовистости, состоящая из марганцовистого фаялита, диопсида, амфибола и альмандин-спессартинового граната.

Лептит – высокометаморфизованная мелкозернистая порода кварц-полевошпатового состава со слюдой амфиболом, пироксеном, силлиманитом или кианитом. Образуется за счёт кислых вулканитов.

Чарнокиты (калиевые чарнокиты) – разновидности мигматитов, представленные совокупностью генетически родственных гранитоидных пород метаморфогенного и ультраметаморфогенного генезиса, варьирующими по составу от гранитов до диоритов с типоморфным минеральным парагенезисом ($\pm \text{Кв} \pm \text{Кпш}_{30-42} \pm \text{Пл}_{20-38} \pm \text{Пл}_{25-50} \pm \text{Гип}_{32-50}$) при возможном наличии биотита, граната, диопсида, роговой обманки. Формируются в основном в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Эндербиты (натриевые чарнокиты) – горные породы метаморфогенного и ультраметаморфогенного генезиса, состав которых варьирует от плагиогранитов до диоритов с типоморфным минеральным парагенезисом ($\pm \text{Кв} \pm \text{Пл}_{32-40} \pm \text{Гип}_{30-40}$) при наличии граната и реакционных взаимоотношений водных минералов (биотита, роговой обманки) с безводными. Формируются в основном в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Динамометаморфические породы

Динамометаморфические породы (по А.И. Родыгину) подразделяются на две группы – *катаклазиты* и *милониты*.

Катаклазиты – образуются в приповерхностных зонах земной коры в условиях дробления (и вращения) пород без рекристаллизации и без образования новых минеральных форм. Они подразделяются на несколько разновидностей:

1. *Породы без первичной связности* – от брекчии до глинки трения – образующиеся в приповерхностных зонах в условиях низких температур и давления.

2. *Какириты* – рыхлые, сильно катаклазированные и трещиноватые породы, в которых обломки не смещены относительно друг друга.

3. *Глинка трения* – образуется в условиях скалывания, дробления и перетирания обломков более 30% объёма пород.

4. *Связные катаклазиты* – более глубинные породы с первичной и вторичной связностью за счёт литификации раздробленных пород и пропитки их флюидами.

5. *Тектоническая брекчия (дислокационная брекчия или брекчия трения)* – литифицированные породы, состоящие из угловатых и слегка закруглённых обломков размером от микро- до крупных глыб. Литификация пород обусловлена всесторонним давлением.

6. *Микробрекчии* – интенсивно раздробленные мелкозернистые породы, макроскопически похожие на афанитовые эффузивы, кварциты и т.д.

7. *Катаклазит* (катаклазированная порода) отличается от какирита большей прочностью, а от милонитов – меньшей степенью раздробленности и отсутствием признаков пластического течения.

8. *Псевдотахилиты* – темно-серые, плотные породы стекловатого облика, расположенные в «жилах» и обособлениях.

Милониты – образовались в глубинных зонах земной коры в условиях стресса и повышенного гидростатического давления и преобладании пластических деформаций с рекристаллизацией связного матрикса. Они подразделяются на четыре разновидности:

1. *Протомилониты* – более чем на 50% состоят из угловатых или чуть закруглённых линзовидных мегапорфировкластов. По внешнему облику похожи на рассланцованные конгломераты.

2. *Ортомилониты (милониты)* – серые, плотные породы с признаками пластического течения, состоящие из мелкозернистых порфировкластов (от 10 до 50%). По размеру порфировкластов они подразделяются на:

- грубоочковые милониты (порфировкласты > 30 мм);
- крупноочковые милониты (порфировкласты 5-30 мм);
- среднеочковые милониты (порфировкласты 1-5 мм);
- мелкоочковые милониты (порфировкласты 0.5-1 мм);
- микроочковые милониты (порфировкласты < 0.5 мм).

3. *Ультрамилониты* – породы афанитового облика, микроочковые, напоминающие ороговикованный глинистый сланец, образовавшиеся в условиях крайней степени милонитизации. Реликты первичной структуры отсутствуют, порфировкласты очень мелкие и составляют не более 10% общего объёма породы, присуща вторичная рекристаллизация с образованием лент и линзочек минералов кварца и т.д.

4. *Бластомилониты* – образуются при большом значении воды и летучих компонентов, теряя признаки милонитов, переходят в обычные метаморфические породы (бластомилонитовые очковые гнейсы и т.д.).

Мигматиты

Мигматиты по расположению лейкосомы и соотношению её с палеосомой и меланосомой подразделяются на ряд морфологических разновидностей:

артериты – полосчатые или послойные мигматиты, в которых лейкосома расположена преимущественно параллельно полосчатости или сланцеватости субстрата пород (мигматиты с очень тонким послойным чередованием жил и субстрата известны под названием «мигматиты *lit-par-lit*»);

диктониты (диктиониты, диктониты) – ветвистые мигматиты, в которых инъекционный материал (лейкосома гранитного состава) расположен в горной породе (палеосоме) в виде разветвлённых жил;

агматиты (похожие на эруптивную брекчию) – глыбовые мигматиты, в которых в разной степени изменённые угловатые обломки горной породы (палеосомы) сцементированы лейкосомой гранитного состава;

диадиситы – мигматиты, в которых редкие прожилки лейкосомы, секут полосчатость метаморфической породы;

небулиты – мигматит, в котором гранитный материал образует рассеянные выделения;

теневые мигматиты – это мигматиты, в которых почти исчезло различие между субстратом и подвижным (привнесённым) материалом, а по вещественному составу они близки к граниту и иногда называется «гранит-мигматитом»;

птимгматиты – сложные, извилистой «мелкоскладчатой» формы тонкие прожилки гранит-аплита, гранита, кварца и реже пегматита;

полимигматиты – многократно мигматизированная порода либо мигматит смешанной природы.

Кроме вышеуказанных основных разновидностей выделяются ещё разновидности мигматитов, которые встречаются несколько реже:

флюидальные – агматиты со структурами течения;

форелевые – агматиты с плоскими субпараллельными «лепёшками» размером (3-5 см)×(1-2 см);

порфиروبластовые – порфиробласты плагиоклаза в мигматите в виде пятен, зон, полос и жил;

очковые, желвакообразные, линзовые, офальмиты – в этих мигматитах присутствуют крупные линзы порфиروبластов или кварц-полевошпатовых обособлений;

порфиробласто-теневые – почти синоним теневых мигматитов;

метабластические – мигматиты, в которых жильная часть (лейкосома) резко не выделяется и располагается равномерно в виде неясных пятен и полос;

метатектический (метатектит) – мигматит, в котором лейкосома резко обособлена;

метасоматические – образуется в процессе кремнещелочного метасоматоза (метасоматической гранитизации), когда гранитный материал рассеян в породе, либо располагается в виде жил, без следов течения жильного материала, со следами структур замещения, разъедания и порфиробластеза.

К.А. Шуркиным (1972) было предложено выделять разные морфологические типы мигматитов в зависимости от характера деформаций и степени мигматизации (рис. 6.3).

Степень мигматизации	Интенсивные движения		Слабые движения	Характер изменения субстрата
	Складчатость, расщепление, дробление		микротрещиноватость, расщепление	
	тонкослоистая, сланцеватая текстура	массивная, грубослоистая текстура	слоистая, сланцеватая, массивная текстура	
слабая	 линзовые	 ветвистые	 очковые	Не изменён, в контакте с метатектом прекристаллизация и щелочно-кварцевый метасоматоз
средняя	 неравномернополосчатые	 сетчатые	 пятнисто-порфиробластовые	Мало изменён, в контакте с метатектом фельдшпатизация
	 лентовидно-полосчатые	 брекчиевидные	 чётковидно-порфиробластовые	Заметно изменён, частью гранитизирован и перекристаллизован
сильная	 тонкопослойные	 пластинчато-брекчиевидные	 жильно-порфиробластовые	Сильно изменён, пропитан метатектом и гранитизирован
	 слоисто-полосчатые	 флюидальные	 псевдобрекчиевидные	В участках развития метатекта полностью переработан, в реликтовых участках гранитизирован
высшая	 гнейсовидно-теневые	 пятнисто-теневые	 порфиробласто-теневые	Неравномерно ассимилирован, в гранитоидной массе сохраняются лишь теневые текстуры целиком переработанного субстрата

Рис. 6.3. Морфологические типы мигматитов, по К.А. Шуркину (1972).

1 – линейные скопления минералов; 2 – крапленность изометричных минералов; 3 – порфиробласты.

Метасоматиты

Метасоматиты по условиям образования подразделяются на ряд форм:

скарны – метасоматические породы, развитые как в контактах карбонатных и силикатных пород, так и вне них, и сложенные высокотемпературными известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами (диопсид-геденбергитами,grossуляр-андрадитами, скополитом, эпидотом и т.д.);

грейзены – продукты пневматолито-гидротермального изменения интрузивных, эффузивных, осадочных и метаморфических горных пород преобладающе кислого состава, представленные главным образом кварцем, мусковитом, литиевыми слюдами, турмалином, топазом, флюоритом, бериллом, рутилом, некоторыми рудными минералами и т.д.;

карбонатиты – существенно карбонатные породы кальцитового, доломитового или сидеритового состава;

слюдиты – биотитовые, флогопитовые и др.; могут содержать магнетит, роговую обманку, скаполит;

пропилиты – зеленокаменно перерождённые дациты и андезиты, состоящие из альбита, эпидота, кварца, пирита, иногда актинолита и хлорита;

спилиты – образуются по основным вулканитам и состоят обычно из альбита, хлорита, эпидота, кварца пирита и кальцита.

брезиты – кварц-серицитовые породы с пиритом, анкеритом и сидеритом; образуются преимущественно по породам кислого состава;

аргиллизиты – вулканогенные породы, в которых исходные минералы замещены глинистыми минералами;

листвениты – кварц-карбонатные листоватые породы с тальком, хлоритом, слюдами, актинолитом, пиритом и магнетитом; образуются по ультраосновным породам и доломитам;

кремнещелочные метасоматиты – образуются в широком диапазоне температур и давления при высокой подвижности и активности щелочей и кремнекислоты и представлены такими новообразованными минеральными парагенезисами как ($\pm$ кварц $\pm$ калиевый полевоый шпат $\pm$ альбит), а также – мусковитом, биотитом, щелочными амфиболами и пироксенами;

щелочные метасоматиты – образуются при доминировании щелочей в балансе мигрирующих элементов и представлены калиевыми (микроклинизация плагиоклаза, биотитизация цветных минералов и др.) и натровыми (альбитизация полевых шпатов, щелочная амфиболизация цветных минералов, нефелинизация и т.д.) разновидностями;

кварцитолиты, жадеититы, актинолититы, антофиллититы, эпидозититы и др., представляющие собой в основном мономинеральные породы.

6.2. Общие особенности строения и залегания метаморфических пород

6.2.1. Морфология тел метаморфических пород и формы залегания

Морфология тел метаморфических пород обусловлена многими факторами: типом метаморфизма и его интенсивностью; морфологией исходных тел и степенью их нарушенности; характером и степенью проявления син- и постметаморфических складчатых и разрывных деформаций; реологическими свойствами метаморфизируемых пород; количеством метаморфических событий; степенью согласованности первичных геологических границ исходных тел с метаморфической зональностью; и т.д.

При метаморфизме пород разного генезиса могут сохраняться формы исходных тел и их залегание, если процессы метаморфизма не сопровождались проявлением складчатых или разрывных деформаций. В большинстве же случаев (особенно для палео- и неоархейских образований) процессы метаморфизма сопровождаются складчатыми и разрывными деформациями, которые приводят к образованию разнообразных складчатых и разрывных структур разных рангов. Секущая метаморфическая зональность может нарушать и нивелировать исходные границы геологических тел, формируя при этом новые границы и тела («петроформации»), отражающие изограды метаморфизма. Ещё сложнее будут структуры и морфология тел, если они претерпели неоднократные процессы метаморфизма ультраметаморфизма, складчатых и разрывных деформаций.

6.2.2. Текстуры и структурные элементы метаморфических пород

В метаморфических породах, кроме новообразованных текстурных и структурных признаков, могут сохраняться и первичные. Степень сохранности первичных признаков осадочного или магматического происхождения зависит от интенсивности метаморфических и структурных преобразований. Текстурно-структурные признаки метаморфических пород можно подразделить на плоскостные, линейные и складчатые.

■ К **плоскостным структурным формам** относятся *полосчатость, кристаллизационная сланцеватость и кливаж*.

● **Полосчатость** может быть первичной (ритмичная, градационная и косая слоистость, магматическая расслоенность и др.), метаморфическая (сегрегационная и др.),

ложная косая (в полимилонитах), мигматитовая (артериты). Она выражена обычно переслаиванием (чередованием в разрезе) прослоек разной или одинаковой мощности, различающихся по минеральному и, соответственно, – вещественному составу и их соотношению. Полосчатые породы подразделяются на равномерно- и неравномерно-полосчатые, тонко-, средне- и грубополосчатые, ритмичнополосчатые и т.д.

• **Кристаллизационная сланцеватость** (гнейсоватость, гнейсовидность) в метаморфических породах – способность раскалываться на тонкие плитки и обусловлена параллельной ориентировкой пластинчатых, таблитчатых и игольчатых метаморфических минералов. В слоистых породах она обычно расположена согласно с напластованием. В гнейсах и сланцах, особенно монотонного состава, она является главным текстурным признаком, по которому можно судить о характере дислоцированности толщ пород.



Сланцеватость и полосчатость кристаллических сланцев и гнейсов относятся к типу плоско-параллельных текстур. В самой плоскости сланцеватости или полосчатости минеральные зёрна могут быть ориентированы как беспорядочно (плоскопараллельная текстура), так и параллельно друг другу (линейно-

плоскостная и линейно-параллельная текстуры) (рис. 6.4). Плоскостной ориентировкой могут обладать, например, чешуйчатые (слюды) и таблитчатые минералы, а линейной – столбчатые минералы (кианит, актинолит и др.).

• **Кливаж течения** проявляется в менее метаморфизованных породах, похож на кристаллизационную сланцеватость, но отличается обычно от неё секущим положением к напластованию (см. гл.2, кливаж).

ЛИНЕЙНОСТЬ

Линейность – описательный, а не генетический термин и применяется для обозначения линейных структур любого типа как внутри горной породы, так и на её поверхности. Она может иметь микроскопические, макроскопические и даже региональные размеры (например, шарниры крупных линейных складок).

■ К линейным структурным формам метаморфических пород относятся: 1 – минеральная и агрегатная линейность; 2 – будинаж-структуры, линейно-линзовые и линейно вытянутые обломки агматитов и гальки конгломератов (рис. 6.6); 3 – карандашная отдельность; 4 – линии пересечения плоскостей (рис. 6.7); 5 – борозды и штрихи; 6 – кинк-банды (кинк-зоны) (рис. 6.8); и т.д. Основные виды линейности по Э. Клоосу (1958) приведены на рис. 6.5 и в табл. 1.



Сводка терминов, применявшихся в литературе
для описания линейности разных типов и видов, по Э.Клоосу (1958).

Табл. 1

«Первичная» линейность (в изверженных породах); главным образом пространственная ориентировка по форме зерен, линии течения		
1	Линейность, параллельная направлению течения магмы (главное направление)	линейный параллелизм, линии течения, линейная сланцеватость, стебельчатость, ленты, растяжение, цилиндрическое течение, сигарообразное растяжение, линейное растяжение, ориентировка по форме зерен, параллельная структура и др.
2	Линейность, нормальная к направлению течения магмы (подчиненное направление)	флюидальная структура, шпильки, сплющивание, линейность куполов, линии течения куполов, течение в тектонитах расплава, линейность параллельная тектоническому простиранию, линии течения, дуги течения и др.
«Вторичная» линейность в осадочных и метаморфических породах; выражается в основном в ориентировке решетки минералов или в пространственной ориентировке. Течение.		
3	Линейность течения перпендикулярная b , в направлении движения (главное направление)	параллельный кливаж, растяжение, линейный параллелизм, развальцевание, флюидальная структура, удлиненные гальки, стебельчатость, линейность и волокнистость перпендикулярно осям складок, веретенообразные зерна, разлинзование и растяжение по падению, занозистые поверхности, линейная сланцеватость параллельно склонению осей складок, течение, перпендикулярно волнистости и др.
4	Линейность течения параллельная b , поперечная по отношению к направлению движения по a (подчиненное направление)	деформация окаменелостей, растяжение параллельно оси складки, удлинение перпендикулярно трещинам ac , разлинзование, раскатывание, растяжение и механическое удлинение параллельно b , продольное растяжение, волокна параллельно оси складки, параллельно оси складки, гальки, вытянутые по b , стебельчатость, линии течения, тектонические оси и др.
5	Линейность вращения вокруг оси b , ориентировка решетки или пространственная, включающая складчатость и изгибание с удлинением по b или без него	плойчатость, оси полойчатости, полойчатость и мелкая складчатость, микроскладки параллельно линейности, грифельные структуры, лестничные жилы, карандашность, раскатанные зерна роговой обманки и др. минералов, вытянутые гальки конгломератов, удлинение параллельно оси складки, складки волочения; растяжение, борозды скольжения, линейность, волокнистость и стебельчатость параллельно оси складки, развальцевание и раскатывание по b и др.
6	Линейность пересечения поверхностей по оси b со смещением по поверхностям скалывания или без него; главным образом без удлинения по b	пересечение кливажа и слоистости, пересечение s_1 и s_2 , пересечение s_1 и s_2 параллельно оси складки, линейность растяжения и пересечения двух поверхностей, волокнистость пересечения сланцеватости с трещинами ac , волокнистость по a , пересечения по b , раздробленный конгломерат, стебли, стебельчатая складка «борозды скольжения» без растяжения, пересечение поверхностей скалывания, пересечение s_1 с трещинами скалывания, пересечение трех поверхностей, пересечения параллельно b , пластинки скольжения и др.
7	По поверхностям слоистости	поверхности скольжения, разлинзование, борозды, скольжение по поверхностям слоистости, борозды скольжения и др.
8	По поверхностям сланцеватости (может сопровождаться растяжением)	стебельчатость, борозды скольжения на поверхностях кливажа, стебельчатость, столбчатость, скольжение параллельно падению, линейность параллельно оси складок, скольжение параллельно оси a и др.
9	По плоскостям тектонических нарушений	поверхности скольжения, плоскости растяжения, борозды в плоскости ac параллельной a и др.

	Скольжение по поверхностям зеркала скольжения			
10	Рост минералов	В «теньях давления» или в направлении линейности	перистый кварц параллельно <i>b</i> , тени давления, рост кристаллов параллельно <i>b</i> и др.	
		Нормально к <i>ac</i> по трещинам, пересекающимся по <i>b</i>	рост кристаллов параллельно <i>b</i> , растянутые белемниты и др.	
		Рост перпендикулярно <i>b</i> в поясе <i>ac</i>	рост кристаллов параллельно <i>b</i> , рост зерен кварца и др.	

Соотношение разных типов линейности и других структурных элементов с крупными складками показано на примере крыла крупной складки (рис. 6.6).



- *Минеральная и агрегатная линейность* выражена линейно ориентированным расположением кристаллов минерала или минеральных агрегатов, сложенных мелкими зёрнами одного (амфибола, пироксена, граната и др.) или нескольких минералов (кварц-полевошпатовые и др.).

- *Линейно-линзовые и линейно-вытянутые обломки агматитов и гальки конгломератов* являются также линейными структурными элементами и наблюдаются обычно в агматитах и конгломератах, интенсивно расланцованных в условиях вязко-пластического сдвига. Соотношение величин поперечного сечения деформированных галек к длине может достигать 1/10/40, соответственно осям деформации.

- *Борозды и штрихи (бороздчатость или желобчатость), а также бугорчатость или ребристость* часто встречаются в метаморфических породах и наблюдаются в плоскостях сланцеватости в виде линейно ориентированных бугорков и бороздок длиной от 5-10 мм и

до десятков см. Направление их обычно совпадает с минеральной линейностью, образованной удлинённо-призматическими минералами или вытянутыми скоплениями минеральных агрегатов.

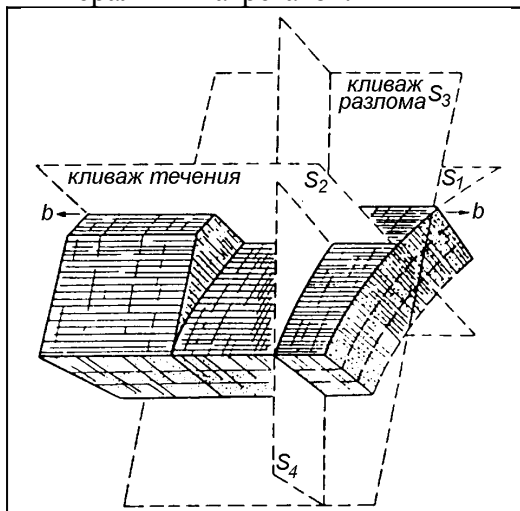


Рис. 6.7. Диаграмма, показывающая пересечение поверхностей S . S_1 – слоистость; S_2 – кливаж течения; S_3 – кливаж разлома; S_4 – поперечные трещины. Пересечения S_1 , S_2 , S_3 дают чётко выраженную линейность, как показано на диаграмме.

● *Линейность пересечения плоскостей* весьма широко распространена (рис. 6.7), однако не все пересечения имеют существенное значение. Кливаж течения и слоистость пресекаются по линии, параллельной оси складок; кливаж течения и более поздний кливаж разлома могут пересекаться по этой линии, если они относятся к одному акту деформации, а также, если не менялся план деформаций. Благодаря наличию слабых смещений по поверхностям в пересечениях разных типов кливажа нередко образуется пloyчатость и мелкая волнистость (кренуляционные складки). В результате пересечения поверхностей могут образовываться желобчатость, полосы, ленты и пloyчатость.

Кливаж течения (S_2) обычно ориентирован под большим углом к слоистости (S_1) и приводит к образованию пloyчатости на поверхности слоистости, параллельной оси складки b . Кливаж

разлома (S_3) также пересекается со слоистостью по b , но он выражен менее отчётливо.

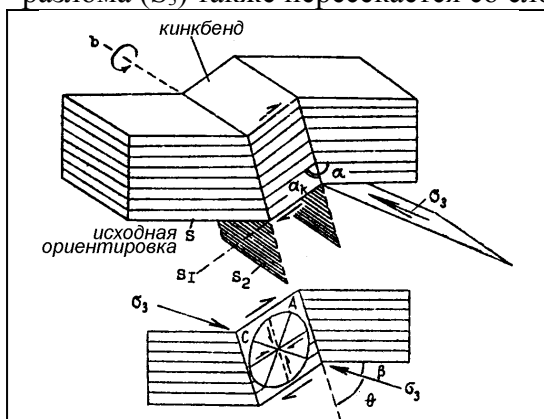


Рис. 6.8. Структура кинкбенд и соотношение её с положением осей эллипсоида деформаций и главных напряжений.

Поперечные трещины (S_4) расположены с большими интервалами и почти перпендикулярны к оси b . Они образуют поперечную ограничивающую поверхность блока и наблюдаются на поверхности слоистости в виде тонких линий, параллельных падению.

● *Кинк-банды (кинкбенды, кинк-зоны)* образуются обычно в поздние фазы деформации. Шарниры этих складок, также являются линейными структурами и могут изучаться и использоваться для определения направления осей деформации (рис. 6.8). Геометрия и кинематика образования структур кинкбенд рассматривалась в многочисленных работах.

● *Карандашная отдельность* наблюдается часто в карандашных или стебельчатых гнейсах, в которых все минералы ориентированы в одном направлении в виде линзовидных или округлых в поперечном сечении линз или карандашей. Соотношение величины поперечного сечения к длине может достигать 1/40.

При изучении разных типов линейности необходимо выявлять их возрастные взаимоотношения. Почти все виды линейности могут развиваться параллельно друг другу в один акт деформации. Но есть виды линейности, которые развиваются последовательно. Например, при образовании складки наблюдается следующая последовательность процессов:

- 1) при изгибе происходит скольжение по поверхностям слоистости, в крыльях разлинзование, пloyчатость, изгибы;
- 2) течение в направлении параллельном осевой плоскости складки приводит к образованию кливажа течения и b -линейности (параллельно шарниру складки), иногда a -линейности, параллельной осевой плоскости складки;
- 3) усиление течения приводит к раскатыванию и разлинзованию по оси a и b ;

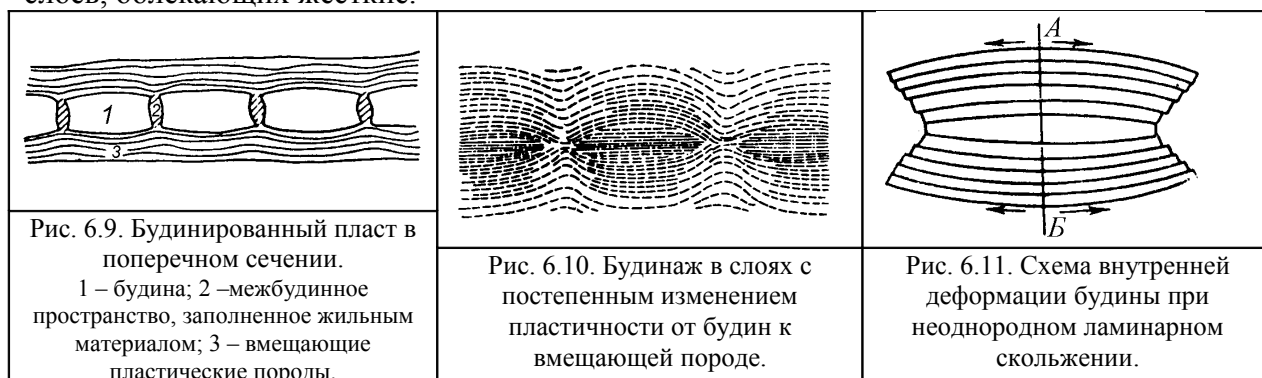
- 4) после диагенеза формируются линии пересечения кливажа течения, разлома с S_0 параллельно оси b иногда параллельно оси a ;
- 5) образование трещин, борозд скольжения;
- 6) метаморфизм и сопутствующие метаморфизму структурные элементы, формирующиеся в разных условиях.

Ориентировка линейности по оси a или b обусловлена условиями деформации. Считается, что растяжение по оси a больше, чем по оси b . В общем случае с линейными складками связаны обычно две системы линейности: a -линейность, лежащая в плоскости новообразованной сланцеватости и ориентированная под большим углом к шарнирам, и b -линейность, параллельная шарнирам. (Примечание: в последние годы в зарубежной литературе под a -линейностью стали понимать линейность растяжения, а под b -линейностью – линейность вращения, независимо от их положения относительно элементов складки.)

БУДИНАЖ-СТРУКТУРЫ

• *Будинаж-структуры* впервые выделил и описал Макс Лоэст в 1909 году. Будинаж-структуры образуются в процессе будинажа. *Будинаж* (фр. boudin – валик, колбаса) – вид деформации отдельных слоёв, пластов и жил в неоднородно-слоистых средах (горные породы, осадки, жилы, дайки, расплавы и т.д.), заключающийся в разделении их на будины (блоки, линзы и т.д. разнообразной морфологии), а также в образовании раздувов и пережимов (рис. 6.9 – 6.11).

Морфология будин. Будины могут быть отделены друг от друга или соединены тонкими пережимами (шейками). Длинная ось будины почти всегда ориентирована параллельно другим линейным текстурам. Пространство между будинами заполняется облекающим пластичным материалом, а также жильным веществом (кальцитом, кварцем, гранитом и др.). Будинаж является результатом растяжения жестких слоёв под действием различных сил, возникающих при раздавливании и течении под давлением пластичных слоёв, облекающих жёсткие.



В зависимости от стадийности образования выделяется несколько разновидностей будинаж-структур: 1 – эмбриональные (неполный разрыв и будины соединены шейками); 2 – блоковые (будины представлены отдельными блоками остроугольной формы); 3 – нормальные (будины приобретают бочонкообразную форму); 4 – линзовые (будины имеют линзовидный облик). Это элементарные формы будин.

В природе же структуры будинаж характеризуются исключительным разнообразием форм и размеров (рис. 6.12 - 6.22). Будины могут образовываться при раздавливании более жёсткого слоя, в однородной (рис. 6.12) или слоистой среде (рис. 6.13), за счёт замковых частей изоклинальных складок (рис. 6.16.), из групповых складок волочения (рис. 6.15). Они могут иметь однородное строение (рис. 6.14, 6.15) либо зональное или зонально-концентрическое (рис. 6.16, 6.21, 6.22), за счёт неоднородной слоистой среды, либо посредством минеральных преобразований. Иногда межбудинное пространство может подвергаться раздавливанию и разрыву с последующим включением его в будину (рис. 6.15) либо с «заглатыванием» (рис. 6.19). Будины могут иметь в поперечном сечении разнообразные формы: с признаками вращения – заворачивания (рис. 6.20), s-образные, z-образные и т.д. (Кудрин, 1982).

Морфология будин обусловлена многими факторами и два самых главных из них: 1) наличие неоднородной слоистой среды с послойно различными физическими свойствами (прочностью, пластичностью, упругостью и т.д.); 2) воздействие на эту среду или возникновение в ней напряжений сжатия и растяжения, вызывающих послойные деформации течения, разрыва, скалывания, выжимания и нагнетания.

По положению деформаций сжатия относительно плоскостей напластования будинаж подразделяется на:

- а) будинаж выжимания (сжатие ориентировано перпендикулярно по отношению к плоскостям напластования);
- б) будинаж нагнетания (сжатие ориентировано параллельно по отношению к плоскостям напластования).

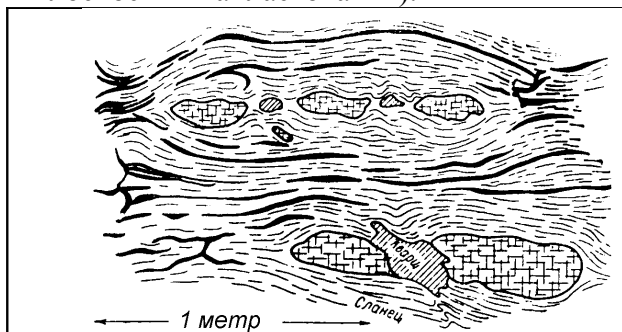


Рис. 6.12. Неоднократный и разновременный будинаж. Биотитовые сланцы (штриховка) содержат будины пироксен-плагиоклазовых пород (штриховка решёткой) и будинированные жилы кварца (черное) и межбудинного кварца (косая штриховка) (Приладожье).

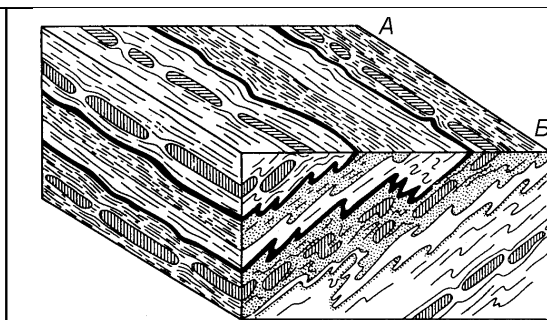


Рис. 6.13. Будинированные ладожские сланцы (заштрихованные) среди гнейсов, по Н.Г.Судовикову.

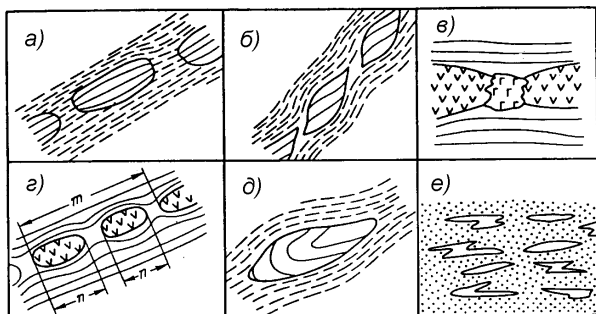


Рис. 6.14. Структуры будинажа и разлинзования, по Г.В.Тохтуеву (1967).

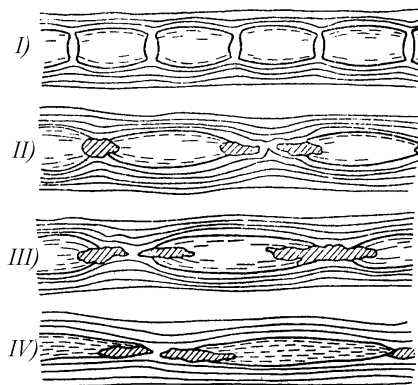


Рис. 6.15. Схема развития (I-IV) будинажа с изменением формы будин от бочонкообразной до линзовидной.

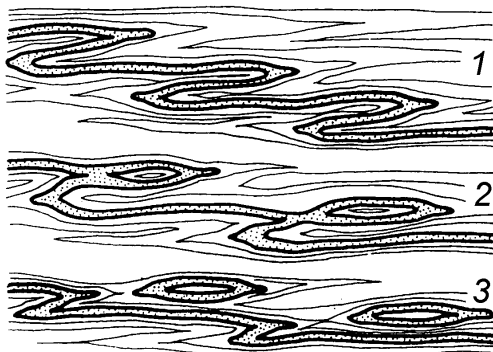


Рис. 6.16. Схема последовательности образования будин из изоклинальных складок.

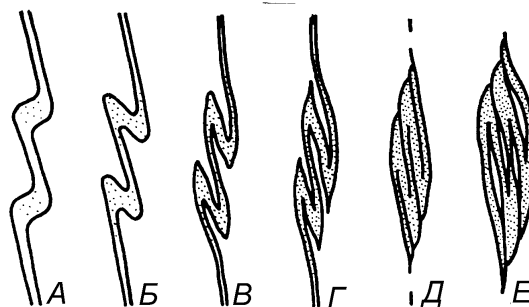
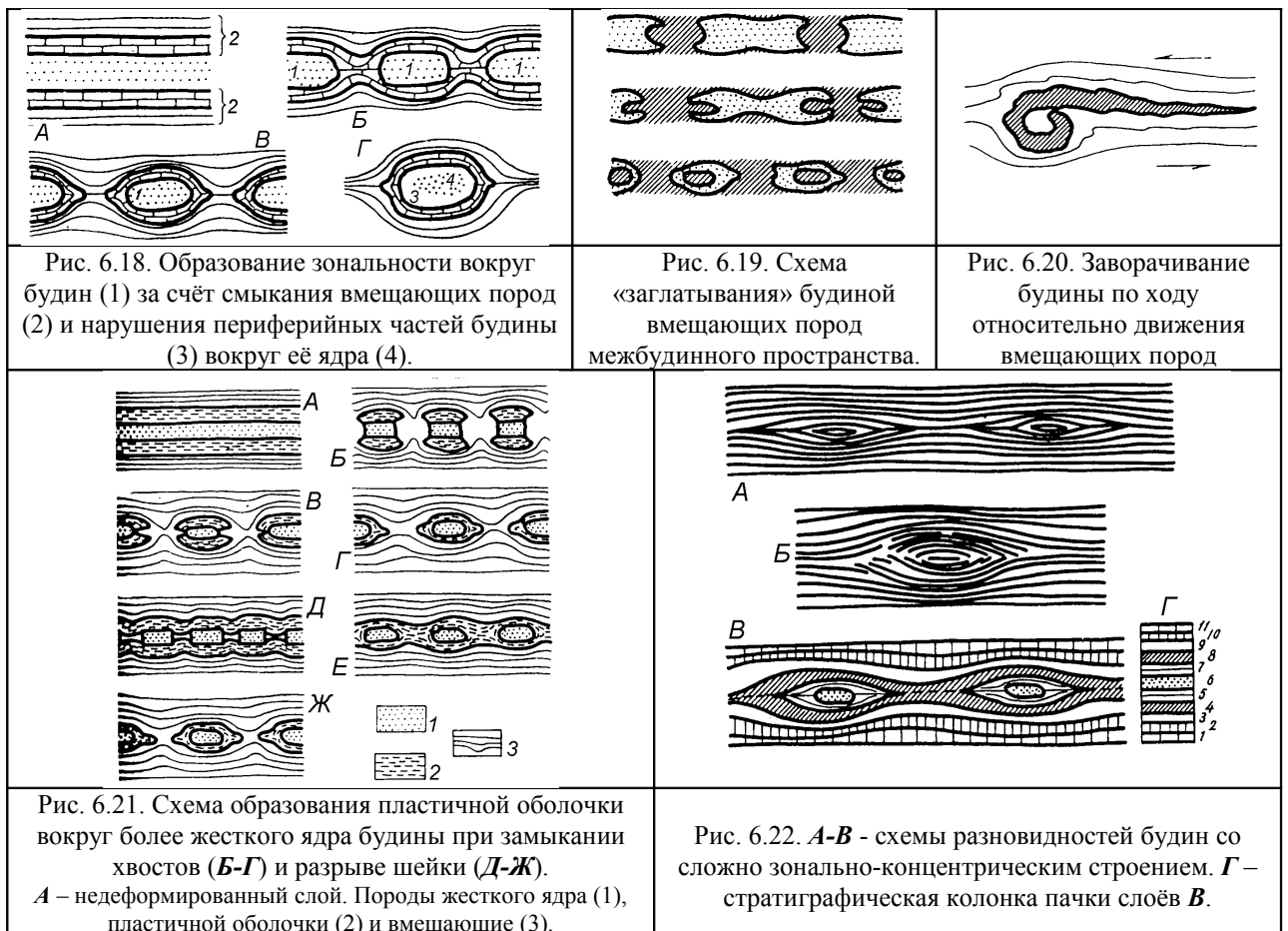


Рис. 6.17. От А до Е - схема образования сложной будины из групповых складок волочения.



Изучение ориентировки будин имеет важное значение при исследовании метаморфических пород, претерпевших складчатость.



В пределах крупной складки или складчатой зоны она может быть разной (рис. 6.23): 1) ориентировка будин по нормали к шарнирам складок широко распространена; 2) ориентировка диагонально к шарнирам складок: а) склоняющаяся в сторону погружения шарнира складки; б) склоняющаяся в направлении, обратном погружению шарнира складки; в) склоняющаяся в двух пересекающихся направлениях (первые два типа встречаются намного чаще, чем третий); 3) ориентировка параллельна шарнирам складок (имеет подчинённое развитие по сравнению с первыми двумя типами (Тохтуев, 1967).

Генетические типы и размеры будинаж-структур. Выявлено четыре генетических типа будинаж-структур, образующиеся: 1) при гипергенезе (диагенетические, оползневые, ледниковые, морские, озёрные и речные); 2) при тектогенезе осадочных толщ (соскладчатый и приразрывный); 3) при метаморфизме (региональном, регрессивном, ультраметаморфизме) и

метасоматозе; 4) при магматизме в процессе застывания плутонов, даек и потоков лав. В метаморфических толщах пород однозначно устанавливается только третий тип будинаж-структур.

В зависимости от размеров будинаж-структур выделяется четыре типа будинажа:

1. Микробудинаж встречается в весьма тонкополосчатых породах (в джеспилитах, яшмах и др.), в которых мощность слоёв измеряется долями миллиметра, и

распространён ограниченно. Устанавливается в основном под микроскопом и составляет петрографические структуры и текстуры.

2. Мезобудинаж включает будинированные слои мощностью от 1 мм до 1 см. Это наиболее распространённый морфометрический тип – встречается почти во всех дислоцированных неоднородно-слоистых толщах. В отдельных случаях определяет текстуру породы, но поскольку образуется вследствие тектонических деформаций, то прежде всего является тектонической структурой.

3. Макробудинаж объединяет будинированные слои и толщи мощностью от 1 м до 1 км и широко распространён в областях интенсивного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

4. Мегабудинаж включает огромные будины мощностью более 1 км, которые могут выявляться при объёмном картировании, по данным геофизических разведок и др.

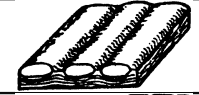
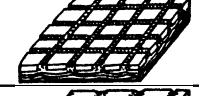
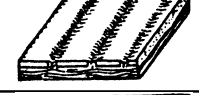
Морфокинематическая классификация будинаж-структур. Как уже отмечалось выше, морфология будин зависит от физических свойств пород, характера и длительности процессов деформации пород и термодинамических параметров их проявления. Поэтому для познания всех особенностей и характерных черт будинажных форм не обходимо изучение как плоскостных, так и объёмных форм будин. Поперечные сечения будин дают представления не только о плоскостной их форме, но и о характере и геологических условиях образования будинажа (тип деформации – пластичная или разрывная, тип разрыва – скалывание или отрыв, интенсивность деформации, характер и форма межбудинных пережимов, состав и очертания минеральных новообразований в межбудинных участках и т.д.). Объёмные формы позволяют установить точную ориентировку будин в пространстве. Закономерности размещения структур-будинажа в пространстве имеет исключительно важное значение для установления их взаимосвязи с другими структурными формами – складками, разрывными нарушениями, кливажём, линейностью и т.д. С учётом всех этих факторов были разработаны (Тохтуев, 1967) морфокинематическая классификация плоскостных (в поперечном сечении) форм структур-будинажа (Табл. 6.2.) и объёмных форм структур-будинажа (Табл. 6.3).

Табл. № 6.2. Морфокинематическая классификация плоскостных форм будинаж-структур

Форма сечения будины	Морфокинематический тип структур-будинаж	Тип деформации	Схема сечения
Будины округлого сечения	Будины линзовидного и овального сечения, образующиеся при высокой общей пластичности пород	неравномерное пластическое растяжение	
	Будины круглого сечения	неравномерное пластическое растяжение	
	Будины S- и Z-образного сечения	неравномерное пластическое растяжение + кручение	
	Будины линзовидного сечения, образованные скалыванием в двух пересекающихся направлениях	Скалывание, пластическое растяжение	
	Будины линзовидного сечения, образовавшиеся из прямоугольных при сжатии	Отрыв + последующее пластическое течение	
	Будины линзовидного сечения, образовавшиеся путём удаления из участков высокого давления неустойчивых минералов	Дифференциальное сжатие, приводящее к растворению и выносу минералов из пережимов	
	Будины бочонкообразного сечения	Отрыв с последующим сжатием	
	Будины ромбовидного сечения	Скалывание в одном направлении, растяжение	
	Будины с сечением в виде вытянутых параллелограммов	Скалывание в одном направлении, растяжение	
	Будины трапециевидного сечения	Скалывание в двух направлениях	

Будины углового сечения	Будины квадратного сечения	Отрыв, растяжение	
	Будины с вытянутым прямоугольным сечением	Отрыв, растяжение	
Неопр. формы	Будины с сечением разнообразной неправильной формы	Различные типы деформаций	

Табл. № 6.3. Морфокинематическая классификация объёмных форм будинаж-структур.

Форма будин	Тип будинажа	Тип деформаций	Объёмная схема
Округлой формы	Линзовый	Пластическое растяжение, скалывание, кручение, сплющивание	
	Эллипсоидальный	Пластическое растяжение, отрыв с последующим расплющиванием	
	Шаровый	Пластическое растяжение, скалывание, отрыв с последующим кручением	
	Цилиндрический	Пластическое растяжение, скалывание, отрыв с последующим расплющиванием	
Правильной формы	Параллелепипедальный изометрический	Скалывание, отрыв, растяжение	
	Призматический	Скалывание, отрыв, растяжение	
Неправильной формы	Неправильной формы	Различные типы деформаций	

■ **Складчатые структурные формы** метаморфических пород по масштабу проявления разделяются на мега-, мезо-, макро-, и микромасштабные. При геологическом картировании большее внимание уделяется выделению мезо- и макромасштабных форм.

1. К мегамасштабным структурам относятся складчатые зоны, крупные складки (антиформы, синформы и нейтральные складки), блок синклинории и блок антиклинории, наложенные складчатые структуры, купола, тектонические покровы и т.д., т.е. структуры, размер которых от сотен метров до десятков и сотен километров.

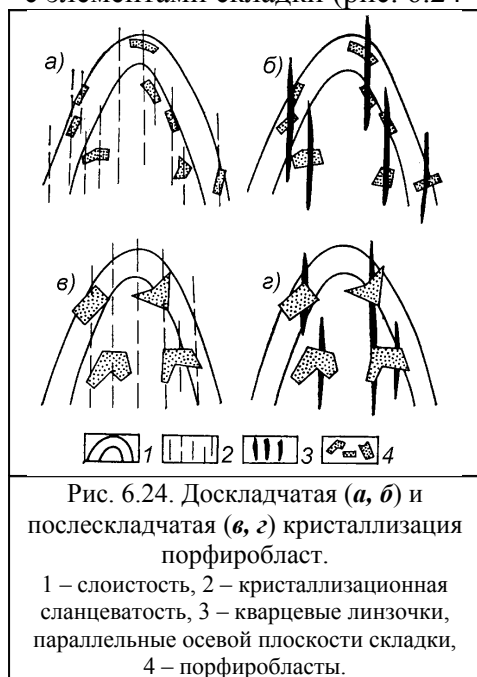
2. К мезомасштабным структурам относятся крупные складки, связанные с пликативными и разрывными деформациями, купола и т.д., т.е. структуры, размер которых от первых метров до сотен метров.

3. К макромасштабным структурам относятся: *пигматиты*, *мелкие складки*, *складки послойного течения* (складки течения и волочения), *секущие структуры перераспределения* (течения) *материала* (кливаж секущий, кренуляционный кливаж, сланцеватость, мелкие сдвиговые складки и т.д.), колчановидные складки (*sheath folds*).

4. К микромасштабным структурам относятся микроскладки и другие структуры, которые определяются и изучаются в ориентированных шлифах горных пород, претерпевших деформации при метаморфизме.

6.2.3. Структурные формы метасоматических пород

Метасоматические образования обычно слагают участки (поля), зоны, жилы, и обособления разной формы и разных размеров – от первых миллиметров до десятков, сотен и более метров. Кроме того, в процессе метасоматоза могут формироваться отдельные минеральные зёрна, а также скопления зёрен и кристаллов: скопления турмалина; порфиробласты или скопления граната; метакристаллы полевых шпатов в гнейсах и кристаллических сланцах; скопления метакристаллов и агрегатов порфиробластов, приуроченные к зонам расщеливания; мономинеральные жилы и линзы слюдитов, альбититов и т.д. Относительный возраст порфиробластеза определяется по соотношению порфиробласт со структурными элементами вмещающих пород, например, с элементами складки (рис. 6.24)



Морфология отдельных минеральных зёрен (по В.Д. Никитину) достаточно разнообразна. Наиболее характерные формы:

- 1) обычные формы роста (например, гранат, апатит и другие минералы в пегматите);
- 2) скелетные формы роста: а) обычные скелетные формы, когда скорость роста рёбер и вершин кристаллов выше, чем у граней; б) футлярообразные скелетные формы, когда метакристаллы имеют кристаллографическую внешнюю форму, а внутри – много незамещённой породы;
- 3) ксеноморфные формы роста, когда кристалл при росте замещает другой кристалл, например, пироксен замещается амфиболом или наоборот;
- 4) агрегатные формы роста – сростки, цепочки, друзы, радиально-лучистые и дендритовидные агрегаты.

6.3. Методы изучения метаморфических толщ

Полевое изучение метаморфических пород включает в себя следующие методы: петрографический (визуальную диагностику типоморфных минералов и определение типов пород); литологический (выявление первичных текстур и структур, признаков кровли и подошвы слоёв и сингенетичных породных ассоциаций); стратиграфический (определение стратиграфической последовательности и составление частных разрезов и стратиграфической колонки); структурный (выявление структурных форм и элементов и последовательности их образования); геофизические; дистанционные (дешифрирование аэрофото- и космодетектированных снимков).

Во время камеральной обработки полевых материалов используются следующие методы: петрографические (парагенетический анализ и др.); петрогеохимические (определение первичной природы); изотопно-геохимические (определение возраста образования и преобразования пород, а также возраста и типа протолита субстрата); формационный анализ (определение первичной и метаморфической формационной принадлежности).

6.3.1. Петрографические методы изучения метаморфических пород

Номенклатура метаморфических пород. Номенклатура метаморфических пород разработана недостаточно, несмотря на существование петрографических кодексов, и большого количества инструкций и рекомендаций. Основные разновидности пород перечислены в разделе 6.1.2. Кроме разновидностей пород, имеющих специальное название, все остальные метаморфические породы в названии могут иметь дополнительные обобщающие обозначения, например, гранулит, зелёный сланец,

метапелит, метабазит, парагнейс или ортогнейс. Для преобладающего большинства метаморфических пород в качестве видового признака существуют названия гнейс, сланец, амфиболит, и др. с добавлением в перечень названия всех или главных породообразующих минералов (по мере увеличения их количественного состава), например гранат-полевошпатовый амфиболит, силлиманит-гранат-гиперстеновый гранулит, кианит-биотит-гранатовый гнейс, плагиогнейс и т.д. К названию породы должны быть добавлены характеристики зернистости, структуры, текстуры и др. признаков. Особые названия имеют продукты локального метаморфизма, ультраметаморфизма, динамометаморфизма и метасоматоза.

В качестве обобщённых названий при обобщении групп пород применяются термины «супракрустальные» (региональнометаморфические породы поверхностного вулканогенного хемогенного и осадочного исходного генезиса) и «инфракрустальные» (изначально глубинного происхождения) комплексы

Породообразующие минералы. Минеральный состав метаморфических пород очень разнообразен и обусловлен исходным химическим составом и степенью, и условиями метаморфизма. Выделяются основные или типоморфные (соответствующие определённым условиям метаморфизма) минералы и акцессорные минералы. К основным породообразующим минералам относятся: кварц, полевые шпаты, гранаты, кордиерит, силлиманит, андалузит, кианит, ставролит, минералы группы эпидота, ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы (роговая обманка, актинолит, жедрит, антофиллит, куммингтонит и др.), биотит, мусковит и хлорит. В качестве акцессорных минералов – циркон, ортит, магнетит, титанит, скаполит и многие другие.

Структуры и текстуры метаморфических пород. Метаморфические породы образуются за счет перекристаллизации минерального вещества исходных пород в твёрдом состоянии, т.е. путем бластеза или кристаллобластеза. Поэтому все они обладают кристаллобластическими структурами – ксенобластовой, гетеробластовой, порфиробластовой, лепидогранобластовой, полигональной, идиобластовой и т.д., а также реакционными и прочими структурами замещения и деформационными структурами.

Метаморфические породы характеризуются широким спектром текстур, сформировавшимся в результате метаморфической перекристаллизации (с сохранением первичных текстур или без сохранения), метаморфической дифференциации, мигматизации, одноактного или многократного расщепления – массивная, линейнополосчатая, линзовиднополосчатая, полосчатая, неяснополосчатая и т.д., текстуры мигматитов, тектонитов, текстуры будинажа, реликтовые органогенные, осадочные, вулканогенные и магматогенные.

Парагенетический анализ. Парагенетический анализ метаморфических пород предполагает определение по минеральному составу и составу минералов метаморфической породы условия её образования – температуру кристаллизации, давление и особенности химизма внешней среды, влияющие на кристаллизацию. Анализуются парагенетические минералы, т.е. те, которые образовались в единых условиях и являются равновесными. Сущность парагенетических отношений состоит в том, что при заданных параметрах внешней среды минеральный состав (и, зачастую, химический состав минералов) изучаемой кристаллической породы оказывается строго определённым, а с изменением параметров может изменяться.

Определение фациальной принадлежности с помощью петрогенетических сеток. Парагенетические отношения минералов анализируют с помощью графических построений с использованием многокомпонентных систем на двойных или тройных (треугольных) диаграммах. Петрогенетические сетки А.А. Маракушева, В.А. Глебовицкого, Н.Л. Добрецова и др. позволяют определить фациальную принадлежность метаморфических пород по положению парагенезисов минералов на этих сетках.

Применение геотермометров и геобарометров для определения *T* и *P* метаморфизма. Определение температуры (*T*) и давления (*P*) производится с помощью

минералогических термометров и барометров на основании распределения изоморфных компонентов между минералами, которые могут обмениваться друг с другом этими компонентами (диаграммы Л.Л. Перчука и др.).

Изучение флюидных включений. Флюидные (газово-жидкие) включения широко распространены в метаморфических минералах. Изучение их состава позволяет выяснить физико-химические условия образования минералов, источник и происхождение минералообразующего раствора, масштабы взаимодействия с флюидом, влияние флюида на режим метаморфизма, и даже выходить на построение палеоклиматических реконструкций. По относительному возрасту выделяются три группы флюидных включений: первичные, первично-вторичные (мнимовторичные) и вторичные. Наиболее ценные источники информации о самых ранних этапах роста минерала – первичные флюиды. Вторичные же включения свидетельствуют об условиях более поздних деформаций и нарушений роста минералов. Состав включений в основном – H_2O и CO_2 . Кроме того могут присутствовать во включениях CH_4 , N_2 , $NaCl$, KCl многие другие соединения. Состав их изучается термо- и криометрическим, спектроскопическим, флюорисцентным методом, с помощью микрозондового анализатора, газовой хроматографии и т.д.

Изучение последовательности метаморфических преобразований. Последовательность минералообразования обычно изучается в шлифах с применением обычного и электронного микроскопа. Определяется последовательность минералообразования по соотношению минералов – изоморфные, ранние, парагенные, минералы реакционных структур, минералы акцессорные. При неоднократных и незавершённых преобразованиях пород в шлифе могут присутствовать неравновесные и парагенные минералы, соответствующие этим этапам или фазам преобразования. Лучше всего сохраняются минералы ретроградных процессов, но зачастую в ранних крупных минералах проградного этапа могут быть включения еще более ранних минералов, кристаллизовавшихся на более низких ступенях метаморфизма.

6.3.2. Литологические методы метаморфических пород

Исходные литологические признаки метаморфических пород могут быть установлены на основе изучения их состава, структуры, текстуры, контактов и геометрии геологических тел. Для этой цели используются методические приёмы и критерии историко-генетической типизации, например, для осадочных и магматогенных пород, которые изложены в многочисленных публикациях по этим типам пород.

Изучение вещественного состава. Вещественный состав исходных пород (субстрата) изменяется в зависимости от интенсивности и характера метаморфических процессов, особенно на стадии пластического течения, в зонах анатексиса (расплавления) и палингенеза (выплавления). Минеральный состав метаморфических пород будет соответствовать РТ-параметрам метаморфизма. Более устойчивы первичные магматические парагенезисы в интрузивных и вулканогенных породах. Чем менее устойчивы прежние минеральные связи, тем значительно изменяется минеральный состав при одних и тех же РТ-параметрах. Пелиты, например, будут изменены значительно, чем псаммиты или тем более псефиты или туфобрекчии, в которых может быть перекристаллизован только цемент, тогда как обломочный материал претерпевает лишь незначительные изменения.

Изучение структур и текстур. Некоторые первичные структуры исходных (интрузивных, псаммитов и др.) пород могут сохраняться лишь на низких ступенях метаморфизма, и практически не сохраняются в высоко метаморфизованных породах, особенно в условиях пластического течения, в зонах анатексиса и палингенеза и в зонах интенсивного расланцевания и кливажирования.

Вероятность сохранности первичных текстур намного выше.

Но при изучении текстур метаморфических пород основной задачей является получение доказательств того, является ли наблюдаемая, например, полосчатая текстура

осадочной или она возникла в результате метаморфической дифференциации вещества. При метаморфизме и сопутствующих деформаций могут возникать текстуры, похожие на псаммитовые, гравелитовые, псефитовые (грубообломочные), миндалекаменные (или амигдалоидные) и т.д. Правила и методы определения «псевдоосадочных» и «псевдовулканогенных» текстур описаны в ряде публикаций (Пожиленко, 2006; и др.). В любом случае, анализ метаморфических текстур должен начинаться со сравнения их с генотипами текстур неметаморфизованных осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, опираясь на справочники и классификационные таблицы структур и текстур, опубликованные в многочисленных работах Л.Н. Ботвинкиной (по осадочным и осадочно-вулканогенным породам), Е.Ф. Малеева (по вулканогенным породам) и др.

При тщательном изучении глубоко метаморфизованных толщ пород можно найти более или менее отчётливо сохранившиеся признаки нормального осадочного происхождения исходных пород (ритмичную, косую и градационную слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания, характерные поверхности слоёв, псефитовые и псаммитовые текстуры и т.п.) или вулканогенного (миндалекаменные зоны, подушечную отдельность, градационную слоистость, обломочные текстуры и др.). Кроме того, в метаморфических породах могут сохраняться первичные структуры и текстуры органогенных, хемогенных, осадочных, вулканогенных и магматических пород, в разной степени изменённые.

Изучение контактов и морфологии геологических тел. При метаморфизме контакты и морфология геологических тел могут изменяться тем значительнее, чем интенсивнее проявлялись деформации. Геологические тела и их границы могут разрываться, сминаться (рис. 6.25), трансформироваться (рис. 6.26) и т.д.

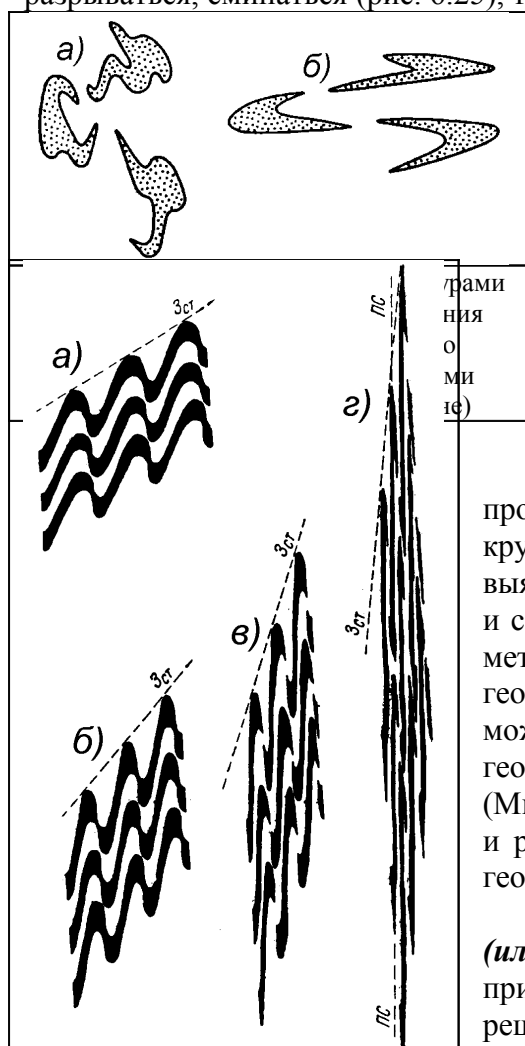


Рис. 6.26. Перестройка плоскостной структуры в ходе образования мелких тесно сжатых складок. а-б – стадии переработки слоистости в новообразованную полосчатость; Зст – зеркало складок, образованных слоистостью; ЛС – полосчатость.

Изначально линзовидные формы могут становиться лентовидными, извилистыми и прерывистыми, шаровидные – линзовидными и карандашными, пластообразные – полилинзовидными или складчатыми, а складчатые затем – линзовиднополосчатыми (рис. 6.26) и т.д.

Поэтому при реставрации изначальных границ и форм геологических тел любого ранга (от гальки или миндалины до слоёв, пачек и толщ в десятки и сотни метров мощностью) необходимо знать характер и степень деформации, их кинематические и динамические характеристики.

Исследование нужно начинать от более мелких и простых форм и границ, переходя постепенно к более крупным и протяжённым, с сопутствующим изучением и выявлением первичных и вторичных структур и текстур, и с применением комплексных методических приёмов и методов (литологических, петрографических, геофизических и др.). Примером таких исследований может служить монография «Вочеламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова» (Митрофанов, Пожиленко, 1991), где изложены методы и результаты комплексного изучения метаморфических геологических тел разного ранга.

Выявление «запрещённых» и сингенетических (или парagenетических) ассоциаций пород возможно при применении факторного анализа. На первом этапе решается задача разделения совокупности пород на однородные объекты, т.е. задача разделения сложной

системы на простые. На втором этапе выполняется процедура отдельно по отношению к каждой выявленной на первом этапе однородной группе. Исходные признаки – весовые проценты петрогенных элементов закономерно группируются в многомерном пространстве, образуя совокупность пород. Каждый фактор – тренд дифференциации вещества, и его нужно интерпретировать на основе всей имеющейся геологической и петрохимической информации. Каждый генетический тип имеет свой фактор, который для магматических пород определяется процессами магматической дифференциации, а для осадочных пород – процессами осадочной дифференциации, что выражается разными формулами компонент для разных типов пород. Таким образом, если в породном сообществе появляются породы, не укладывающиеся в тренд, то они могут быть не парагенетичными и иметь, либо другой возраст и/или природу (например, силл или слой лавы или туфов среди осадков).

6.3.3. Петрогеохимические методы определения первичной природы метаморфических пород

Химический состав исходных пород при метаморфизме остаётся практически неизменным (изохимический метаморфизм), либо в той или иной степени изменяется (аллохимический метаморфизм) и это изменение обусловлено интенсивностью и характером наложенных процессов. Поэтому, чтобы использовать петрохимические пересчёты для выявления исходной природы метаморфической породы, необходимо, сначала определить степень изохимичности процессов. Кроме петрогенетических, классификационных диаграмм и сеток, в основе которых лежат соотношения петрогенных элементов, существуют многочисленные диаграммы, построенные на соотношении рудогенных, инертных и редкоземельных элементов, а также математические методы пересчета, с помощью которых можно с определённой долей вероятности определить исходную природу протолита.

Определение первичной природы с помощью петрогенетических и классификационных диаграмм. Чаще всего в последние годы используются классификационные диаграммы: FAK-диаграмма А.А. Предовского, *ab*-диаграмма А.Н. Неелова, диаграмма (Al/3-K)-(Al/3-Na) де ля Роша и др. Кроме того, В.К.Головёнком, О.М.Розеном, М.И.Дубровским, Н.Л. Добрецовым, А.А. Предовским, Д.С. Штейнбергом, К.А.Жук-Почекутовым и др. разработаны петрохимические и геохимические методы, применяемые специально для магматических и осадочных пород, которые также используются широко.

Для определения природы магматических пород применяются классификационная диаграмма Петрокомитета - $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$. На тройной диаграмме AFM определяется принадлежность магматических пород к толеитовой или известково-щелочной серии.

В.Г.Лутц показал возможность определения формационной природы вулканических серий по парным диаграммам K-Ti, Ba-Sr, Zr-Ti, Ti-Cr, V-Cr, Co-Ni, на которых выделены тренды вулканических серий океанов, островных дуг, континентальных платформ. Для этих же целей широко используются также парные диаграммы Ti-Zr, Ti-Y, Zr-Y, Cr-Y, Ni-Cr, Rb-Sr. Для сравнения магматических пород и определения типа пород источника сноса используются также редкоземельные элементы (РЗЭ), так как они достаточно инертны при диагенезе и метаморфизме.

Определение первичной природы с помощью математических методов. Е.В. Мартыновым и А.А. Предовским разработана диалоговая автоматизированная процедура определения первичного минерального состава регионально метаморфизованных супракrustальных пород, которая реализуется на ЭВМ. Расчет приблизительных минеральных составов производится посредством сравнения его с эталонами способом постепенного приближения.

Л.И. Дуденко был применён факторный анализ (метод главных компонент). Как способ статистической обработки геохимической информации он является методом многомерного анализа, с помощью которого можно также решать классификационные

задачи. Он даёт структуру признаков в *n*-мерном пространстве в отличие от частных диаграмм по отдельным параметрам. А.В. Сочава широко использовал для метаосадочных пород парагрупповой метод кластерного анализа. В.И. Пожиленко предложил для определения аналогов и первичной природы метаморфических пород применять метод проверки гипотезы об однородности результатов измерений и сопоставления коэффициентов «сродства». По величине дискриминантной функции $D_{(x)}$ (по Д.М. Шоу и А.М. Кудо) можно разделять амфиболиты на пара- и ортоамфиболиты.

6.3.4. Изотопно-геохимические методы

Определение возраста образования и преобразования метаморфических пород.

Все наложенные процессы в той или иной мере влияют на природные изотопно-геохронометрические системы. Общепринятым считается следующий ряд устойчивости геохронометрических систем к наложенному воздействию: $K-Ar < Rb-Sr \leq U-Tr < Sm-Nd$.

U-Pb-метод позволяет по урансодержащим акцессорным минералам (по циркону, бадделеиту, монациту, титаниту, ортиту, пироклору и апатиту) из метаморфических пород определять время их метаморфизма, если они метаморфического происхождения. Если же в метамагматических породах сохранились магматические (но не ксеногенные) урансодержащие минералы, то определяется возраст их кристаллизации, т.е. возраст магматических пород. По детритовым цирконам в осадках можно определить возраст пород области сноса и нижний предел времени образования осадков. Наиболее современные методики и аппаратура позволяют проводить полный цикл исследований по единичным зёрнам циркона и даже по отдельным фрагментам этого зерна. Минимальный вес исследуемого минерала должен составлять не менее 0,005-0,015 г, а минимальный размер зерна - не менее 0,1 мм

С помощью *K-Ar-метода* определяется возраст наиболее поздних наложенных процессов в метаморфических породах. *Rb-Sr-метод* позволяет датировать последнее наиболее интенсивное преобразование метаморфических пород.

Sm-Nd-метод успешно применяется для определения возраста метамагматических пород, если в них сохранились магматические минералы, или возраст метаморфизма по парагенным метаморфическим минералам.

Для датирования процессов преобразования метаморфических пород применяется также *трековый метод*, основанный на явлении самопроизвольного деления содержащегося в минерале урана, осколки которого создают в материале минерала дефектные зоны, обнаруживаемые химическим травлением. Трековые исследования набора акцессорных минералов, обладающих разной пороговой температурой (циркон, титанит, эпидот, апатит и др.), позволяют выявить изменения во времени температурного режима на последнем этапе существования породы.

Разные изотопные системы в разных минералах открываются и закрываются при разных температурах. Например, пороговые температуры открытия-закрытия *Rb-Sr-систем* для биотитов составляют 300-400°, для флогопитов – около 400°, для мусковитов – около 500° и т.д. Экспериментально подтверждённая последовательность и значения возраста закрытия *Rb-Sr-, K-Ar-изотопных систем* при остывании обычно такова: роговая обманка (K-Ar) > мусковит (Rb-Sr) > мусковит (K-Ar) > калиевый полевой шпат (Rb-Sr) > биотит (Rb-Sr) ≥ биотит (K-Ar) > калиевый полевой шпат (K-Ar). Исследования *Rb-Sr-, K-Ar-, Ar-Ar-изотопных систем* в разных минералах метаморфических пород позволяют выявить, например, продолжительность остывания пород до полного закрытия их изотопных систем.

Определение первичной природы. Sm-Nd-изотопная система может использоваться для определения мантийного или корового происхождения протолита. Sm и Nd обладают высокой степенью фракционирования при корообразующих процессах в ходе частичного плавления мантийных источников, а также близостью поведения этих элементов (т.е. малой изменчивостью Sm/Nd отношений) в процессах внутрикорового плавления, метаморфизма, эрозии и переотложения. Зная возраст метаморфизма пород и

величины отношений изотопов $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ определяется величина $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, по знаку и величине которой можно определить коровую или мантийную принадлежность протолита и степень контаминации мантийного вещества коровым материалом. Метаморфизованные породы разного генезиса (особенно магматические) имеют разные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения. Например, породы с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением меньше 0,706 образовались, как правило, за счёт мантийных источников.

Определение модельного возраста протолитов метаморфических пород. Учитывая близость поведения Sm и Nd (т.е. малую изменчивость Sm/Nd отношений) в процессах внутрикорового плавления, метаморфизма, эрозии и переотложения Sm-Nd-изотопная система позволяет определять модельный возраст протолита CHUR и DM. Методика определения модельного возраста протолита, а также расчёта значений $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и их интерпретация приведены в работе Г.Фора.

6.3.5. Стратиграфические методы

Стратиграфическое расчленение метаморфических комплексов является одной из важнейших и трудных задач. И чем сильнее преобразованы породы, тем меньше вероятность объективного расчленения, так как при интенсивном метаморфизме и деформациях нарушаются, или вовсе исчезают первичные границы и формы, и возникают новые. Может возникнуть вторичная полосчатость, линзовидное строение, слоистая толща за счёт интенсивного кливажа течения по породам, смятым в изоклинальные складки и т.д.

Определение относительной и стратиграфической последовательности метаморфических пород возможно только в том случае, если метаморфические породы обладают слоистым строением и слои разного состава сохраняют свои различия и первичные границы. Выявление дометаморфических стратиграфических подразделений (пластов, толщ, комплексов) опирается на данные геологического и структурного картирования, полученные с применением всего их арсенала приёмов и методов. Основанием для стратиграфического подхода является доказательство первичной вулканогенно-осадочной природы метаморфических пород. При составлении геологической карты, по возможности, выявляется верх-низ частных разрезов, по крыльям складок и по моноклинальным участкам, строятся частные разрезы и колонки, выявляется степень нарушенности границ, относительная, а затем и стратиграфическая последовательность слоёв и толщ.

Относительная последовательность слоёв и толщ метаморфических пород в частных разрезах и колонках отражает в первую очередь их пространственное соотношение (снизу вверх), а это может быть, например, разрез по опрокинутому крылу складки или по надвинутым тектоническим пластинам или покрову.

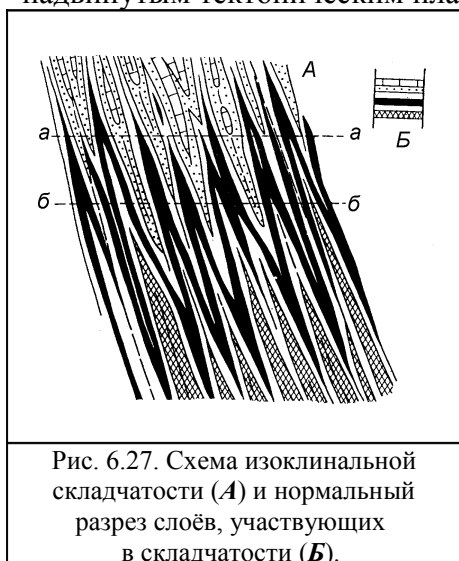


Рис. 6.27. Схема изоклиальной складчатости (А) и нормальный разрез слоёв, участвующих в складчатости (Б).

Стратиграфическая последовательность устанавливается сначала в частных разрезах (рис. 6.27) после выявления кровли и подошвы слоёв и толщ, изучения характера изменения разрезов вкрест простирания и по простиранию. Частные разрезы коррелируются по маркирующим границам, горизонтам или по каким-то другим признакам (красноцветность пород, наличие строматолитов, геохронологический изотопный возраст пород и т.д.). Эти данные позволяют составить сначала частные стратиграфические колонки с указанием стратиграфической последовательности и мощности слоёв и толщ, а затем и сводную стратиграфическую колонку.

Стратиграфическое расчленение метаморфических комплексов, утративших литологические признаки, на толщи или свиты проводится обычно на основании

преобладания (в разных районах, регионах и разных разрезах или их частях) определённых разновидностей пород, характерных сочетаний пород и их количественных соотношений. При определении площади развития тех или иных толщ или свит используются маркирующие горизонты или толщи характерных пород. Более достоверно выявляются мощные толщи (до сотен или тысяч метров), выделяемые в ранге свит, серий или комплексов. Гораздо труднее, а порой и невозможно выделить стратиграфические подразделения меньших рангов. Например, на территории Кольского региона на больших площадях оказалось невозможным выявить стратиграфическую последовательность неархейских метаморфических пород, а потому они отображены как нестратифицированные комплекс основания и кольско-беломорский комплекс, в составе которого выделены толщи, не имеющие стратиграфического ранга. Но, тем не менее, нельзя квалифицировать данную стратиграфическую интерпретацию как заведомо ошибочную. Она отражает логичную систему представлений, основанных на историко-геологических процессах, и обладает объективными признаками, присущими данным метаморфическим комплексам. Конечно, степень объективности, в первую очередь, зависит от степени обобщения.

6.3.6. Методы формационного анализа

Формационный анализ метаморфических пород позволяет выделять метаморфические формации. Формация может рассматриваться как типовая совокупность (парагенезис) горных пород - абстрактная формация, и как геологическое тело, сложенное той же совокупностью горных пород, – конкретная формация.

При анализе метаморфических комплексов под формационным анализом иногда понимается:

1) реставрация исходного литологического и петрографического состава и сравнение его с неметаморфизованными формациями, т.е. по сути – определение их исходной формационной принадлежности;

2) различение метаморфических пород или комплексов: по принадлежности их к различным геотектоническим элементам, стадиям или этапам геотектонического развития; по типу или уровню метаморфизма (контактово-метаморфические, ультраметаморфические и др.), по составу субстрата (базитовые, железисто-кремнистые и др.), по геохимическим обстановкам, по форме передачи энергии (плутонометаморфические, дислокационно-метаморфические и др.) и т.д.

3) выделение совокупностей метаморфических пород (по Н.С.Шатскому), образующих парагенетические ассоциации, не зависящих от генетических представлений, их исходного облика и способа метаморфических преобразований и выражающиеся, прежде всего, через общую (интегральную) петрографическую характеристику, т.е. как петроформации.

Наиболее логично вначале выделять петроформации, так как петроформационный подход применим к комплексам любого генезиса. Применение его на практике пока ограничено, так как систематика петроформаций пока окончательно не разработана.

Петроформации как парагенетические совокупности метаморфических пород, выделенные в разных регионах распространения раннедокембрийских комплексов метаморфических пород, достаточно разнообразны. Выделяются следующие типы петроформаций: кинцингитовая, кондалитовая, гиперстеновая гнейсокристаллосланцевая (эндербито-гнейсовая), пириболитовая, лейкогранулитовая, высокоглинозёмисто-кварцитовая, мрамор-кальцифировая, глинозёмисто-базитовая, амфиболитовая, плагиогнейсовая, гранитогнейсовая и т.д. Петроформации могут объединяться в сообщества петроформаций или петроформационные серии, например, пириболит-эндербитоидная, дифференцированная гранулитовая серия, гнейсосланцевая серия и пр.

Выявление петроформаций как картируемых метаморфических подразделений. Наиболее простое метаморфическое подразделение – монопородное тело. Монопородные тела, объединённые в полипородные подразделения надпородного уровня, и

различающиеся по набору пород, выделяются как петроформации. Во многих случаях петроформации интерпретировались как стратиграфические подразделения местных шкал в ранге толщ, подсвит, свит и серий. Любое стратиграфическое подразделение является уникальным, исторически и геологически обусловленным и занимающим определённое пространственное и временное положение в разрезе. Петроформация же, как картируемое подразделение, в общем случае представлена совокупностью геологических тел со сходными формационными характеристиками и может повторяться как в разрезе, так и в регионе. Но если конкретная петроформация имеет индивидуальные черты, стратигенную природу и закономерное положение в разрезе, то она может быть отождествлена со стратоном (стратиграфическим подразделением).

Выделение петроформаций производится на основании детального изучения геологических разрезов и включает в себя ряд последовательных операций:

- 1) диагностика видов горных пород, распространённых в разрезе по особенностям вещественного состава и структуры в соответствии с классификациями метаморфических пород и с указанием второстепенных признаков (цвета, включений и пр.);
- 2) определение границ и размеров монопородных тел;
- 3) объединение монопородных тел в однородные (по наборам видов пород и по их структурным соотношениям) тела петроформаций и определение их границ и размеров;
- 4) определение границ (объёма) и видов петроформаций;
- 5) объединение петроформаций в петроформационные группы и комплексы.

Правила петроформационного расчленения. Выделяемые петроформации как картируемые подразделения должны отвечать двум условиям: 1) быть достаточно простыми для опознавания, прослеживания и оконтуривания на геологической карте многопородными телами формационного уровня; 2) характеризоваться внутренним единством и парагенетическими отношениями входящих в них пород.

Первое условие обеспечивается тем, что в метаморфических комплексах горные породы разного состава группируются в ассоциации, достаточно резко различающиеся друг от друга по набору пород или по их количественным отношениям. Они выделяются при геологическом картировании эмпирически. *Второе условие* доказывается повторяемостью ассоциаций, свидетельствующей об их неслучайности, либо путём конкретного анализа истории их становления.

Выделенные формации могут потом подразделяться на субформации, основанные на конкретных петрографических особенностях горных пород, позволяющих оконтурить субформацию в поле и выделить её как геологическое тело. Например, в Северо-Западном Приладожье биотит-гнейсовую и гранат-гнейсовую петроформации расчленили по степени их мигматизации на четыре субформации в каждой из них: 1 – с содержанием лейкосомы 20-30%; 2 – полосчатые мигматиты с содержанием лейкосомы более 20-30%; 3 –

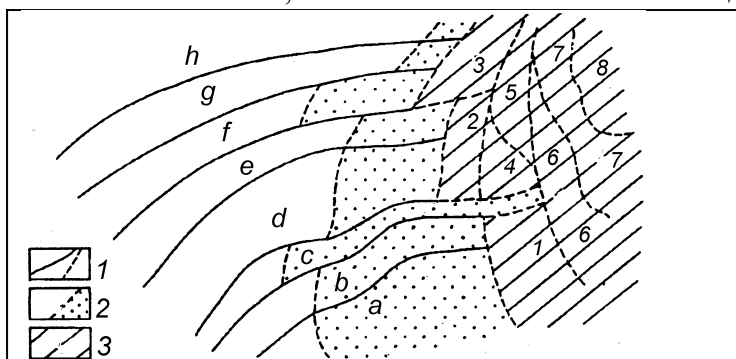


Рис. 6.28. Схема изображения соотношений стратиграфических и метаморфических подразделений на геологической карте, по В.И. Шульдинеру (1996).

Условные обозначения: 1 – границы стратиграфические (сплошная линия) и новообразованные метаморфические (пунктир); 2 – стратиграфические подразделения и их метаморфизованные части (края); 3 – метаморфические подразделения.

a-h – стратиграфические подразделения местной стратиграфической шкалы.

1-8 – метаморфические петроформации. Показываются цветами метаморфических подразделений.

В легенде 1-ая петроформация сопоставляется с *a-b*, 2-ая – с *d-e*, 3-ья – с *g-h*, 4-ая и 5-ая – с *d-h*.

– полосчатые мигматиты с содержанием лейкосомы более 20-30% и с крупными порфиробластами граната; 4 – сетчатые и агматитовые мигматит-граниты с содержанием лейкосомы до 60-80%.

Границы петроформаций в метаморфических комплексах правильнее называть метаморфогенными. Они могут быть как унаследованными, так и новообразованными (рис. 6.28). К первым принадлежат границы, разделяющие неоднородности,

которые существовали ещё до метаморфизма, а ко вторым – если разделяемые неоднородности возникают в ходе метаморфизма. К последним относятся минеральные и структурные различия, обусловленные перепадом температуры и давления метаморфизма, проявлениями плавления, метасоматоза, синметаморфическими тектоническими процессами и т.д.

Определение возраста петроформационных подразделений и его обозначение.

Метаморфические комплексы, особенно архейские, чаще всего сложены разновозрастными супракрустальными и магматическими образованиями, претерпевшими многочисленные эндогенные преобразования (метаморфизм, ультраметаморфизм, деформации) на протяжении многих сотен миллионов лет. Длительность и многоэтапность формирования и преобразования затрудняет индексацию их возраста образования и этапов преобразования. Общая задача распадается на определение относительного и абсолютного возраста. Относительный возраст может быть определён: 1) при корреляции конкретных петроформаций с конкретными стратиграфическими подразделениями, если удастся доказать, что они образовались за счёт метаморфизма этих подразделений; 2) путём соотнесения дометаморфического субстрата петроформации с подразделениями местной или общей геохронологической шкалы. Абсолютный возраст протолита и времени образования петроформации определяется геохронологическими методами, но только после того, когда будет выявлена природа протолита и последовательность всех наложенных процессов.

6.3.7. Структурный анализ

Структурный анализ комплексов метаморфических пород включает следующие элементы исследований:

- 1 - выявление структурных форм мега-, макро-, мезо- и микромасштаба;
- 2 - определение разновозрастности и последовательности развития структурных форм;
- 3 – построение структурной шкалы;
- 4 – определение последовательности эндогенных процессов;
- 5 - построение шкалы последовательности эндогенных процессов;
- 6 - выделение тектоно-метаморфических циклов;
- 7 - выделение разновозрастных СВК (структурно-вещественных комплексов);
- 8 - корреляция и выявление структур с моно и полициклическим развитием.

Выявление структурных форм микро-, макро-, мезо- и мега масштаба

• ***Микромасштабные*** линейные и складчатые структурные формы выявляются и анализируются при изучении ориентированных шлифов метаморфических пород в рамках микроструктурного анализа.

• ***Макромасштабные структурные формы*** – это малые структурные формы, которые выявляются в пределах обнажения. Они подразделяются на три класса:

I. Плоскостные структурные формы:

- 1 – полосчатость (первичная, метаморфическая, ложная, косая, мигматитовая);
- 2 – сланцеватость;
- 3 – кливаж.

II. Линейные структурные формы:

- 1 – минеральная и агрегатная линейность;
- 2 – борозды и штрихи;
- 3 – линии пересечения плоскостей;
- 4 – карандашная отдельность;
- 5 – будинаж-структуры;
- 6 – кинк-банды (кинк-зоны) и т.д.;

III. Складчатые структурные формы:

- 1 – птигматиты;
- 2 – мелкие складки (антиформы и синформы);

3 – дополнительные складки послыного течения (складки течения и волочения);
4 – секущие структуры перераспределения (течения) материала (кливаж секущий, сланцеватость, кренуляционный кливаж, мелкие сдвиговые складки и т.д.);

● **Мезомасштабные структурные формы** – это структурные формы, которые возможно выявить в масштабе небольших участков. К ним относятся:

- 1 – антиформы и синформы, нейтральные складки, разновозрастные складки;
- 2 – разновозрастная линейность и сланцеватость;
- 3 – разрывные нарушения;
- 4 – структурная неоднородность и структурные участки.

● **Мегамасштабные структурные формы** – это структурные формы, отражающиеся в масштабе геологической карты. К ним относятся:

- 1 – крупные складки: антиформы и синформы, нейтральные складки, блок синклинии и блок антиклинории;
- 2 – наложенные складчатые структуры;
- 3 – купола;
- 4 – тектонические покровы;
- 5 – разломы и связанные с ними трещиноватость, кливажирование, катаклаз, милонитизация, метаморфическая перекристаллизация и складчатые деформации.

При геологическом картировании крупных складчатых структур необходимо учитывать индикаторы, по которым можно определять положение замков складок:

- несовпадение сланцеватости или кливажа со слоистостью или полосчатостью;
- выдержанная по направлению линейная текстура, ориентированная под углом к простирацию плоскостных элементов;
- изменение рисунка складок послыного течения на обратный;
- устойчивая по простирацию ориентировка плоскостных элементов, отвечающая в разрезе прямому или перевёрнутому вееру; и др.

Определение разновозрастности и последовательности развития структурных форм и структурных элементов.

При картировании метаморфических образований необходимо соблюдать ряд принципов, определяющих разновозрастность и последовательность развития структурных форм:

1. Принцип соответствия структурных форм полям напряжений: структурные парагенезисы, например, кливаж и осевые поверхности складок; одинаковые ориентировки замков складок, *b*-линейности, линий пересечения кливажа с напластованием и др.; одинаковое простираание осевых поверхностей (ОП) складок.

2. Принцип наложенной деформации («замок в замке», интерференция складок и др.).

3. Принцип последовательного усложнения структуры – прослеживание в пространстве постепенных переходов от простой структуры к сложной и рассмотрение этого усложнения в качестве закономерности развития структуры во времени (нарастание степени расланцевания, кливажирования, будинирования и т.д.).

4. Принцип прогрессивной деформации (кливаж → метаморфическая перекристаллизация → послыное течение; брахиформные складки → собственно линейные складки → те же линейные складки, осложнённые вторичной ундуляцией).

5. Принцип контроля разновозрастности и последовательности развития структурных форм независимыми методами. Например, выяснение соотношений с одновозрастными интрузивными телами или при сопоставлении с историей метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических преобразований, геохронологическими методами.

Построение структурно-возрастной шкалы.

Структурная шкала должна отражать общие закономерности структурного развития участка, района или региона, т.е. всю последовательность проявлений складчатых и

разрывных деформаций (от ранних → к поздним), выраженных структурными парагенезисами (складками, сланцеватостью, линейностью, кливажём и разрывами). Работа над построением структурно-возрастной шкалы начинается с рекогносцировочного маршрута и описания первого обнажения, и завершается построением геологической карты. Сначала определяется последовательность деформаций на отдельных обнажениях, затем эти шкалы коррелируются и составляются обобщённые шкалы для фрагментов или участков района, а затем и для всего района. Корреляция шкал возможна, если на каждом из участков есть маркирующие структуры, породы или границы.

Дополнительный материал об истории тектонических деформаций может дать геометрический (стереогеометрический) микро- и макроструктурный анализ, который хотя и трудоёмок, но необходим для выявления тех этапов, которые не читаются непосредственно на геологической карте. Методы этого анализа подробно изложены в соответствующих руководствах (Елисеев, 1953; Казаков, 1976; Родыгин, 1992, 1996; и др.).

Определение последовательности эндогенных процессов.

В полиметаморфических и полискладчатых комплексах обычно проявлены многочисленные складчатые и разрывные деформации, метаморфизм, ультраметаморфизм и магматизм. Их последовательность устанавливается поэтапно: сначала на отдельных обнажениях, затем посредством корреляции и прослеживания реперных границ, пород или процессов - на участках и далее – в пределах района, региона и т.д.

В первую очередь необходимо выявлять соотношение процессов складчатости, метаморфизма, мигматизации (рис. 6.29) и внедрения интрузивных тел (рис. 6.30) на отдельных обнажениях и участках и коррелировать их как между собой, так и со структурными элементами, проявленными в районе. Например, жилы гранита (γ_2) секут складки F_1 и лейконому (γ_1) мигматитов, а на другом обнажении они (γ_2) сминаются в складку F_2 и секутся дайкой долеритов (β_1).

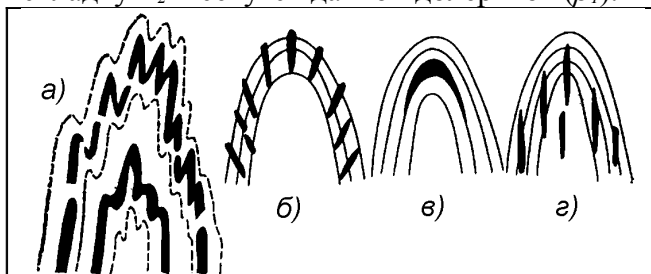


Рис. 6.29. Доскладчатое (а) и синскладчатое (б, в, г) развитие лейкосомы (чёрное) мигматитов.

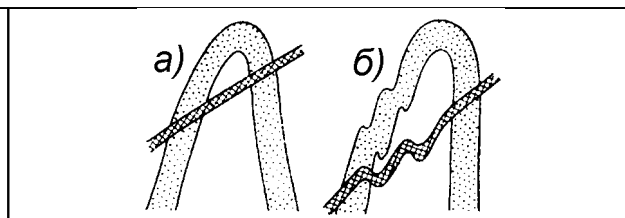


Рис. 6.30 Дайка, пересекающая складку.

а – вид до деформации, б – вид после наложенной деформации

Последовательность проявления и относительный возраст складчатых деформаций определяется не только по соотношению их с разновозрастными интрузивными образованиями, но и по характеру изменений положения осевых поверхностей, шарниров, линейности и т.д. (см. рис.3. в 3-ей главе.).

Построение шкалы относительной последовательности эндогенных процессов.

В шкале последовательности эндогенных процессов должны быть отражены в относительной возрастной последовательности (от ранних → к поздним) все хрупкие и пластические деформации, этапы метаморфизма и мигматизации, а также определено относительное положение всех интрузивных образований. Эта шкала должна отражать последовательность всех эндогенных процессов, которые проявились на всей изучаемой площади не зависимо от их распространённости (исходя из неоднородности и не повсеместности проявления каждого из этапов или фаз складчатых и разрывных деформаций, а также метаморфизма и ультраметаморфизма). Завершающим этапом в построении шкалы является определение абсолютного возраста процессов метаморфизма, мигматизации и интрузивных тел изотопными радиологическими методами – K-Ar, Rb-Sr,

U-Pb, Sm-Nd и др. В качестве примера приведена шкала по Ёнскому району С-3 Беломорья (табл. 4).

Выделение тектоно-метаморфических циклов.

Тектоно-метаморфический цикл (ТМЦ) по Ю.В. Миллеру (1996) отвечает заключительной стадии цикла Вильсона – коллизии, субдукции, обдукции и т.п. Продолжительность его может быть от нескольких млн. лет до десятков в фанерозое и до нескольких сотен млн. лет в раннем докембрии. По своей сути тектоно-метаморфический цикл рассматривается как совокупность эндогенных процессов, отражающих становление (прогрессивная стадия) и затухание (регрессивная стадия) коровой термальной аномалии: от хрупких деформаций к пластическим и обратно; стадийность степени метаморфизма (проградный и ретроградный этап), ультраметаморфизма, метасоматоза и магматизма.

Обычно цикл начинается со становления парагенезиса послойного и внутрислоевого течения, реже с покровного парагенезиса. Вторая стадия выражается в становлении парагенезиса линейной складчатости и/или купольных структур и температурным пиком метаморфизма. Цикл завершается развитием крутопадающих зон рассланцевания, системами кинк-бандов, трещин, разрывов, обусловленных падением Р-Т параметров метаморфизма и возрастанием вязкости пород. Циклы могут быть полными, представленные структурами обеих стадий, и неполными или редуцированными, в которых парагенезис послойного течения не проявляется. Полные циклы проявляются в условиях высокого метаморфизма, а неполные – на верхних уровнях земной коры в условиях слабого метаморфизма. В полных циклах пик метаморфизма обычно приходится на границу между первой и второй стадиями. В неполных циклах положение пика условно и одинаковые температуры метаморфизма могут сохраняться длительно.

Максимум ультраметагенных пегматоидов приурочен к термальному пику метаморфизма. Позднескладчатые гранитоиды обычно обогащены калиевым полевым шпатом. Базиты занимают в тектоно-метаморфическом цикле различное положение – могут быть ранние, на границе между первой и второй стадиями и поздние, образующиеся после завершения складчатых деформаций.

Схема последовательности эндогенных процессов С-3 Беломорья
(Пожиленко и др., 2000)

Таблица №4

ТМЦ	Этап	Деформации, магматизм, метаморфизм, мигматизация	Возраст процессов (млн. лет), объект и метод датирования	№ *
Mz-Kz	VII _n	Разрывные деформации		
Pz	VI _n	Дайки лампрофиров, мелилититов, щелочных пикритов и др. интрузии.	368±15, 360±16 (ультрамафиты, K-Ar)	1*
		Разрывные деформации		
PR ₂	V _n	Разрывные деформации, дайки (?)		
IV (PR ₁)	IV-D ₃	Разломы. Жилы пегматитов, дайки		
	IV-D ₂	Линейные зоны рассланцевания на фоне общего понижения Т	1750-1700 (мусковит, 40Ar/39Ar), 1870-1780 (рог. обманка, 40Ar/39Ar)	3*, 4*
	IV-D ₁	Диафторез - локальный и зональный метаморфизм	1893 (U-Pb, циркон, лейкосомы γ) 1940±15 (сфен из метагаббро-норитов)	2* 5*
III (PR ₁)	III-D ₄	Разломы, пегматиты, граниты, базиты		
	III-D ₃	Складки сжатые до изоклинальных		
	III-D ₂	Метаморфизм (Сц, МП)	2354±2 (U-Pb, циркон из диорита)	5*
	III-D ₁	Диориты	2356±6 (U-Pb, циркон из диорита)	5*
		Граниты, пегматиты	(2360-2400)±50 (ТИЭ, циркон, гранит)	6*
		Метаморфизм (Сц, МП)	2403±6 (U-Pb, циркон, метаанортосит)	2*
		Друзиты, анортоситы, габбро, габбро-нориты и др.	2460±9 (U-Pb, циркон, габбронорит) 2491±13 (U-Pb, циркон, габбронорит)	5* 2*
	II-D ₆	Открытые складки, разломы. Пегматиты		
	II-D ₅	Складки сжатые, переходящие в открытые. Метаморфизм	2530±36 (Rb-Sr, метавулканиты)	

II (AR ₂ ²)	II-D ₄	Метаморфизм, мигматизация, гранитизация - (Сц, МП)	2516±16 (U-Pb, циркон из метадацита) (2500-2520)±40 (ТИЭ, циркон, гнейс)	* 6*
		Габбро, габбро-нориты - друзиты Пегматиты, граниты	(2560-2570)±40 (циркон из гранитов, ТИЭ)	6*
	II-D ₃	Метаморфизм Складки сжатые до изоклиналильных	(2630-2650)±30 (циркон из гранитов и ки-гр-би гнейсов, ТИЭ).	6*
		Граниты, пегматиты. Друзиты.		
	II-D ₂	Изоклиналильные внутрислоевые складки, метаморфизм Мигматит-граниты	(2700-2710)±50 (циркон из ки-гр-би гнейса, ТИЭ). (2660-2670)±60 (циркон из жилы гранита, ТИЭ).	6*
		Граниты, гранодиориты Мигматит-граниты	(2720-2750)±30 (циркон, ТИЭ), 2734 (Sm-Nd модельный) - гранодиорит	6*
	II-D ₁	Метаморфизм (Сц, МП), мигматизация (МП), мигматит-граниты	2744±6, 2737±8 (U-Pb, циркон из метадацита). (2700-2710)±50 (ТИЭ, циркон из ки-гр-би гнейса).	6* 6*
		Накопление пород, исходных для гнейсов и амфиболитов ёнского комплекса. Базиты. Гранодиориты и тоналиты.	2778±4 (магм.циркон, U-Pb), 2765 (Sm-Nd модельный) - метадацит 2809±10 (U-Pb, циркон, тоналит)	6* 7* 9*
I (AR ₂ ¹)	I-D ₄	Открытые складки. Разломы. Базиты.		
	I-D ₃	Изоклиналильные складки		
	I-D ₂	Изоклиналильные складки (главные северо-восточные складки), метаморфизм		
		Диориты, базиты, мигматит-граниты		
	I-D ₁	Метаморфизм, мигматизация		
		Формирование пород, исходных для ки-гр-би гнейсов риколатвинской и чупинской толщи гнейсов основания	2929 (порода, Sm-Nd модельный) 2947±47 (порода, Rb-Sr)	7* 8*

Примечание. В последнем столбце цифры со звездочками (*) - литературные источники: 1 - [Beard et al, 1996]; 2 - [Кислицын и др., 2000]; 3 - [De Jong et al, 1996]; 4 - [De Jong et al, 1998]; 5 - [Кудряшов, 1997]; 6 - [Пожиленко и др., 1995]; 7 - [Timmerman, Daly, 1995]; 8 - [Кудряшов, 1996]; 9 - [Balashov et al, 1992]

На практике выделение ТМ циклов только на основе смены хрупких деформаций пластическими и, наоборот, даже с учётом гомодромной направленности магматизма, но без определений абсолютного возраста пород и процессов недостаточно объективно. И не очень помогают даже данные по содержанию петрогенных, рудных, редких и редкоземельных элементов в коррелятных образованиях. В качестве примера выделения циклов приведена схема последовательности эндогенных процессов по Ёнскому району С-3 Беломорья (табл. 4). В основе её полевые наблюдения обо всех проявлениях эндогенных процессах в районе, которые были задокументированы, а затем некоторые из них были продатированы геохронологическими методами.

Выделение и корреляция разновозрастных СВК

(структурно-вещественных комплексов) с моно- и полициклическим развитием.

Коровые термальные аномалии проявляются циклично, поэтому древние метаморфические комплексы могут претерпевать несколько тектоно-метаморфических циклов. Таким образом, различие в количестве этих циклов для метаморфических образований позволяет определять их относительный возраст. Методика выделения циклов, особенно для полициклических комплексов, сложна и трудоёмка, и тем надёжнее, чем полнее информация, заложенная в схему корреляции эндогенных процессов. В основу выделения циклов должны быть положены данные по всем изучавшимся эндогенным процессам, а также геологическая, петрологическая и геохронологическая информация. Корреляция разновозрастных СВК возможна только в том случае, если есть специфические или маркирующие образования, либо данные по возрасту образований и процессов. Наиболее надёжные данные для выделения разновозрастных СВК – наличие структурно-метаморфических несогласий и разные абсолютные возраста пород, слагающих комплексы, разделённые этими несогласиями (табл. 4).

6.3.8. Геофизические методы

При геологическом картировании используются разнообразные геофизические методы, основанные на выявлении тех или иных свойств метаморфических пород (плотности, магнитности, электропроводности и т.д.): методы гравиразведки, магниторазведки и электроразведки.

Для обоснования проведения гравиразведки, магниторазведки и электроразведки необходимо иметь, получить или привлечь известные данные о закономерностях изменения плотности и магнитных свойств метаморфических и интрузивных пород вообще и для картируемого района в частности. Это необходимо потому, что довольно часто отсутствуют корреляционные связи между петрографическим составом метаморфических пород и магнитными параметрами (магнитной восприимчивостью, остаточной намагниченностью). Плотность одних и тех же осадочных и вулканогенных пород увеличивается с увеличением степени метаморфизма. Ультраметаморфизм приводит к разуплотнению ранее метаморфизованных пород. Гравитационные аномалии могут быть вызваны комплексными причинами. Повышенная электропроводимость может быть обусловлена скоплением в породах электропроводящих минералов, либо повышенной обводнённостью катаклазитов зоны разлома и др.

Разные методы сейсморазведки в районах, сложенных интенсивно метаморфизованными и дислоцированными породами, позволяют выявить физические неоднородности только для глубин примерно от 3 км и глубже.

6.3.9. Дешифрирование аэро- и космфотоснимков

В хорошо обнаженных районах или перекрытых чехлом рыхлых отложений небольшой мощности, сложенных метаморфическими породами неплохие результаты даёт дешифрирование аэро- и космфотоснимков. Метаморфические породы по степени фотогеничности различаются очень сильно, особенно там, где толщи представлены контрастными по составу и физическим свойствам образованиями. Хорошо выделяются по фототону кварциты, зоны интенсивного кливажа и рассланцевания, линейные структуры (линеаменты), складчатые и купольные структуры. В пределах высокогорья дешифрируемость структур и пород резко ухудшается.

Дешифрирование проводится в три этапа: предварительное на подготовительном этапе, заверочное во время полевых работ и окончательное в камеральный период.

6.4 Изображение метаморфических пород на геологической карте

На геологической карте района, сложенного метаморфическими породами, должна быть отражена следующая информация:

- 1) границы выходов разных пород и их петрографический состав в цветовых или графических условных знаках, если позволяет масштаб карты и размеры монопородных тел, или комплексов пород;
- 2) границы комплексов метаморфических пород, если масштаб карты не позволяет выделить монопородные тела;
- 3) происхождение и первоначальная возрастная последовательность пород;
- 4) характер и последовательность изменений пород;
- 5) природа геологических границ, последовательность их образования и пространственное положение;
- 6) пространственное положение элементов структуры (шарниров складок, осевых поверхностей, поверхностей разрывов, плоскостных и линейных текстур) и их возраст.

Такая информация позволяет читать геологическое строение и историю развития района, составлять геологические разрезы в любых направлениях, получать пространственное изображение любой геологической поверхности, строить «погоризонтные» карты геологического строения и блок-диаграммы.

6.4.1. Особенности картирования метаморфических образований

При геологическом картировании метаморфических образований всегда встают вопросы: 1) Какие особенности – дометаморфические или метаморфогенные – должны получить отражение на карте? 2) Каковы наиболее рациональные способы их отображения?

Наиболее общими являются следующие рекомендации:

- выделять монопородные геологические тела и ассоциации тел (пласты толщи, свиты, дайки, интрузии и др.);
- выделять границы между монопородными телами и между телами, сложенными ассоциациями пород;
- выделять метаморфические границы (или границы фаций метаморфизма);
- выделять метаморфогенные петроформации надпородного уровня;
- выделять метаморфические комплексы;
- выделять метасоматические образования.

Картирование – выделение и прослеживание геологических границ между монопородными телами или ассоциациями тел. Задача это не простая и в ряде случаев нереализуемая. Возможности выделения и картирования геологических границ зависят от степени неоднородности исходных пород, от характера и интенсивности наложенных процессов и масштаба работ. На обнажениях или небольших участках даже в интенсивно изменённых породах зачастую выделяются границы. Но труднее их выделить и проследить на больших площадях. Примеры возможных вариантов проведения границ по данным, полученным на отдельных обнажениях и участках на рисунках 6.31-6.34.

Положение границы может зависеть от элементов залегания толщ (рис. 6.31), в зависимости от простирания осевых поверхностей (рис. 6.32), замыканий складок или погружения шарниров (рис. 6.33), от строения близлежащих разрезов (рис. 6.34).

Поэтому для достоверного проведения границ необходимы дополнительные структурные данные (характер замыкания, погружение шарниров основных и дополнительных складок и т.д.), либо горные (шурфы, канавы, структурные скважины) или геофизические (электро-, магнито- и гравиразведка) работы по прослеживанию границ.

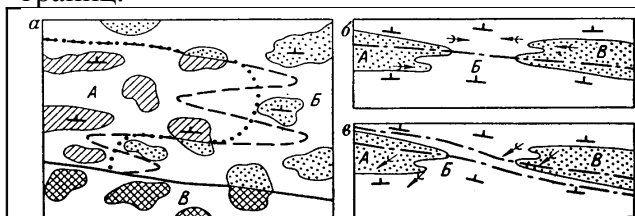


Рис. 6.31. Примеры различного проведения границ (а) и осевых поверхностей крупных складок (б, в) в зависимости от ориентировки мелких структур (План)

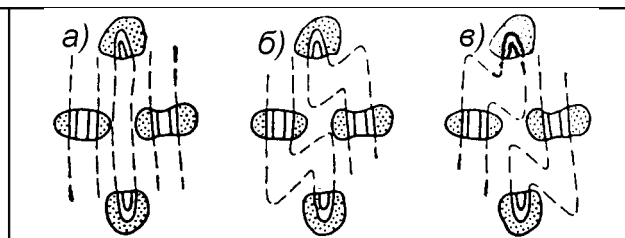


Рис. 6.32. Варианты проведения геологических границ (а-в) в зависимости от простирания осевых поверхностей складок. (В плане)

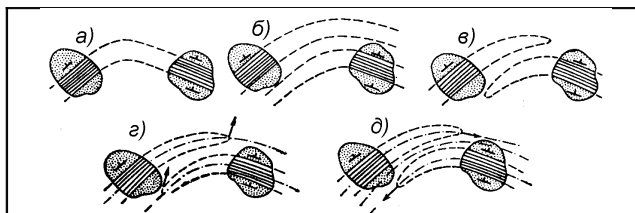


Рис. 6.33. Примеры интерпретации одних и тех же геологических фактов (а-д). (В плане)

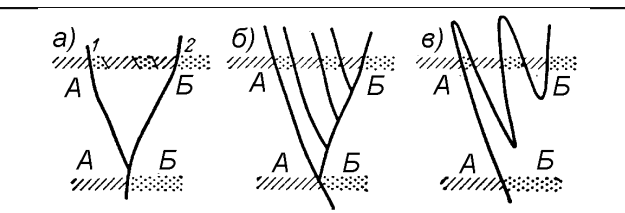


Рис. 6.34. Варианты (а-в) проведения геологических границ по данным двух пересечений. (В плане)

В каждом конкретном участке или районе набор методических приёмов (особенно главных или определяющих) при картировании может быть разным. На примере геологического картирования в Ёнском сегменте С-З Беломорья на начальном этапе для выявления структуры района проводилось выявление и прослеживание границ пластовых

монопородных тел, а именно – амфиболитов, а также полипородных толщ, довольно контрастно различающихся по составу: а) «глинозёмистых» (кианит-, гранат-, биотитовых и др.) гнейсов; б) «серых» (биотит-амфиболовых и др., мигматизированных) гнейсов; в) «полосчатых» (биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых) гнейсов с маломощными прослоями амфиболитов. Параллельно велись структурные наблюдения, составлялись детальные карты на опорные участки, делались частные разрезы по фрагментам крыльев средних и крупных складок. В совокупности все данные позволили составить геологическую и структурную карты, схематические фрагменты которых приведены на рис. 6.35 и 6.36, а также схему последовательности эндогенных процессов (табл. 4).

Определение соотношений между дометаморфическими и метаморфическими подразделениями и отражение их на картах. При геологическом картировании районов, сложенных метаморфическими породами, нужно помнить, что процессы метаморфизма и ультраметаморфизма могут значительно видоизменять внешний облик, структуры, текстуры и состав исходных пород. В первую очередь необходимо выделять первичные геологические тела и их границы. В случае наложения на них зонального метаморфизма в пределах одного геологического тела крапом или штриховкой выделяются петрографические разновидности метаморфических пород. Таким образом, появляются новые метаморфогенные либо структурные границы. Например, вокруг линз будинированной и метаморфизованной дайки (от центра к краю) могут образовываться зоны слабо и сильно рассланцованных пород и зона полосчатых мигматитов.

При потере структурно-текстурной информации об исходном субстрате метаморфогенные образования должны рассматриваться как собственно метаморфические структурно-вещественные подразделения, первичная природа которых может быть в той или иной степени достоверности определена петрогеохимическими методами.

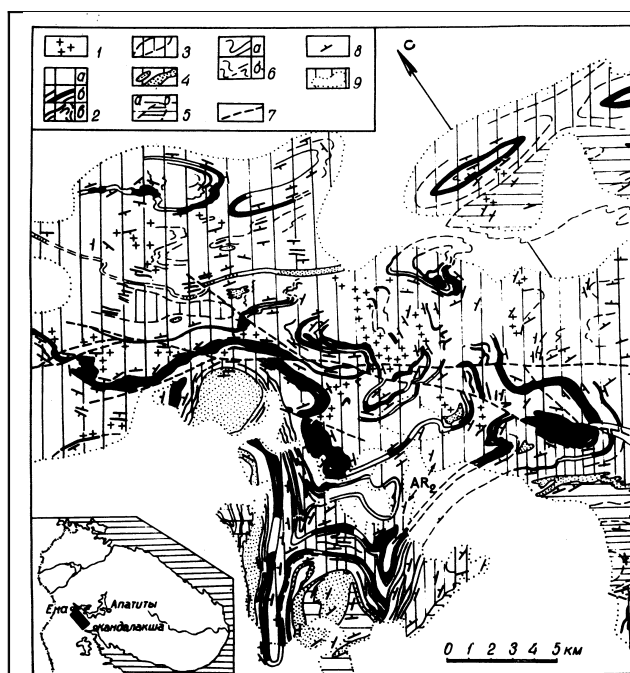


Рис. 6.35. Схема геологического строения Риколатвинского участка Беломорья, по В.И. Пожиленко (1984).
Зоны гранитизации (1), гнейсы биотит-амфиболовые (2а, 3, 5) и глинозёмистые (4), пластовые тела амфиболитов (2б, черные) и элементы залегания полосчатости (8).

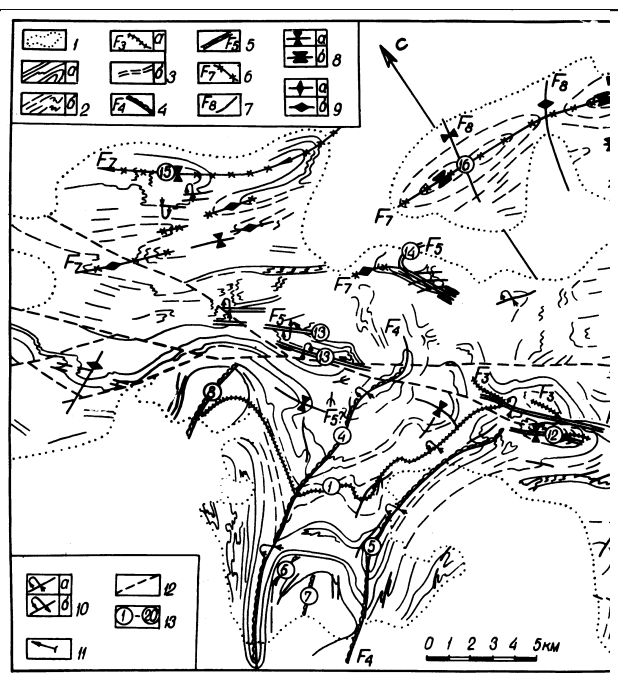


Рис. 6.36. Структурная схема Риколатвинского участка Беломорья, по В.И. Пожиленко (1984).
1 – контуры обнажений; 2 – структурные линии;
3-7 – следы осевых плоскостей разновозрастных синформных (8) и антиформных (9) открытых (а) и сжатых (б) складок.

Документация и отображение структурных элементов дислоцированных метаморфических пород

Ведение записей. Записи в полевых книжках, на отдельных карточках или планшетах удобнее производить, пользуясь системой сокращений:

1. Слоистость – СТ (или S_0); сланцеватость – СЦ, СЦ₁, СЦ₂ и т.д. (или S, S₁, S₂ и т.д.); полосчатость – ПС; мигматитовая полосчатость МПС; кливаж – К; крыло складки – Кр₁, Кр₂; осевая поверхность складки – ОП; след осевой поверхности складки – СОП; зеркало складок, образованное слоистостью – ЗСТ; зеркало складок, образованное сланцеватостью – ЗСЦ; угол между крыльями – УК; линейность – Л (например, линейность по кианиту – Л_{ки}); шарнир складки – Ш (шарнир синклинальной складки – Ш_с, шарнир антиклинальной складки – Ш_а).

2. Конкретные замеры: а) для плоскостных элементов записывается азимут и угол падения – СЦ 325∠60, ПС+СТ 20∠45; б) для линейных элементов записывается азимут и угол погружения – Л 15∠40, Ш_с 187∠7, (СОП₁ 20∠35, СОП₂ 340∠30); в) для угловых элементов – УК 45; г) в случае замеров простираания линейных элементов в субгоризонтальной плоскости обнажения – аз пр. ПС 270.

Условные знаки, применяемые для отображения структурных элементов на картах. На геологических картах должны быть отражены все первичные и вторичные плоскостные и линейные структурные элементы, а также структурные элементы и, по возможности, параметры складок и обязательно с отражением их исторической последовательности. Большинство условных знаков являются общепринятыми и приводятся в многочисленных методических рекомендациях.

Условные знаки, применяемые для отображения на картах границ, состава и степени метаморфизма пород. Установленные (достоверные или прослеженные) границы геологических тел, различающихся по составу, показываются черной тонкой непрерывной линией, а предполагаемые – штрихпунктирной. А состав метаморфических пород отображается либо графическими знаками (на крупномасштабных картах), либо цветом (на мелкомасштабных картах). Примеры графических условных знаков приводятся в многочисленных методических рекомендациях, но единой системы этих знаков не существует. Поэтому при разработке графических знаков должно соблюдаться главное правило – знаки должны быть такими, чтобы они хорошо отражали особенности состава и эти особенности легко читались на геологической карте.

Метаморфогенные границы, отражающие разную степень метаморфизма (фаии, давление или температуру и т.д.), показываются цветными линиями, а метаморфические зоны – наложенной цветной штриховкой либо цветным крапом.

Гл. 7. Вертикальная и латеральная неоднородность Земли

7.1. Модели вертикальной (внутренней) и латеральной неоднородности и гипотезы их образования и эволюции Земли

В основе гипотез эволюции Земли и интерпретации геологических данных (латеральных неоднородностей и тектонических процессов), полученных при изучении земной коры, заложены 4 варианта представлений: 1) о сжимающейся Земле и уменьшении её объёма; 2) о расширяющейся Земле и увеличении её объёма; 3) о постоянстве её объёма; 4) о пульсационном (то уменьшении, то увеличении) изменении её радиуса.

Представления о внутреннем строении Земли базируются, частично, на гипотетических построениях, и в основном, на физико-математических расчетах и данных по сейсмическим исследованиям.

Контракционная гипотеза была предложена в 1829 году Ж.Эли де Бомоном и почти целое столетие безраздельно владела умами геологов. Она связана с космогонией Канта-Лапласа представлениями об изначально огненно-жидкой Земле, её постепенном остывании и сжатии, образовании охлаждённой сравнительно тонкой коры, которая на жидком субстрате сжимается, по мере уменьшения объёма Земли, образуя на её поверхности складки – горы наподобие сморщивания кожиры печёного яблока.

Гипотеза изостазии Эри и Пратта вполне уживалась с контракционной гипотезой. Сущность её в том, что в результате эпейрогенических вертикальных движений происходило уравнивание блоков земной коры по мощности за счет разрушения одних и накопления материала на других.

Идеи Г. Штилле, основанные на его представлениях об орогенических и эпейрогенических движениях, всё ещё укладывались в рамки контракционной гипотезы, так же как не противоречили ей ни «овалы» В.В.Белоусова, ни открытие радиоактивного распада.

Геосинклинальная гипотеза или теория гесинклиналей по сути является порождением контракционной гипотезы. Она овеществила тектонические формы, наполнив их горнопородным содержанием, и дала начало учению о геологических формациях.

Во второй половине XIX века американцы Д. Холл и Д. Дэн ввели понятие «**геосинклиналь**». Затем оно получило распространение в Европе, и дальнейшее развитие в первой половине XX века в работах огромного числа геологов мира – Дана (Dana), Бертрана (Bertrand), Ога (Haug), Шухерта (Schuchert), Г.Штилле (Stille), В.А.Обручева, Г.Штейнмана, А.Д.Архангельского, Н.С.Шатского, В.В.Белоусова, М.В.Муратова, А.В.Пейве, В.Е.Хаина, Н.П.Хераскова, Ю.А.Косыгина и мн.др.

Сущность этого учения сводится к тому, что возникновение мощных, смятых в складки осадочных толщ обусловлено глубоким прогибанием земной коры и последующим их поднятием. На начальном или *геосинклинальном* этапе происходило накопление мощных толщ осадков в протяженных прогибах – геосинклиналях, разделённых более жесткими структурами – антиклиналями или срединными массивами. Затем погружение сменялось поднятием, сопровождавшимся формированием разнообразных складчатых и разрывных структур, метаморфизмом и магматизмом. Поднятие завершалось на *орогенном* этапе образованием складчатой области или орогена. После тафрогенной стадии и последующего отмирания орогена наступал платформенный режим развития области. При признании колебательных и разнонаправленных перемещений и деформаций, приоритет в учении о геосинклиналях отдается радиальным движениям, при незначительных латеральных перемещениях.

В основу классификаций геосинклиналей были положены разные признаки – связь с магматизмом, мощности и тип коры, отношение к крупным структурным элементам коры, источники поступающего материала, по характеру магматизма и вулканизма, по составу

осадочных формаций и т.д. Но главными признаками геосинклиналей были их зональность и этапность в развитии – смена погружений интенсивным поднятием и складчатостью, как результат проявления эпейрогенических и орогенических вертикальных движений фрагментов земной коры.

Контракционная гипотеза перестала быть эффективной после того, когда была подорвана её основа – представление о жидком состоянии недр Земли. С установлением твёрдого состояния мантии, получением доказательств прохождения продольных волн до границы ядра и мантии, с открытием глубокофокусных землетрясений стали быстро устанавливаться признаки доминирования вертикальных движений.

Несмотря на то, что уже было много доказательств (геологических, данных поверхностных нивелировок и триангуляций), подтверждающих превышение горизонтальных перемещений в 2-4 раза по сравнению с вертикальными, последним отводилась главенствующая роль, а горизонтальные признавались как их производные. Данные представления в тектонике базировались на признании отсутствия жидких или высокопластичных оболочек в верхней части мантии, которые могли бы обеспечить горизонтальные перемещения, а переходная жидкая зона ядро-мантия слишком далека от поверхности и не могла контролировать тектонические процессы в земной коре. Данное направление получило название **фиксизма** и господствовало в тектонике с 20-ых по 60-ые годы XX века.

Гипотеза Вегенера. В 1912 г. А. Вегенер впервые сформулировал «гипотезу перемещения», т.е. представление о значительных горизонтальных перемещениях материков. Исходным пунктом гипотезы Вегенера послужило совпадение берегов Атлантического океана при рассмотрении Мировой карты (рис. 7.1).

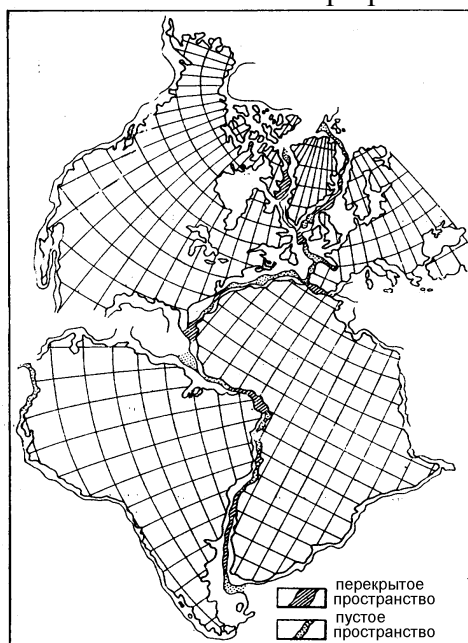


Рис. 7.1. Совмещение континентальных единиц, разобшённых при раскрытии Атлантического океана в позднем мезозое-кайнозое. По Э.Буларду и др. (1965).

Согласно гипотезе, «при продвижении на запад обеих Америк – их передний край был смят сопротивлением древнего глубоко охлаждённого дна Тихого океана в грандиозную цепь Анд». Главное в этой гипотезе – это значительные горизонтальные перемещения материков, подобно плавающим в воде льдинам или айсбергам.

Работа А. Вегенера положила начало **мобилизму**. До этого существовали мобилистические концепции Е.В. Быханова (1877), оставшиеся не замеченными научной геологической общественностью, И.Ф. Тейлора (1912) и др. Но только после публикации работы А. Вегенера «Происхождение материков и океанов» в результате ожесточённых научных споров и дискуссий эта гипотеза, в конце концов, вылилась в **гипотезу глобальной плейттектоники**.

Гипотеза расширяющейся Земли была предложена в 1933 году О.С. Хильгенбергом, позднее её развивали Л. Эгъед (1957), С.У.Кери (1958) и др. Она, по сути, принадлежит к тому же семейству, что и гипотеза А. Вегенера, но объясняет раздвижение материков не их плаванием на «симе», а за счёт расширения Земли. Материки, таким образом, составляли основу первичной земной поверхности, а океаны образовывались заново. Учитывая, что площадь океанов составляет ныне около 70% современной поверхности Земли, Земля должна была быть маленькой (с радиусом в два раза меньшим, чем у современной Земли), а сила тяжести в четыре раза больше современной, что не позволило бы выжить тем организмам, которые жили в то время. В-первых, это противоречит известным данным (согласно гипотезе Иорданс-Дирака), что

гравитационная постоянная с кембрия до наших дней уменьшилась лишь на 4%. Вторых, последующее разуплотнение вещества и грандиозное расширение не объясняет ни структуры фрагментов коры, ни их современное расположение и т.д. К тому же, механизм, обуславливающий расширение Земли, совершенно неясен.

Пульсационная гипотеза Е.Е. Милановского – это признание пульсационного развития Земли, т.е. смены эпох сжатия и растяжения в истории Земли и базируется она на трёх предпосылках – признании периодичности тектонических движений, вулканизма и эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Выделяется 13 эпох сжатия (складчатости), начальные периоды активизации рифтовых структур, отвечающие промежуткам между эпохами сжатия и главные периоды активизации рифтовых зон и проявления «негеосинклинального вулканизма», соответствующие эпохам растяжения. Затем они сопоставляются с глобальными эвстатическими колебаниями уровня океана. Число эвстатических циклов равно числу циклов тектонической активности. Регрессии соответствуют эпохам сжатия и усиления деформаций, а трансгрессии – эпохам растяжения (рифтогенеза).

Однако нужно отметить, что процесс пульсации не может быть выражен достаточно объективно двумерными диаграммами, где на оси геологического времени наносятся величины, отражающие интенсивность тех или иных процессов. Этот процесс представлен по-разному для разных участков Земли и схемы пульсации или смены режимов гораздо сложнее и разнообразнее.

Сферически-симметрические модели Земли (Б.Гуттенберга, К.Буллена, Ф.Джеффриса), основанные на сейсмических данных, появились в 30-50-ых годах XX столетия. Им предшествовали многие сейсмологические открытия, касающиеся выяснения структуры Земли. Это работы Э. Вихерта, Л. Гейгера, Б. Гуттенберга, М. Мохоровичича, Б. Голицына и др. Существующая ныне модель глубинного строения Земли учитывает все прежние достижения сейсмических исследований, показывает довольно дробное и сложное деление на вертикальные сферы и латеральные неоднородности, которые уже отклоняются от сферической симметрии.

Сферически-симметрические модели Земли в плотностном варианте, касающиеся глубин Земли, в отличие от сейсмологических моделей в большей степени базируются на теоретических предпосылках, основанных на гипотетических предпосылках. Исходя из того, что средняя плотность Земли намного превышает среднюю плотность пород, распространённых на поверхности, предполагается возрастание её с глубиной. Были предложены модели с плавным увеличением плотности с глубиной или с более контрастным. В плотностных моделях, увязанных с сейсмологическими, предполагалось, что изменение плотности до глубины 1200 км происходит по одному линейному закону, глубже – по другому, а в ядре плотность остаётся постоянной. После того, как было доказано существование фазовых переходов и показана тесная взаимосвязь физических констант (плотности, давления, ускорения силы тяжести, скорости продольных и поперечных волн, модуля Юнга, модуля сдвига, коэффициента Пуассона и др.), стало ясно, что приходится считаться с множественностью вариантов моделей глубинного строения Земли, которые в большинстве своём укладываются в мозаично-блоково-сферические.

Гипотеза эволюции Земли по В.П. Мясникову и В.Е. Фадееву основана на рассмотрении только физической стороны геодинамического механизма и использует теорию конвективных движений вещества Земли, приведших к формированию ядра от поверхности Земли книзу. В её основе лежат физико-математические расчёты для Земли, как двухэлементного (ядро, мантия) планетного тела, без привязки к очень тонкой (менее 1% радиуса Земли) коре и запечатленного на её поверхности геологического рисунка. Предполагается, что первичные неоднородности должны были вызывать конвективные процессы, которые ведут к расслоению Земли на концентрические оболочки, и, в первую очередь, на мантию и ядро, что соответствует общим свойствам планет. Затем, на

некоторой стадии существования планеты происходит опускание тяжёлого вещества в глубину Земли и в результате планета приходит в седиментационное равновесие, характеризующееся конечным размером ядра. Формирование ядра может начинаться с поверхности Земли или в некотором промежуточном слое. При таком механизме термическая энергия Земли должна быть отнесена за счёт гравитационного фактора, поэтому авторами учитывались ещё физико-химические превращения и диффузия, проявившиеся позднее – после разогрева, которые активизировали процессы конвекции и тектоническую активность на поверхности Земли.

Геодинамическая гипотеза Е.В. Артюшкова заключается в связи тектонически активных зон с системами «каналов», по которым из нижней мантии поступает к верхним слоям Земли, так называемый, «*легкий материал*». По Е.В. Артюшкову в теле мантии с её современной вязкостью гравитационная дифференциация практически невозможна. Она должна была проходить в отдельных жидких или маловязких горизонтах (астеносфера и внешнее ядро), причём суть процесса представляется следующим образом. Масса ядра соответствует значительной доле массы Земли – около 30%. Поэтому ядро должно состоять из одного из наиболее распространённых в Земле веществ. Следовательно, и в нижней мантии концентрация вещества ядра должна быть высокой. Низы мантии частично плавятся и «ядерное» вещество присоединяется к ядру, оставляя выше себя в расплаве *легкий материал*, который внедряется в вещество мантии и достигает верхних слоёв Земли. Вертикальные движения литосферы возникают только тогда, когда поднимающиеся из мантии крупные массы лёгкого нагретого материала подходят вплотную к этому слою, причём формы рельефа изостатически компенсируются на поверхности (или в зоне) Мохо за счёт физико-химических изменений вещества, а в астеносфере – за счёт вязкого течения.

Гипотеза Е.В. Артюшкова привлекает геологические идеи и физические данные, полученные на поверхности Земли. Она содержит представление о связи тектонических структур и движений в гипергенной оболочке Земли с большими глубинами, охватывающими целиком мантию, и создает стимул к размышлениям о природе унаследованности в тектонике. Географическое распределение и характеристики астеносферных зон в общих чертах коррелируются с областями современной тектонической активности, но не обнаруживают какой-либо связи с устойчивыми во времени геологическими направлениями (складчатыми системами, глубинными разломами и др.), что можно, вероятно, объяснить смещением и изменением астеносферных зон в ходе геологической истории.

Геотектоническая гипотеза А.И. Суворова почти целиком основана на геологических данных, геофизические материалы отражают лишь мощности коры и глубины очагов землетрясений. Она основана на почти априорном признании пластичного субстрата коровых глыб или так называемых *тектонопар* вместо привычных геосинклинальных и платформенных областей, талассократонов и т.д. ТECTOНОПАРЫ в понимании А.И. Суворова - «системы из двух равновеликих, пространственно и парагенетически взаимосвязанных структурных элементов, характеризующихся полярно различными динамо-кинематическими параметрами». Каждая тектонопара состоит из синхронно развивающихся двух структур - дугообразного поднятия и примыкающей к нему с внутренней стороны депрессии. На поднятиях утолщённая кора, тонкий осадочный слой, пережатые линейные складки и сдвига-надвиги, преобладание динамометаморфизма и интрузивного магматизма, а в депрессиях, при мозаичной структуре сбросов и раздвигов и более мощной толще осадков, преобладание эффузивной деятельности. Выделяются континентальные, переходные и океанические тектонопары. Они не перекрывают всю поверхность планеты, формируются глубинным латеральным течением масс при глубинной гетерогенности литосферы, и их размещение и ориентировка не подтверждают «представлений о повсеместном расширении океанического дна, о глобальном дрейфе континентальных плит и вообще отвергают преобладание какой-либо одной для всей

Земли модели движений». Гипотеза не противоречит соображениям о преобладании мозаично-блоковой структуры Земли над сферически-симметрической или о существовании обеих структур, а также о несплошном распространении астеносферы и об исторической изменчивости свойств и положения астенозон.

Глобальная тектоника литосферных плит (плейттектоника) и её основные положения. Тектоника плит (plate tectonics; тектоника литосферных плит или новая глобальная тектоника – Isacks et al, 1968) – новейшая геологическая гипотеза, рассматривающая литосферу (внешнюю оболочку) Земли как систему подвижных блоков (литосферных плит) и связывающая процессы дифференциации вещества мантии Земли и формирования океанской и континентальной земной коры с движением литосферных плит. Континенты образуют часть плит и движутся вместе с ними, подобно брёвнам, вмёрзшим в льдины.

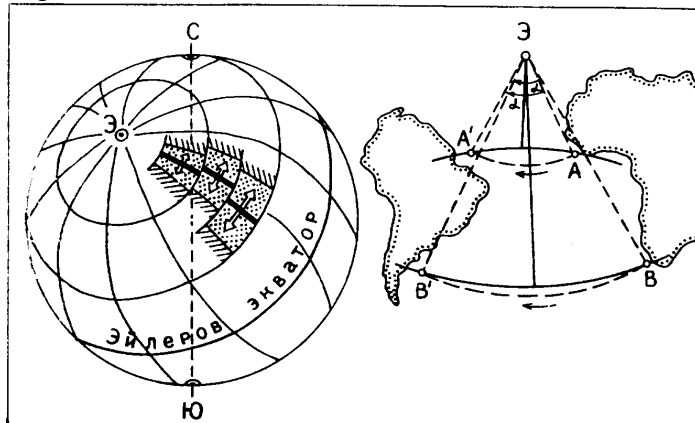


Рис. 7.2. Движение литосферных плит по поверхности сферы.

Э – «эйлеров полюс»; α – угол вращения, соответствующий перемещению точек А и В. Трансформные разломы дают направление «эйлеровых широт».

Справа схема по К.Ле Пишону и др. (1973).

Тектоника литосферных плит базируется на 6 предпосылках: **1** – разделение верхней части твёрдой Земли на две оболочки – жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу; **2** – литосфера подразделена на ограниченное число плит (в настоящее время – семь крупных и семь малых); **3** – принимается три рода перемещений и соответственно границ между плитами: *дивергентные (конструктивные)* границы, вдоль которых происходит раздвижение плит или

спрединг; *конвергентные (деструктивные)* границы, на которых идёт сближение плит, обычно выражающееся поддвигом одной плиты под другую (если океанская плита подвигается под континентальную – *субдукция*, а наоборот – *обдукция*, а если сталкиваются две континентальные плиты с поддвижением одной под другую – *коллизия*); *трансформные* границы, вдоль которых происходит горизонтальное перемещение одной плиты относительно другой по плоскости *трансформного разлома*. **4** – при своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической геометрии (в соответствии с теоремой Эйлера), согласно которым любое перемещение двух сопряжённых точек по сфере совершается вдоль окружности, проведённой относительно оси, проходящей через центр Земли с выходом этой оси на земной поверхности, называемым полюсом вращения или раскрытия (рис. 7.2); **5** – объём поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объёму коры, нарождающейся в зонах спрединга, что обеспечивает постоянство радиуса Земли; **6** – основная причина движения плит объясняется мантийной конвекцией с наличием определённого количества ячеек с восходящими (в зонах спрединга) и нисходящими (в зонах субдукции) ветвями.

8.2. Основные этапы образования и развития земной коры

Образование планеты Земля и наиболее ранний «догеологический» этап её развития (4,6-4,0 млрд. лет назад). В настоящее время почти всеми признаётся, что Земля вместе с Солнцем и другими планетами образовалась из газопылевого облака, включавшего и довольно крупные обломки, появившиеся в связи со вспышкой Сверхновой звезды, которая к тому же породила гравитационную волну, способствовавшую сжатию газопылевого облака и началу конденсации составлявшего его рассеянного материала. Формирование планеты Земля путём аккреции составивших её

частиц (планетозималей) должно было протекать очень быстро – в течение сотни млн. лет. Варианты последующей истории развития Земли неизбежно обусловлены тем - являлась ли аккреция гомогенной или гетерогенной. Наиболее вероятной остается промежуточная точка зрения – первоначально образовалось лишь внутреннее ядро, а внешнее возникло позже, в ходе глубинной дифференциации мантийного материала на железо с примесью никеля, стекающее в ядро, и силикаты, поднимающиеся в мантию. Эта дифференциация, постепенно замедляясь, продолжается и до настоящего времени, сопровождаясь выделением тепла.

Разогрев Земли на самой ранней стадии её развития мог вызвать плавление не только внешнего ядра, но и более поверхностных частей планеты, вплоть до возникновения так называемого «магматического океана». По другой версии поверхностная часть твёрдой Земли не была расплавлена, но расплавленная зона возникла на небольшой глубине и она являлась прототипом астеносферы. Какой бы сценарий не был разыгран природой, самые ранние свидетельства (магматические породы и магматические цирконы) былых процессов не древнее 4,0-4,3 млрд. лет.

Важным фактором развития Земли на этом этапе и несколько позднее (по аналогии с Луной) принимается предполагаемая метеоритная бомбардировка, спровоцировавшая разогрев и интенсивный базальтовый вулканизм. Доказать это фактологически сейчас невозможно. На этом этапе развития началось расслоение Земли на оболочки – ядро (внутреннее и, возможно, внешнее), мантию, кору и атмосферу.

Раннеархейский этап (4,0-3,5 млрд. лет назад) – этап формирования протоконтинентальной коры. Этот этап документирован породами соответствующего возраста, обнаруженными в отдельных участках практически на всех континентах и древних платформах. Это «серые гнейсы», породы серии Исуа в юго-западной Гренландии, метакоматииты Украинского щита, амфиболиты Водлозёрского блока Балтийского щита и т.д.

На этом этапе своего развития Земля обогатилась ещё двумя оболочками – протоконтинентальной корой (по одной из гипотез) и гидросферой и первыми признаками биосферы.

Средне- и позднеархейский этап (3,5-2,5 млрд. лет назад) – возникновение континентальной коры и становление первой Пангеи. На этом этапе широкое развитие получили зеленокаменные пояса. Площадь архейской коры уже составляла не менее 70% площади современной континентальной коры, которая, вероятно, представляла собой единый крупный суперконтинент Пангею и его антипод – мировой океан Панталасса с базальтовой корой океанического типа. Эта структура крайне дисимметрична. По одной из гипотез предпосылкой для образования Панталассы, как элемента этой дисимметричной структуры, могло быть падение на Землю огромного астероида, которое привело к выбросу материала, впоследствии создавшего Луну.

Раннепротерозойский этап (2,5-1,7 млрд. лет назад) – распад первой Пангеи, обособление платформ и подвижных поясов и дальнейшее разрастание континентальной коры. К концу архея, вследствие снижения теплового потока, который был обусловлен радиоактивным распадом, и охлаждения, верхняя часть коры стала достаточно жесткой и хрупкой, что способствовало образованию трещин, заполненных дайками, протоавлакогенов и палеорифтогенных структур. Развитие большей части этих структур закончилось к концу раннепротерозойского этапа, что привело к сращиванию ранее разделённых ими континентальных блоков, к наращиванию континентальной новообразованной коры и тем самым к восстановлению единства Пангеи, которая, вероятно, уже превосходила по площади первую, эпипангейскую Пангею. Для данного этапа развития возможно применение модели «тектоники малых плит».

Среднепротерозойский этап (1,7-1,0 млрд. лет назад) – частичный распад и восстановление единства Пангеи. Этот этап в развитии Земли остаётся не вполне ясным, поскольку отложения нижнего и среднего рифея весьма ограничены. Предполагается, что

раскол Пангеи дальше образования континентальных рифтов не пошел. Рифтогенез закончился формированием авлакогенов или внутриплитных складчатых систем. Разогрев привёл к образованию крупных стратиформных плутонов габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви, и проявлению кислого субаэрального вулканизма.

Признаком прогрессирующей деструкции Пангеи в среднем рифее могут служить офиолиты, выявленные в ряде структур. Тем не менее, предполагается, что к концу этого периода большая часть подвижных систем завершила своё развитие, спаяв снова разделённые было части Пангеи.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап (1,0-0,4 млрд. лет назад) – деструкция протерозойской Пангеи, заложение и начало развития подвижных поясов неогей. В это время деструкция Пангеи приводит к полной её дезинтеграции с обособлением кратонов (ядер современных материков) и заложению широких подвижных поясов на начальной стадии палеоокеанов, которые затем эволюционировали на протяжении фанерозоя. Это – океаны Япетус, прото-, а затем палео-Тетис, палео-Азиатский и палео-Арктический океаны. Из них только Япетус закончил свой развитие в конце данного этапа, что привело к объединению Северной Америки и Восточной Европы в Лавруссию.

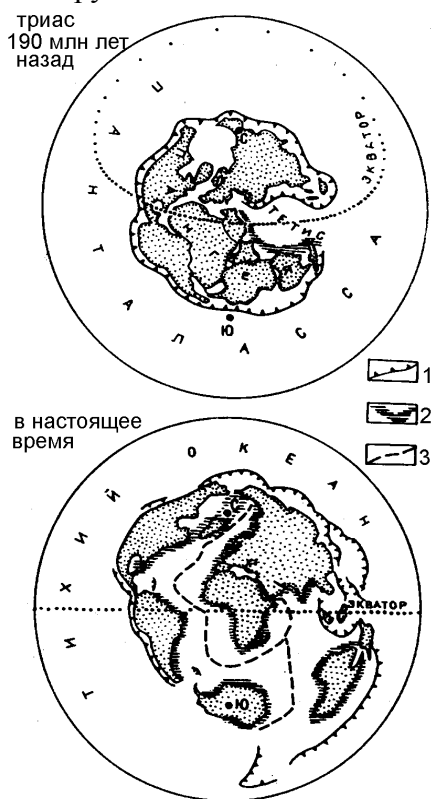


Рис. 7.3. Положение материков в триасе и в настоящее время. По Э.Канасевичу и др. (1978).

- 1 – зоны субдукции и соответствующие им активные континентальные окраины;
 - 2 – пассивные континентальные окраины;
 - 3 – современные оси спрединга
- Атлантического и Индийского океанов

На этом этапе проявилось определённое различие в эволюции северной и южной части Пангеи. В северной части господствовали процессы деструкции, а в южной – уже к началу палеозоя проявились обратные тенденции, что привело к формированию единого южного суперконтинента Гондвана.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап (0,4-0,2 млрд. лет назад) – возрождение Пангеи. На этом этапе в условиях прогрессирующего сжатия происходит воссоединение распавшихся структур в Лавруссию и объединение её с Сибирью в суперконтинент Лавразия, а затем к смыканию Лавразии с Гондваной за счёт западной части океана Тетис. В итоге опять был образован единый суперконтинент Пангея. Отмирание складчато-орогенных поясов и смена в них орогенного режима платформенным привели к возникновению молодых платформ (Скифско-Туранской, Западно-Сибирской, Восточно-Австралийской и др.). Во второй половине данного этапа они переживали тафрогенную стадию развития – платформенный чехол на них накапливался в следующем этапе. С последующим разогревом верхней мантии проявились вспышки траппового магматизма и начальные процессы рифтогенеза, предвалявшие начало распада Пангеи в конце средней юры.

Познемезозойско-кайнозойский этап (0,2-0 млрд. лет назад) – распад Пангеи и образование молодых океанов, формирование современной структуры и рельефа Земли. Главным событием этого этапа в истории Земли и развития земной коры был распад Пангеи (рис. 7.3). Начало было положено образованием Центральной Атлантики, соединением её с Тихим океаном через Карибский пролив и с реликтовым океаном Тетис через Западное Средиземноморье. Таким образом, происходило восстановление широкого океанского пространства, разделявшего Лавразию и Гондвану до позднего палеозоя. Происходит

обновление коры Тихого океана, нарастает субмеридионально ориентированный Атлантический океан и северная часть Индийского, опоясывающего Антарктиду, сокращение Тетиса, сближение Евразии с обломками Гондваны (Африкой, Аравией, Индией и Австралией) и т.д. В конечном счёте, был сформирован современный ансамбль структур – континентов и океанов.

8.3. Внутреннее строение Земли

В настоящее время преобладающим большинством геологов, геохимиков, геофизиков и планетологов принимается, что Земля имеет условно сферическое строение с нечёткими границами раздела (или перехода), а сферы – условно мозаично-блоковое. Основные сферы – земная кора, трёхслойная мантия и двухслойное ядро Земли.

Земная кора

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твёрдой Земли. Мощность её колеблется от 0 на некоторых участках срединно-океанических хребтов и океанских разломов до 70-75 км под горными сооружениями Анд, Гималаев и Тибета. Земная кора обладает *латеральной неоднородностью*, т.е. состав и строение земной коры различны под океанами и континентами. На основании этого выделяются два главных типа коры – океаническая и континентальная и один тип промежуточной коры.

- **Океаническая кора** занимает на Земле около 56% земной поверхности. Мощность её обычно не превышает 5-6 км и максимальна у подножия континентов. В её строении выделяются три слоя.

Первый слой представлен осадочными породами. В основном это глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки, причём карбонаты с определённой глубины исчезают вследствие растворения. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесённого с суши (континента). Мощность осадков колеблется от нуля в зонах спрединга до 10-15 км вблизи континентальных подножий (в периферических прогибах).

Второй слой океанической коры в *верхней части* (2А) сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелагических осадков. Базальты нередко обладают подушечной отдельностью (пиллоу-лавы), но отмечаются и покровы массивных базальтов. В *нижней части* второго слоя (2В) в базальтах развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность второго слоя около 1,5-2 км. Строение первого и второго слоя океанской коры хорошо изучено с помощью подводных аппаратов, драгированием и бурением.

Третий слой океанической коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и ультраосновного состава. В верхней части развиты породы типа габбро, а нижняя часть сложена «полосчатым комплексом», состоящем из чередования габбро и ультрамафитов. Мощность 3-го слоя около 5 км. Он изучен по данным драгирования и наблюдений с подводных аппаратов.

Возраст океанической коры не превышает 180 млн. лет.

При изучении складчатых поясов континентов были выявлены в них фрагменты ассоциаций пород, подобных океанским. Г. Штейманом было предложено в начале XX века называть их *офиолитовыми комплексами* (или *офиолитами*) и рассматривать «триаду» пород, состоящую из серпентенизированных ультрамафитов, габбро, базальтов и радиоляритов, как реликты океанической коры. Подтверждения этому были получены только в 60-ые годы XX столетия, после публикаций статьи на эту тему А.В. Пейве.

- **Континентальная кора** распространена не только в пределах континентов, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и микроконтинентов, расположенных внутри океанских бассейнов. Общая площадь её составляет около 41% земной поверхности. Средняя мощность 35-40 км. На щитах и платформах континентов она варьирует от 25 до 65 км, а под горными сооружениями достигает 70-75 км.

Континентальная кора имеет трёхслойное строение:

Первый слой – осадочный, обычно называется осадочным чехлом. Мощность его колеблется от нуля на щитах, поднятиях фундамента и в осевых зонах складчатых сооружений до 10-20 км в экзогенных впадинах плит платформ, передовых и межгорных прогибах. Он сложен, в основном, осадочными породами континентального или мелководного морского, реже батического (в глубоководных впадинах) происхождения. В этом осадочном слое возможны покровы и силы магматических пород, образующих трапповые поля (трапповые формации). Возрастной диапазон пород осадочного чехла от кайнозоя до 1,7 млрд. лет. Скорость продольных волн составляет 2,0-5,0 км/с.

Второй слой континентальной коры или верхний слой консолидированной коры выходит на дневную поверхность на щитах, массивах или выступах платформ и в осевых частях складчатых сооружений. Он вскрыт на Балтийском (Фенноскандинавском) щите на глубину более 12 км Кольской сверхглубокой скважиной и на меньшую глубину в Швеции, на Русской плите в Саатлинской уральской скважине, на плите в США, в шахтах Индии и Южной Африки. Он сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, гранитами и гранитогнейсами, и называется гранитогнейсовым или *гранитно-метаморфическим* слоем. Мощность данного слоя коры достигает 15-20 км на платформах и 25-30 км в горных сооружениях. Скорость продольных волн составляет 5,5-6,5 км/с.

Третий слой или нижний слой консолидированной коры был выделен как *гранулитно-базитовый* слой. Ранее предполагалось, что между вторым и третьим слоем существует чёткая сейсмическая граница, названная по имени её первооткрывателя *границей Конрада (К)*. Позднее при сейсмических исследованиях стали выделять даже до 2-3 границ *К*. Кроме того, данные бурения Кольской СГ-3 не подтвердили различие в составе пород при переходе границы Конрада. Поэтому в настоящее время большинство геологов и геофизиков различают верхнюю и нижнюю кору по их отличным реологическим свойствам: верхняя кора более жёсткая, и хрупкая, а нижняя – более пластичная. Тем не менее, на основании состава ксенолитов из трубок взрыва можно полагать, что «гранулитно-базитовый» слой содержит гранулиты кислого и основного состава и базиты. На многих сейсмических профилях нижняя кора характеризуется наличием многочисленных отражающих площадок, что также может, вероятно, рассматриваться как наличие пластовых внедрений магматических пород (что-то похожее на трапповые поля). Скорость продольных волн в нижней коре 6,4-7,7 км/с.

• *Кора переходного типа* является разновидностью коры между двумя крайними типами земной коры (океанской и континентальной) и может быть двух типов – субокеанской и субконтинентальной. *Субокеанская кора* развита вдоль континентальных склонов и подножий и, вероятно, подстилает дно котловин не очень глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Мощность её не превышает 15-20 км. Она пронизана дайками и силами основных магматических пород. Субокеанская кора вскрыта скважиной у входа в Мексиканский залив и обнажена на побережье Красного моря. *Субконтинентальная кора* образуется в том случае, когда океанская кора в энзиматических вулканических дугах превращается в континентальную, но ещё не достигает «зрелости». Она обладает пониженной (менее 25 км) мощностью и более низкой степенью консолидированности. Скорость продольных волн в коре переходного типа не более 5,0-5,5 км/с.

• *Поверхность Мохоровичича и состав мантии*. Граница между корой и мантией достаточно чётко определяется по резкому скачку скоростей продольных волн от 7,5-7,7 до 7,9-8,2 км/сек и она известна как поверхность Мохоровичича (Мохо или М) по имени выделившего её хорватского геофизика.

В океанах она отвечает границе между полосчатым комплексом 3-го слоя и серпентинизированными базит-гипербазитами. На континентах она расположена на

глубине 25-65 км и до 75 км в складчатых областях. В ряде структур выделяется до трёх поверхностей Мохо, расстояния между которыми могут достигать нескольких км.

По результатам изучения ксенолитов из лав и кимберлитов из трубок взрыва предполагается, что под континентами в верхней мантии присутствуют кроме перидотитов эклогиты (как реликты океанской коры, оказавшиеся в мантии в процессе субдукции?).

Верхняя часть мантии – это «истощённая» («деплетированная») мантия. Она обеднена кремнезёмом, щелочами, ураном, тором, редкими землями и другими некогерентными элементами благодаря выплавлению из неё базальтовых пород земной коры. Она охватывает почти всю её литосферную часть. Глубже она сменяется «неистощённой» мантией. Средний первичный состав мантии близок к шпинелевому лерцолиту или гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1, которая была названа А.Е. Рингвудом *пиролитом*.

Слой Голицина или *средняя мантия* (мезосфера) – переходная зона между верхней и нижней мантией. Простирается он с глубины 410 км, где отмечается резкое возрастание скоростей продольных волн, до глубины 670 км. Возрастание скоростей объясняется увеличением плотности вещества мантии примерно на 10%, в связи с переходом минеральных видов в другие виды с более плотной упаковкой: например, оливина в вадслеит, а затем вадслеита в рингвудит со структурой шпинели; пироксена в гранат.

Нижняя мантия начинается с глубины около 670 км и простирается до глубины 2900 км со слоем **D** в основании (2650-2900 км), т. е. до ядра Земли. На основании экспериментальных данных предполагается, что она должна быть сложена в основном перовскитом (MgSiO_3) и магнезиевюститом ($(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$) – продуктами дальнейшего изменения вещества нижней мантии при общем увеличении отношения Fe/Mg.

По последним сейсмотомографическим данным выявлена значительная негомогенность мантии, а также наличие большого количества сейсмических границ (глобальные уровни – 410, 520, 670, 900, 1700, 2200 км и промежуточные – 100, 300, 1000, 2000 км), обусловленных рубежами минеральных преобразований в мантии (Павленкова, 2002; Пушаровский, 1999, 2001, 2005; и др.).

По Д.Ю. Пушаровскому (2005) строение мантии представляется несколько иначе, чем вышеприведённые данные согласно традиционной модели (Хаин, Ломизе, 1995):

Верхняя мантия состоит из двух частей: верхняя часть до 410 км, нижняя часть 410-850 км. Между верхней и средней мантией выделен раздел I – 850-900 км.

Средняя мантия: 900-1700 км. Раздел II – 1700-2200 км.

Нижняя мантия: 2200-2900 км.

• **Ядро Земли** по данным сейсмологии состоит из внешней жидкой части (2900-5146 км) и внутренней твёрдой (5146-6371 км). Состав ядра большинством принимается железным с примесью никеля, серы либо кислорода или кремния. Конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли. Предполагается, что на границе ядра и нижней мантии зарождаются *плюмы*, которые затем в виде потока энергии или высокоэнергетического вещества поднимаются вверх, формируя в земной коре или на её поверхности магматические породы.

Плюм мантийный – узкий, поднимающийся вверх поток твёрдофазного вещества мантии диаметром около 100 км, который зарождается в горячем, низкоплотном пограничном слое, расположенном либо выше сейсмической границы на глубине 660 км, либо рядом с границей ядро-мантия на глубине 2900 км (A.W. Hofmann, 1997). По А.Ф. Грачёву (2000) плюм мантийный – это проявление внутриплитной магматической активности, обусловленное процессами в нижней мантии, источник которой может находиться на любой глубине в нижней мантии, вплоть до границы ядро-мантия (слой «Д»). (В отличие от *горячей точки*, где проявление внутриплитной магматической активности обусловлено процессами в верхней мантии.) Мантийные плюмы характерны для дивергентных геодинамических режимов. По Дж. Моргану (1971) плюмовые процессы зарождаются ещё под континентами на начальной стадии рифтогенеза

(рифтинга). С проявлением мантийного плюма связывается формирование крупных сводовых поднятий (диаметром до 2000 км), в которых происходят интенсивные трещинные излияния базальтов Fe-Ti-типа с коматиитовой тенденцией, умеренно обогащённых лёгкими РЗЭ, с кислыми дифференциатами, составляющими не более 5% от общего объёма лав. Отношения изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}(10^{-6}) > 20$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.5126-0.5128$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7042-0.7052$. С мантийным плюмом связывается формирование мощных (от 3-5 км до 15-18 км) лавовых толщ архейских зеленокаменных поясов и более поздних рифтогенных структур.

В северо-восточной части Балтийского щита, и на Кольском п-ове в частности, предполагается, что мантийные плюмы обусловили формирование позднеархейских толеитбазальтовых и коматиитовых вулканитов зеленокаменных поясов, позднеархейского щелочногранитного и анортозитового магматизма, комплекса раннепротерозойских расслоенных интрузий и палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий (Митрофанов, 2003).

Плюм-тектоника – тектоника мантийных струй, связанная с тектоникой плит. Эта связь выражается в том, что субдуцируемая холодная литосфера погружается до границы верхней и нижней мантии (670 км), накапливается там, частично продавливаясь вниз, а затем через 300-400 млн. лет проникает в нижнюю мантию, достигая её границы с ядром (2900 км). Это вызывает изменение характера конвекции во внешнем ядре и его взаимодействия с внутренним ядром (граница между ними на глубине около 4200 км) и, в порядке компенсации притока материала сверху, образование на границе ядро/мантия восходящих суперплюмов. Последние поднимаются до подошвы литосферы, частично испытывая задержку на границе нижней и верхней мантии, а в тектоносфере расщепляются на более мелкие плюмы, с которыми и связан внутриплитный магматизм. Они же, очевидно, стимулируют конвекцию в астеносфере, ответственную за перемещение литосферных плит. Процессы же, происходящие в ядре, японские авторы обозначают в отличие от плейт- и плюм-тектоники, как тектонику роста (growth tectonics), имея ввиду рост внутреннего, чисто железо-никелевого ядра за счёт внешнего ядра, пополняемого корово-мантийным силикатным материалом.

Возникновение мантийных плюмов, приводящее к образованию обширных провинций плато-базальтов, предшествует рифтогенезу в пределах континентальной литосферы. Дальнейшее развитие может происходить по полному эволюционному ряду, включающему заложение тройных соединений континентальных рифтов, последующее утонение, разрыв материковой коры и начало спрединга. Однако развитие отдельно взятого плюма не может привести к разрыву материковой коры. Разрыв происходит в случае заложения системы плюмов на континенте и далее процесс раскола происходит по принципу продвигающей трещины от одного плюма к другому.

Литосфера и астеносфера

Литосфера состоит из земной коры и части верхней мантии. Это понятие чисто геологическое, в отличие от коры и мантии. Она более жесткая и хрупкая, чем более ослабленная и пластичная подстилающая оболочка мантии, которая была выделена как *астеносфера*. Мощность литосферы от 3-4 км в осевых частях срединно-океанских хребтов до 80-100 км на периферии океанов и 150-200 км и более (до 400 км?) под щитами древних платформ. Глубинные границы (150-200 км и более) между литосферой и астеносферой определяется с большим трудом, либо вовсе не выявляются, что, вероятно, объясняется высокой изостатической уравновешенностью и уменьшением контраста между литосферой и астеносферой в приграничной зоне, обусловленным высоким геотермическим градиентом, уменьшением количества расплава в астеносфере и т.д.

Тектоносфера

Источники тектонических движений и деформаций лежат не в самой литосфере, а в более глубоких уровнях Земли. В них вовлечена вся мантия вплоть до пограничного слоя с жидким ядром. В связи с тем, что источники движений проявляются и в

непосредственно подстилающую литосферу более пластичном слое верхней мантии – астеносфере, литосферу и астеносферу нередко объединяют в одно понятие – *тектоносферы* как области проявления тектонических процессов. В геологическом смысле (по вещественному составу) тектоносфера делится на земную кору и верхнюю мантию до глубины примерно 400 км, а в реологическом смысле – на литосферу и астеносферу. Границы между этими подразделениями, как правило, не совпадают, и литосфера обычно включает кроме коры и какую-то часть верхней мантии.

8.4. Основные структурные единицы литосферы

Основными структурными единицами литосферы являются литосферные плиты (рис. 7.4). Некоторые из них, как, например, Тихоокеанская и Наска представлены в верхней части океанской коры. В составе других присутствует как океанская, так и континентальная кора.

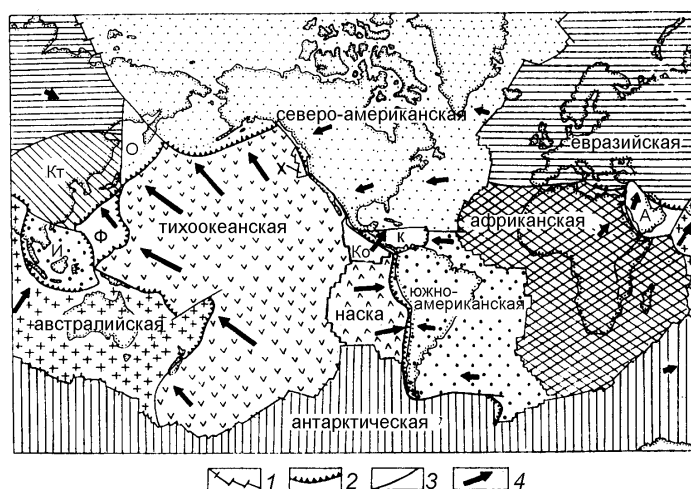


Рис. 7.4. Литосферные плиты Земли.

Среди малых плит и микроплит:

Х – Хуан-де-Фука; Ко – Кокос; К – Карибская; А – Аравийская; Кт – Китайская; И – Индокитайская; О – Охотская; Ф – Филиппинская.

1 – дивергентные границы (оси спрединга); 2 – конвергентные границы (зоны субдукции, реже – зоны коллизии); 3 – трансформные разломы и прочие границы; 4 – векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж. Минстеру и Т. Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год.

8.4.1. Литосферные плиты

Литосфера или реологически твёрдая часть оболочки Земли в соответствии со вторым положением тектоники плит подразделена в настоящее время на семь крупных и столько-же малых литосферных плит (рис. 7.4). Основанием для их выделения и проведения границ между ними служит размещение большого количества очагов землетрясений, в то время как внутренние части плит слабо сейсмичны или вообще асейсмичны.

8.4.2. Границы литосферных плит

Как отмечалось выше границы литосферных плит подразделяются на *дивергентные* (зоны спрединга), *конвергентные* (зоны субдукции и обдукции) и *трансформные*.

Зоны спрединга (рис. 7.4, 7.5) приурочены к срединно-океаническим хребтам (СОХ). *Спрединг* (англ. spreading- растекание) – процесс генерации океанской коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (СОХ). Он состоит в том, что под действием растяжения кора раскалывается и расходится в стороны, а образующаяся трещина заполняется базальтовым расплавом. Таким образом, дно расширяется, а его возраст закономерно удревняется симметрично в обе стороны от оси СОХ. Термин *спрединг морского дна* предложил Р. Дитц (1961). А сам процесс рассматривается как океанский *рифтогенез*, основу которого составляет раздвиг посредством магматического расклинивания. Он может развиваться как продолжение континентального рифтогенеза (см. раздел 7.4.6). Раздвиг же в океанских рифтах обусловлен мантийной конвекцией – восходящими её потоками или мантийными плюмами.

Зоны субдукции – границы между литосферными плитами вдоль которых происходит погружение одной плиты под другую (рис. 7.4, 7.5).

Субдукция (лат. sub – под, ductio – ведение; термин был заимствован из альпийской геологии) – процесс пододвигания океанской коры под континентальную (окраинно-материковый тип зон субдукции и его разновидности – андский, зондский и японский типы) или океанской коры под океанскую (марианский тип зон субдукции) при их сближении, обусловленном раздвиганием плит в зоне спрединга (рис. 7.4 - 7.7). *Зона субдукции* приурочена к глубоководному желобу. При пододвигании происходит быстрое гравитационное погружение океанской коры в астеносферу с затягиванием туда же осадков глубоководного желоба, с сопутствующими проявлениями складчатости, разрывов, метаморфизма и магматизма. Субдукция осуществляется за счёт нисходящей ветви конвективных ячеек.

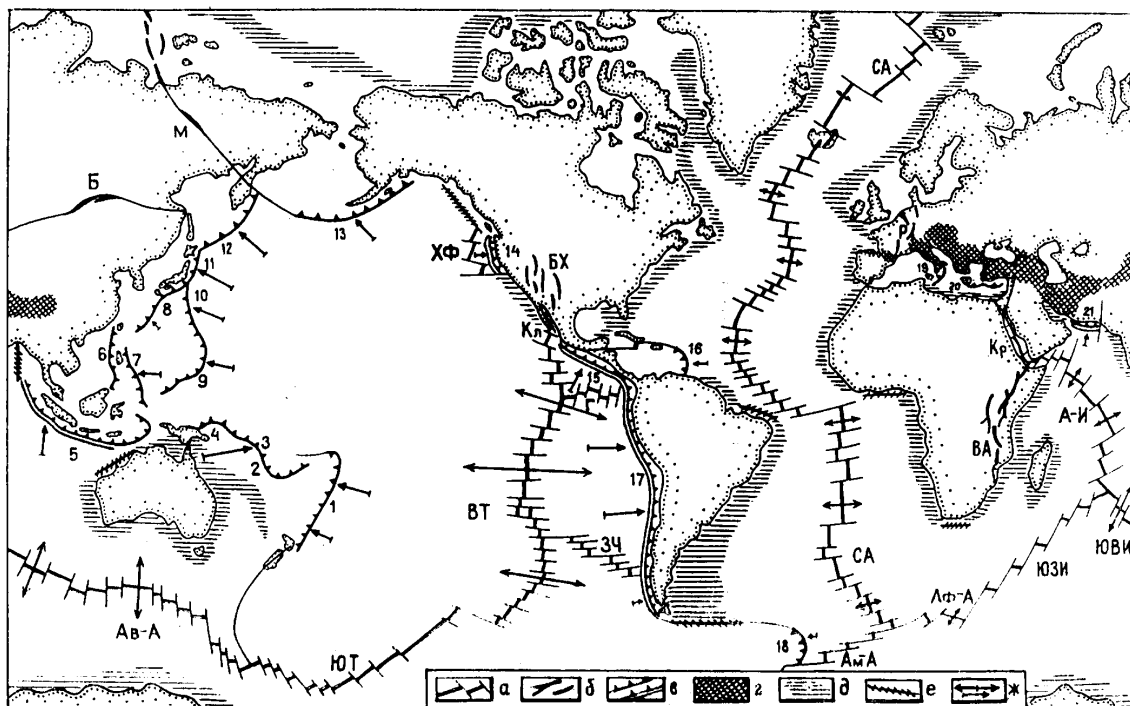


Рис. 7.5. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины.

а – океанские рифты (зоны спрединга) и трансформные разломы; **б** – континентальные рифты; **в** – зоны субдукции: островодужные и окраинно-материковые (двойная линия); **г** – зоны коллизии; **д** – пассивные континентальные окраины; **е** – трансформные континентальные окраины (в том числе пассивные);

ж – векторы относительных движений литосферных плит, по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978) и К. Чейзу (1978), с дополнениями; в зонах спрединга – до 15-18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции – до 12 см/год.

Рифтовые зоны: **СА** – Срединно-Атлантическая; **Ам-А** – Американо-Антарктическая; **Аф-А** – Африкано-Антарктическая; **ЮЗИ** – Юго-Западная Индоокеанская; **А-И** – Аравийско-Индийская; **ВА** – Восточно-Африканская; **Кр** – Красноморская; **ЮВИ** – Юго-Восточная Индоокеанская; **Ав-А** – Австрало-Антарктическая; **ЮТ** – Южно-Тихоокеанская; **ВТ** – Восточно-Тихоокеанская; **ЗЧ** – Западно-Чилийская; **Г** – Галапагосская; **Кл** – Калифорнийская; **БХ** – Рио-Гранде – Бассейнов и Хребтов; **ХФ** – Горда – Хуан-де-Фука; **НГ** – Нансена-Гаккеля; **М** – Момская; **Б** – Байкальская; **Р** – Рейнская.

Зоны субдукции: 1 – Тонга-Кермадек, 2 – Новогеебридская, 3 – Соломон, 4 – Новобританская, 5 – Зондская, 6 – Манильская, 7 – Филиппинская, 8 – Рюкю, 9 – Марианская, 10 – Идзу-Бонинская, 11 – Японская, 12 – Курило-Камчатская, 13 – Алеутская, 14 – Каскадных гор, 15 – Центральноамериканская, 16 – Малых Антиль, 17 – Андская, 18 – Южных Антиль (Скотия), 19 – Эоловая (Калабрийская), 20 – Эгейская (Критская), 21 – Мекран.

В зависимости от тектонического эффекта взаимодействия литосферных плит в разных зонах субдукции, а нередко и на соседних сегментах одной и той же зоны, можно выделить несколько режимов – субдукционной аккреции, субдукционной эрозии и нейтральный режим.

Режим субдукционной аккреции характеризуется тем, что над зоной субдукции образуется всё увеличивающаяся в размерах аккреционная призма, имеющая сложную изоклинально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращивающая континентальную

окраину или островную дугу.

Режим субдукционной эрозии предполагает возможность разрушения висячего крыла зоны субдукции (подкоровая, базальная или фронтальная эрозия) в результате захвата материала сиалической коры в ходе субдукции и перемещения его на глубину в область магмообразования.

Нейтральный режим субдукции характеризуется пододвиганием почти недеформированных слоёв под висячее крыло.

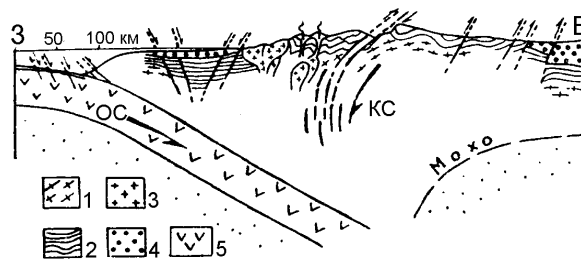
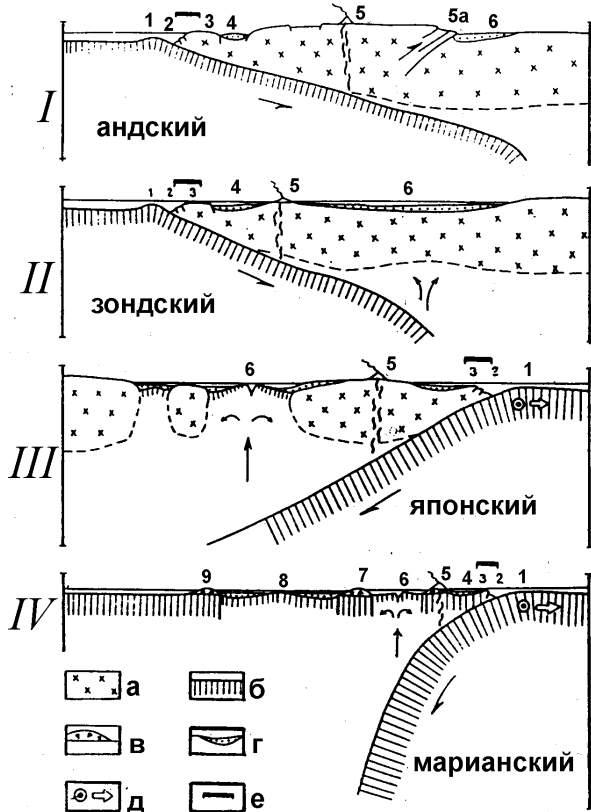


Рис. 7.6. Океанская субдукция (ОС) и континентальная субдукция (КС) или («Альпинотипная субдукция», «А-субдукция») в не окраинно-материковой Андской зоны, по Ж.Буржуа и Д.Жанжу (1981).

1 – докембрийско-палеозойский цоколь, 2 – лежащие на нём комплексы палеозоя и мезозоя, 3 – гранитоидные батолиты, 4 – заполнение кайнозойских впадин, 5 – океанская литосфера.

Рис. 7.7. Главные тектонические типы зон субдукции (I-IV) и их латеральные ряды (1-9), по М.Г.Ломизе, с использованием схем Д.Кариега, У.Дикинсона, С.Уеды.

а – континентальная литосфера, б – океанская литосфера, в – островодужные вулканы, г – вулканогенно-осадочные формации, д – откат перегиба субдуцирующей плиты, е – место возможного формирования аккреционной призмы.

Обдукция – тектонический процесс, в результате которого океаническая кора надвигается на континентальную (рис. 7.8).

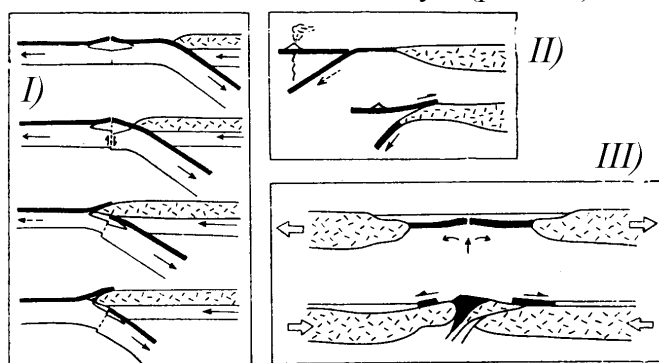


Рис. 7.8. Предполагаемые главные механизмы обдукции:

I – при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, по Н.Кристсену и М. Сэлсбери (1975); II – при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги, по Э.Мурсу (1970); III – при закрытии бассейнов океанского типа.

литосферы и надвигание её на континентальную окраину. Остальная же часть литосферы перемещалась в зоне субдукции на глубину, где претерпевала структурно-метаморфические преобразования.

Подтверждением возможности такого процесса являются находки *офиолитов* (реликтов океанической коры) в разновозрстных складчатых поясах. В надвинутых фрагментах океанской коры представлена только верхняя часть океанской литосферы: осадки 1-го слоя, базальты и долеритовые дайки 2-го слоя, габброиды и расслоенный гипербазит-базитовый комплекс 3-го слоя и до 10 километров перидотитов верхней мантии. Это означает то, что при обдукции происходило отслаивание верхней части океанской

Геодинамические механизмы обдукции разнообразны, но главные из них – обдукция на границе океанского бассейна и обдукция при его замыкании.

Эдукция (англ. *eduiction* – извлечение) – процесс обратного выведения к поверхности тектонитов и метаморфитов, образовавшихся ранее в зоне субдукции, в результате продолжающейся дивергенции. Это возможно в том случае, если субдуцирующий хребет вытянут вдоль континентальной окраины и если свойственная ему скорость спрединга превышает скорость пододвигания хребта под континент. Там, где скорость спрединга меньше скорости пододвигания хребта, эдукция не происходит (например, взаимодействие Чилийского хребта с Андской окраиной).

Аккреция – наращивание в процессе пододвигания океанической коры края континента примыкающими к нему разнородными террейнами. Процессы регионального сжатия, вызванные столкновением микроконтинентов, островных дуг или других «террейнов» с континентальными окраинами, обычно сопровождаются развитием шарьяжей, состоящих из пород промежуточных бассейнов или из пород самих этих террейнов. Так образуются, в частности, флишевые, офиолитовые, метаморфитовые тектонические покровы с формированием перед фронтом покровов за счёт их разрушения олистостостром, а в подошве покровов – микститов (тектонического меланжа).

Коллизия (лат. *collisio* – столкновение) – столкновение разновозрастных и разных по генезису структур, например, литосферных плит (рис. 7.5). Развивается там, где континентальная литосфера сходится с континентальной: их дальнейшее встречное движение затруднено, оно компенсируется деформацией литосферы, её утолщением и «скупиванием» в складчатых сооружениях и горообразованием. При этом проявляется внутренняя тектоническая расслоенность литосферы, разделение её на пластины, которые испытывают горизонтальные перемещения и дисгармоничные деформации. В процессе коллизии преобладают глубинные наклонные латерально-сдвиговые встречные обмены породными массами внутри земной коры. В условиях скупивания и утолщения коры образуются палингенные очаги гранитной магмы.

Наряду с коллизией «континент-континент» иногда может быть коллизия «континент-островная дуга» или двух островных дуг. Но правильнее её применять для межконтинентальных взаимодействий. Пример максимальной коллизии – некоторые отрезки Альпийско-Гималайского пояса.

Трансформные границы (или трансформные разломы) рассмотрены далее в разделе 7.4.3.

8.4.3. Внутренние области океанов

Главными элементами рельефа и структуры внутренних областей океанов являются срединно-океанические хребты и абиссальные равнины с осложняющими их поднятиями и хребтами.

Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты (СОХ) расположены в пределах океанской коры над зонами спрединга (рис. 7.4 - 7.7), возвышаясь над ложем океана на 1-3 км. Они образуют единую мировую систему протяжённостью около 80 тысяч км и, как правило, обладают сильно расчленённым рельефом. Почти везде они разбиты поперечными трансформными разломами и смещены вдоль них на расстояния до 100-400 км. Ширина СОХ от сотен км до 2000-4000 км. Под хребтами восстанавливается подъём к поверхности разогретого и разуплотнённого астеносферного слоя.

В строении СОХ обычно выделяются три зоны:

1) Осевая зона, представленная рифтовой долиной (грабеном) глубиной до 2 км и шириной до нескольких км. В ней отмечаются застывшие лавовые озёра, подушечные лавы, вулканические постройки с гидротермами или черными курильщиками с бурно развивающимися сульфиднокислыми и другими бактериями в них, способствовавших образованию металлоносных и кремнистых осадков. Зона сейсмична.

2) По обе стороны от рифтовой долины расположены гребневые зоны с сильно расчленённым рельефом и шириной в первые сотни км. В них появляются осадки мощностью до первых десятков метров в углублениях на более погружённых блоках. Зоны сейсмичны.

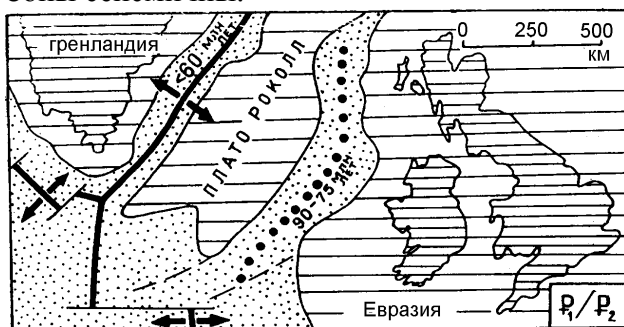


Рис. 7.9. Перескок атлантической оси спрединга из трога Роккоп на запад, по А.Лаутону (1975) с изменениями.

1 – отмершая позднемеловая ось спрединга; 2 – активные оси спрединга; 3 – новообразованная океаническая литосфера; 4 – континентальная литосфера на суше и под морем.

бассейне, а также южнее Гренландии) (рис. 7.9).

Трансформные разломы

Срединно-океанические хребты и в меньшей степени абиссальные равнины расчленены разломами, расположенными по нормали к ним, получившими название *трансформных*. Они расчленяют СОХ и оси спрединга на отдельные сегменты, смещённые в плане относительно друг друга (рис. 7.4 - 7.7, 7.10).

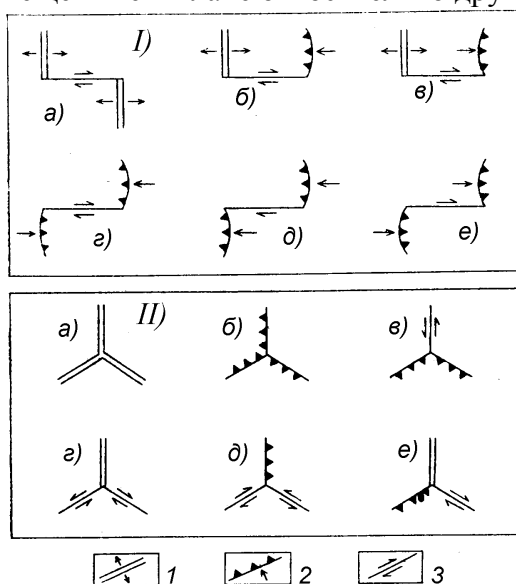


Рис. 7.10. Главные типы трансформных разломов (I) и тройных сочленений (II), по Дж.Уилсону и Мак-Элхину (1973).

1 – ось спрединга («хребет»);
2 – конвергентная граница («дуга», «жёлоб»);
3 – трансформный разлом.

друга на десятки км, а самые мелкие – пересекают лишь гребневые зоны и рифтовые долины.

Горячие точки

Горячие точки – точки подъёма мантийных струй (плюмов) или тепловых потоков, поднимающихся из нижней мантии или даже с границы мантия-ядро. Большая часть

3) Зоны флангов или склонов хребта, постепенно понижающиеся в сторону абиссальных равнин, простираются на сотни и даже тысячи км. Осадочный чехол в них развит повсеместно и увеличивается до сотен метров в сторону абиссальных равнин. Зона асейсмичны.

В пределах СОХ параллельно им по обе стороны от зоны спрединга выделяются линейные магнитные аномалии. Результаты изучения положения этих аномалий позволили выявить «перескоки» осей спрединга параллельно самим себе (например, перескоки в Норвежско-Гренландском

Амплитуда латеральных смещений по одному разлому достигает сотен и даже 1000 км, а суммарная – до 4000 км. Вдоль трансформных разломов наблюдаются проявления вулканизма, гидротермальных процессов и протрузии серпентинизированных пород мантии, а также в трансформных ущельях – метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фации породы. Крупнейшие разломы называются трансокеанскими или магистральными их протяжённость составляет несколько тысяч км. Ущелья вдоль трансокеанских разломов достигают значительной ширины и большой глубины (до 7-8 км), превышающей глубину абиссальных равнин. Меньшие по масштабам трансформные разломы пересекают СОХ примерно через 100-200 км и продолжают на незначительные расстояния в пределах абиссальных равнин. Более мелкие разломы не выходят за пределы СОХ и отстоят друг от друга на десятки км, а самые мелкие – пересекают лишь гребневые зоны и рифтовые долины.

горячих точек приурочена к пересечениям рифтов СОХ зонами крупных трансформных разломов (Исландия, Азорские о-ва и др.) или к тройным точкам сочленения рифтов, а на континентах – к современным или древним рифтовым системам и к их пересечению разломами или сочленению (рис. 7.11, 7.12). По Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостину (1979) все горячие точки, обязанные своим происхождением одной и той же конвективной ячейке, неподвижны относительно друг друга, тогда как горячие точки, принадлежащие разным конвективным ячейкам, могут смещаться, и их относительное смещение будет свидетельствовать о движении самих конвективных ячеек.

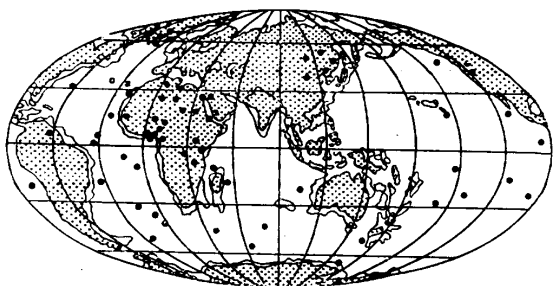


Рис. 7.11. Современное размещение главных горячих точек по Дж.Вилсону (1973).

Поскольку картина вертикального подъема струй с больших глубин не совсем сочетается с конвективными течениями в мантии и с их длинными горизонтальными ветвями О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым было выдвинуто предположение, что магматические очаги должны располагаться не глубже 60-80 км, т.е. непосредственно под литосферой плит с океанской корой.

Какую бы точку зрения не принимать на происхождение горячих точек, анализ движения литосферных плит по отношению к ним выявляет иную систему перемещений по сравнению с регистрируемой по другим данным. След прохождения литосферной плиты над горячей точкой на поверхности представлен вулканогенными или интрузивными образованиями, возраст которых в разных участках будет направленно изменяться.

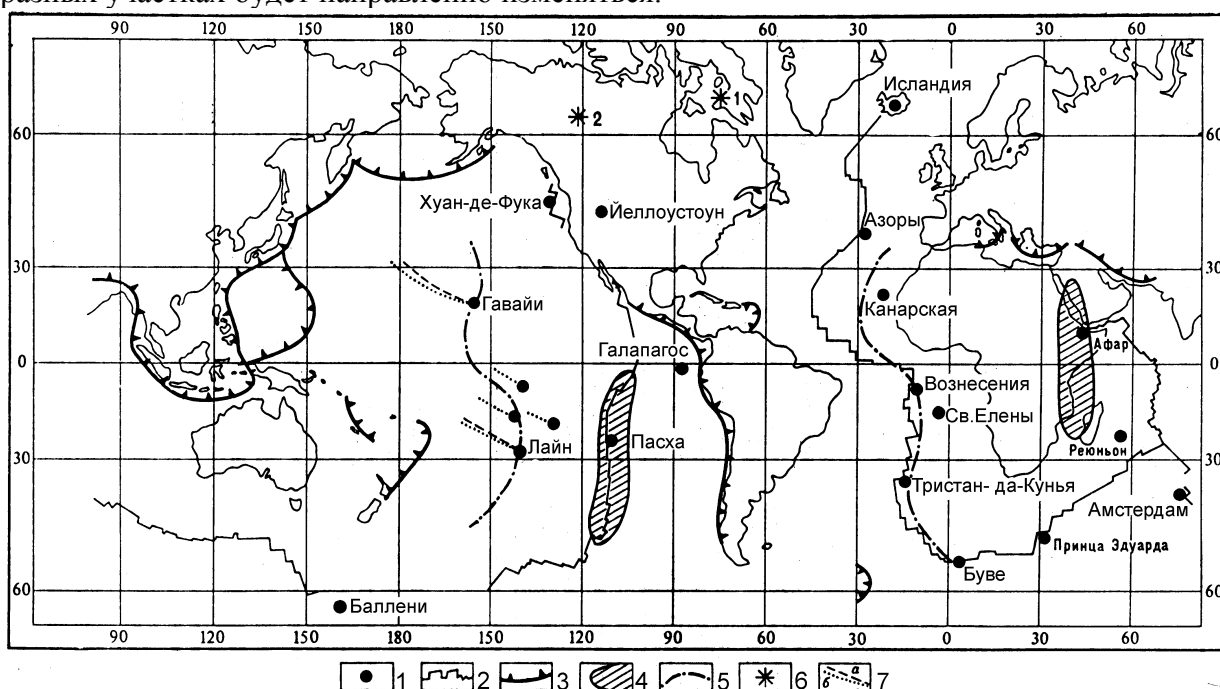


Рис. 7.12. Карта распределения горячих точек на поверхности Земли.

1 – горячие точки базальтового вулканизма; 2 – границы наращивания плит; 3 – границы поглощения плит; 4 – предполагаемые области восходящих потоков в мантии (по О.Г.Сорохтину, 1974 г); 5 – линии, отвечающие половине расстояния между областями восходящих и нисходящих потоков в мантии; 6 – полюса вращения Тихоокеанской плиты относительно: *1 - горячих точек Тихого океана (по Дж.Моргану, 1972 г., *2 – системы островных дуг запада Тихого океана; 7 – траектория движения Тихоокеанской плиты (а – вокруг полюса *1, б- вокруг полюса *2).

Абиссальные равнины

Абиссальные равнины занимают пространство между СОХ и континентальными подножиями и по площади являются преобладающим элементом океанского ложа. Они имеют глубину от 4000 до 6000 м. Против устьев крупных рек океанская кора перекрыта мощными конусами выноса осадков (до нескольких км), продолжающихся на глубине

дельт. Абиссальные равнины в Атлантическом и Индийском океане с плоским рельефом, тогда как в Атлантическом и Тихоокеанском океанах ложе океана распадается на отдельные котловины (до 1000 и более км по длинной оси), разделённые хребтами и возвышенностями с тысячами подводных вулканических гор. Некоторые такие вулканы выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов (например, Ренъон в Индийском океане). Особую разновидность подводных гор образуют *гидоты* – плосковершинные возвышенности, встречающиеся на глубине до 2 км и представляющие потухшие вулканы, вершины которых в своё время были срезаны морской абразией, затем перекрыты мелководными осадками и далее погрузились ниже уровня океана. Они особенно широко распространены в западной части Тихого океана.

Внутриплитные возвышенности и хребты

Эти поднятия океанского ложа имеют разнообразные формы – от изометричных до овальных с неправильными очертаниями и отчётливо линейных, протягивающихся в отдельных случаях на тысячи км при ширине около сотни км параллельно или косо по отношению к трансформным разломам. Возвышаются они над котловинами на 2-3 км и более, а вершины иногда выступают над уровнем океана. Для большинства внутриплитных поднятий очевидно вулканическое происхождение, т.е. они обязаны своим возникновением процессам магматизма. Проявление магматизма связывают с действием мантийных струй и горячими точками, для которых типичен щелочно-базальтовый магматизм. Крупные скопления вулканических островов и гидотов интерпретируются как «горячее плато». Определённая часть горячих точек приурочена к тройным сочленениям осей спрединга. Практически под всеми поднятиями фиксируется утолщённая кора (иногда до 30 км), сравнимая по мощности с континентальной. Но, в отличие от континентальной, она имеет трёхслойное строение, типичное для океанической коры. Мощность 2-го и 3-го слоёв увеличена за счёт вулканитов и интрузивных тел, как магматических образований горячих точек. Мощность осадочного слоя на поднятиях тоже бывает увеличенной, поскольку вершины поднятий находятся либо выше уровня растворения карбонатов или на такой глубине, где возможно образование биогермов. Все внутриплитные возвышенности и хребты асейсмичны.

Микроконтиненты

Микроконтиненты – структуры с плоским рельефом, расположенные на глубине 2-3 км ниже уровня океана, либо выступающих над уровнем океана в виде мелководных банок (Роколл), мелких (Лорд-Хау) и даже крупных (о. Мадагаскар) островов. Подсилаются микроконтиненты типичной, но утончённой континентальной корой, возраст которой может быть от архейского до палеозойского. Осадочных чехол гораздо мощнее, чем на абиссальных равнинах. Могут присутствовать осадки, предшествующие раскрытию океана. Микроконтиненты откалывались от континентов на ранних стадиях образования рифтовой зоны и раскрытия океана. В некоторых случаях континентальный рифт перерождался в зону спрединга (например, отделение в конце мела плато Роколл от материка Европы). Затем ось спрединга перескакивала в центральную часть современного океана (рис. 7.9).

Возраст и происхождение океанов

С позиций плейттектоники самые древние породы океанской коры должны находиться у краёв континентов. В Атлантическом океане наиболее древняя кора имеет возраст 165 млн. лет, такой же возраст имеет самая древняя кора и в Тихом океане, в Индийском океане – 158 млн. лет, а в Арктическом – около 100 млн. лет. Для всех океанов, кроме Тихого, этот возраст означает начало взламывания коры суперконтинента Пангеи и начала спрединга. Но, возможно, для Тихого океана этот процесс начался гораздо раньше, так как более древние породы океанической коры погружены в зонах субдукции, тем более что считается, что Тихоокеанская плита существовала, как минимум, последние 180 млн. лет в пределах. Распад литосферы суперконтинента Пангеи и океанской коры океана Панталасса на литосферные плиты, начавшийся около 200 млн.

лет назад, и последующие их перемещения привели к образованию современных океанов и материков.

8.4.4. Области перехода континент–океан

Переходные между континентами и океанами области называются континентальными окраинами и занимают около 20% площади окраин океанов. Они характеризуются накоплением в них основной массы осадков и вулканитов, которые затем подвергаются интенсивным деформациям. В большинстве случаев эти области являются нефтегазоносными. Здесь континентальная кора замещается субокеанической или океанической, а океаническая преобразуется в континентальную. С позиций тектоники плит континентальные окраины подразделяются на *пассивные* (внутриплитные) и *активные* (субдукционные и трансформные).

Пассивные континентальные окраины

Пассивные континентальные окраины занимают внутриплитное положение, характеризуются низкой сейсмичной и вулканической активностью и отсутствием глубинных сейсмофокальных зон. Они характерны для молодых океанов – Атлантического (кроме участков против Антильской и Южно-Сандвичевой вулканических дуг), Индийского (кроме обрамления Зондской дуги) и Северного Ледовитого, и антарктической окраины Тихого океана (рис. 7.5). Начало образования пассивных континентальных окраин связывается с расколом суперконтинента Пангеи около 200 млн. лет назад.

В строении типичных пассивных континентальных окраин выделяется три главных элемента (не считая прибрежной равнины): 1) шельф; 2) континентальный склон; 3) континентальное подножие.

Шельф представляет собой подводное продолжение прибрежной равнины материка, обладает пологим рельефом и простирается в сторону моря до сотен км. Внешний край шельфа (бровка шельфа) лежит в среднем на глубине 100 м, но может спускаться и до 350 м (например, у берегов Антарктиды). Поверхность шельфа представляет обычно аккумулятивную, реже абразионную или смешанного типа равнину. Мощность осадков колеблется от сотен метров до нескольких км и до 15-20 км в экзогенных впадинах.

Континентальный склон, как правило, представляет собой сравнительно узкую полосу дна шириной не более 200 км с более крутым уклоном (от 4° до 35-60° и иногда более) и с увеличивающейся глубиной от 100-200 м до 1500-3500 м. Границы с шельфом и континентальным подножием обычно выражены в рельефе резкими перегибами. Мощность осадков меньше, чем на шельфе и континентальном подножие.

Континентальное подножие может быть достаточно широким – до сотен и даже тысяч км (как, например, в Индийском океане). Оно полого наклонено в сторону абиссальной равнины и переход к последней выражается уменьшением наклона почти до горизонтального. Континентальное подножие является областью лавинной седиментации, сложено мощной толщей осадков иногда до 15 км и более в которых значительную роль играют турбидиты (продукты отложения из мутьевых потоков) и контуриты (продукты отложения придонными продольными течениями). Нередко подножие представляет собой слившиеся конусы выноса подводных каньонов. Особенно грандиозны конусы выноса на продолжении рек в Индийском океане, в Атлантике, в Средиземном море.

В некоторых участках пассивных континентальных окраин выделяются *краевые плато*. Они представляют собой опущенные на глубину до 2-3 км периферические участки шельфа в виде ступеней, отделённых от шельфа либо уступом типа континентального склона, либо жёлобом рифтового происхождения. Ширина таких плато (например, Квинслендское на С-В окраине Австралии, Сан-Паулу против Бразилии в Атлантике и др.) достигает первых сотен км.

Шельфы и краевое плато подстилаются утонённой (25-30 км) консолидированной континентальной корой, разбитой в верхней части разломами, с наличием горстов и грабенов. Грабены бывают выполнены континентальными отложениями угленосных,

эвапаритовых (соленосных) или красноцветных формаций, нередко с покровами толеитовых базальтов, сформированными на рифтовой стадии развития будущей континентальной окраины. Затем они перекрываются нормальными морскими осадками. Нарастание разреза осадочных пород у бровки шельфа смещает саму бровку, образуя таким образом наслаивающиеся друг на друга клиноформы.

Континентальные склоны и внутренние части континентальных подножий подстилаются переходной или субокеанской корой, т.е. резко утонённой, переработанной и пронизанной дайками основных пород континентальной корой.

Пассивные континентальные окраины в своём развитии и строении проходят три стадии – предрифтовую, рифтовую и послерифтовую (или спрединговую).

Активные континентальные окраины

Активные континентальные окраины имеют более сложное строение и развитие, чем пассивные. Они занимают пространство между зонами конвергенции и зонами субдукции с одной стороны и континентом – с другой. Выделяется два типа активных континентальных окраин: приконтинентальный или андский (восточно-тихоокеанский) и островодужный или зондский (западно-тихоокеанский).

В *андском* типе строение достаточно простое – переход от глубоководного желоба, вдоль оси которого выходит на поверхность дна зона субдукции, к континенту выражен крутым внутренним склоном этого желоба, являющимся одновременно континентальным склоном, и узким шельфом.

Зондский тип имеет более сложное строение и развитие. В нём выделяются следующие элементы: 1) собственно континентальная окраина, мало отличающаяся от пассивных окраин, но более узкая; 2) глубоководная котловина окраинного моря; 3) вулканическая островная дуга; 4) глубоководный желоб; 5) краевой вал океана.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутые параллельно желобу.

Глубоководный желоб тесно сопряжён с вулканической дугой и в плане имеет обычно дугообразную форму, протягивающуюся на сотни, иногда более 1000 км. Глубина желобов достигает 11 км и в некоторой степени зависит от того, насколько он заполнен осадками. Внутренний склон желоба является местом накопления аккреционной призмы – осадочных пород соскребаемых с океанической коры в зоне субдукции и надвинутых на континентальную кору. Иногда эти аккреционные образования образуют внешнюю невулканическую дугу, поднимающуюся над уровнем океана.

Между внешней дугой и главной вулканической дугой простирается *преддуговый прогиб*, заполняемый осадками, сносимыми с вулканической дуги и представленными в основном граувакками. Они обычно несогласно залегают на породах аккреционной призмы и менее деформированы. При отсутствии внешней дуги осадки склона желоба обычно бывают осложнены гравитационными сбросами и оползнями.

Вулканические дуги протягиваются параллельно желобам на расстоянии около 200-300 км от их оси. Ширина самой активной вулканической зоны составляет не более 50 км, но во времени она нередко мигрирует.

Вулканические дуги

Вулканические дуги существуют двух типов: энсиматические и энсиалические.

Энсиматические дуги закладываются на океанической коре, нередко на месте трансформных разломов, когда одно крыло с более древней корой начинает поддвигаться под другое, сложенное более молодой корой (например, Южно-Сандвичева дуга, Тонга-Кермадек, Марианская и Алеутская).

Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов, отторгнутых от континента рифтингом и спредингом (Японская, Камчатская, возможно, с Курильским продолжением, Филиппинская и др.). Вулканы энсиалических дуг принадлежат той-же известково-щелочной серии, но среди них преобладают андезиты и достаточно часто более кислые полроды – дациты и риолиты, что

объясняется (как и повышенное содержание радиогенного Sr) контаминацией более древней континентальной коры. На поздних стадиях развития энсиалических дуг повышается содержание щелочей.

В основании энсиматических вулканических дуг образуются плутоны преимущественно диоритов, тоналитов, гранодиоритов, а в основании энсиалических - нормальных гранитов. Таким образом, вулканические дуги являются скорее магматическими дугами.

Задуговые (тыльно-дуговые) или *окраинные* моря располагаются между островными дугами и континентом (Японское, Южно-Китайское, Филиппинское, Берингово море и др.). Глубина их может достигать 4000 м, и подстилаются они в своей глубоководной части корой океанского типа, но нередко с повышенной мощностью осадочного слоя. Осадки, накапливающиеся на дне окраинных морей, имеют различное происхождение. В прибрежной зоне со стороны континента преобладают продукты размыва и переотложения континентальной коры, а со стороны вулканической дуги – продукты её размыва с градационной или турбидитной текстурой похожей на туфогенный флиш, состав песчаников которого более кварцевый в отличие от придугового флиша. Мощности их могут быть значительными, особенно если формируются подводные конуса выноса. В центральных, более глубоких частях бассейнов, отлагаются монтмориллонитовые глины, биогенные илы и эоловые осадки, принесённые с суши. Механизм образования задуговых бассейнов не вполне ясен. Возможно, образование его провоцируют восходящие конвективные потоки из мантии и признаки задугового спрединга. В дальнейшем вулканические дуги перерождаются в вулканоплутонические пояса, состав аулканитов которых отличается от островодужных вулканитов повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей и повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причём на поздних стадиях их эволюции щелочность повышается ещё больше.

Трансформные окраины

Трансформные окраины как тип континентальных окраин имеют незначительное распространение и разделены на два подтипа:

1) *Дивергентные* окраины (атлантическая окраина Африки северного побережья Гвинейского залива, вдоль южного ограничения Ньюфаундлендского выступа Северной Америки и др.). Для них присущи узкий шельф и очень крутой континентальный склон, с основанием которого совпадает резкая тектоническая граница между континентальной и океанической корой, практически без переходной зоны между ними, и слабо развитое континентальное подножие

2) *Конвергентные* окраины (на севере против Канады и Юго-Восточной Аляски и против Калифорнии). С ними связано обычно образование нескольких цепочек раздвиговых осадочных бассейнов, кулисообразно расположенных и выполненных плиоцен-четвертичными образованиями, между которыми находятся приподнятые блоки более древнего основания. По существу это недавно погруженные участки континента, на котором по соседству с ним расположены такие же бассейны.

8.4.5. Области континентов

В пределах континентов выделяются два основных типа структур – древние и молодые платформы, в составе которых выделяются щиты и плиты, и складчатые пояса.

Континентальные платформы

Общая характеристика. Континентальные платформы (кратоны) представляют собой ядра материков, имеют изометричную или полигональную форму и занимают большую часть их площади – порядка миллионов кв. км. Они слагаются типичной континентальной корой мощностью от 35 до 65 км. Мощность литосферы в их пределах достигает 150-200 км, а по некоторым данным до 400 км.

Значительные площади платформ перекрыты неметаморфизованным осадочным чехлом толщиной до 3-5 км, а в прогибах или экзогенальных впадинах – до 20-25 км

(например, Прикаспийская, Печорская впадина). В состав чехла могут входить покровы платобазальтов и изредка более кислых вулканитов.

Платформы характеризуются равнинным рельефом – то низменным, то плоскогорным. Некоторые их части могут быть покрыты мелким эпиконтинентальным морем типа современных Балтийского, Белого, Азовского. Для платформ характерны низкая скорость вертикальных движений, слабая сейсмичность, отсутствие или редкие проявления вулканической деятельности, пониженный тепловой поток. Это наиболее устойчивые и спокойные части континентов.

Платформы подразделяются по возрасту кратонизации на две группы:

1) Древние, с докембрийским или раннедокембрийским фундаментом, занимающим не менее 40% площади материков. К их числу относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская (или Русская), Сибирская, Китайская (Китайско-Корейская и Южно-Китайская), Южно-Американская, Африканская (или Африкано-Аравийская), Индостанская, Австралийская, Антарктическая (рис. 7.13).

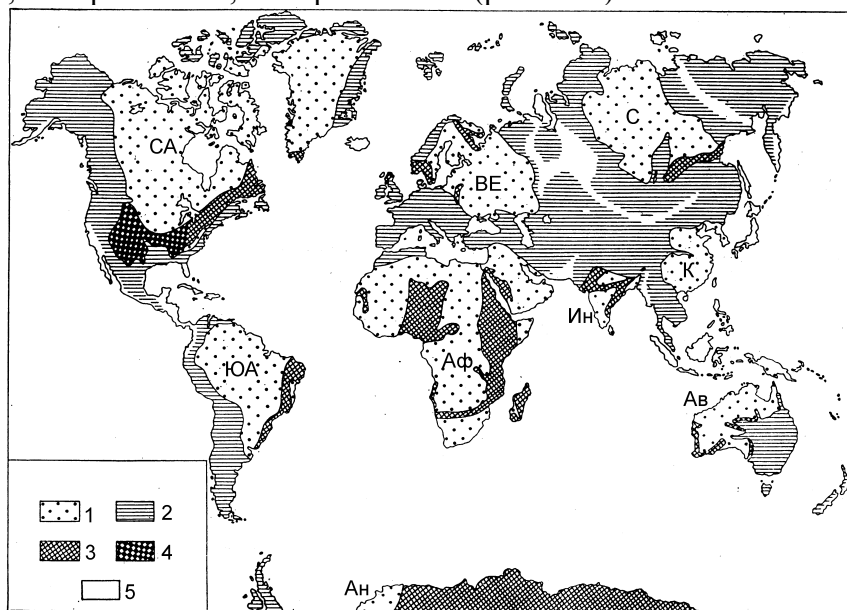


Рис. 7.13. Схема размещения платформ в структуре континентов, по Ч.Б.Борукаеву (1977).

1 – платформенные области: СА – Северо-Американская, ЮА – Южно-Американская, ВЕ – Восточно-Европейская, С – Сибирская, Аф – Африканская, К – Китайская, Ин – Индостанская, Ав – Австралийская, Ан – Антарктическая;
2 – геосинклинальные складчатые пояса; 3 – зоны «диасхизиса» (тектонوماгматической активизации и омоложения кристаллического фундамента);
4 – зона «эльсонской активизации» в Северной Америке; 5 – области вероятного отсутствия или глубокой переработки докембрийских комплексов.

2) молодые (около 5% площади материков), располагающиеся либо по периферии материков (Средне- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская, Пантагонская), либо между древними платформами (Западно-Сибирская). Молодые платформы иногда подразделяются на два типа: ограждённые (Западно-Сибирская, Северо-Германская, Парижский «бассейн») и неограждённые (Туранская, Скифская).

В зависимости от возраста завершающей складчатости фундамента молодые платформы или их части подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские. Так, Западно-Сибирская и Восточно-Австралийская платформы являются частично эпикаледонскими, частично эпигерцинскими, а платформенная арктическая окраина Восточной Сибири – эпикиммерийской.

Молодые платформы покрыты более мощным осадочным чехлом, чем древние. И по этой причине их часто именуют просто плитами (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская). Выступы фундамента в молодых платформах являются исключением (Казахский щит между Западно-Сибирской и Туранской плитами). В отдельных участках молодых и реже древних платформ, где мощность осадков достигает до 15-20 км

(Прикаспийская, Северо- и Южно-Баренцевоморская, Печорская, Мексиканская впадина), кора имеет небольшую мощность, а скоростям продольных волн вообще предполагается наличие «базальтовых окон», как возможных реликтов несубдуцированной океанической коры. Осадочные чехлы молодых платформ в отличие от чехлов древних платформ более дислоцированы.

Внутреннее строение фундамента древних платформ. Фундамент древних платформ выполнен в основном архейскими и нижне-, раннепротерозойскими образованиями, имеет очень сложное (блоковое, поясовое, террейновое и др.) строение и историю геологического развития. Главными структурными элементами архейских образований являются гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и гранулитогнейсовые пояса (ГГП), слагающие блоки в сотни км в поперечнике.

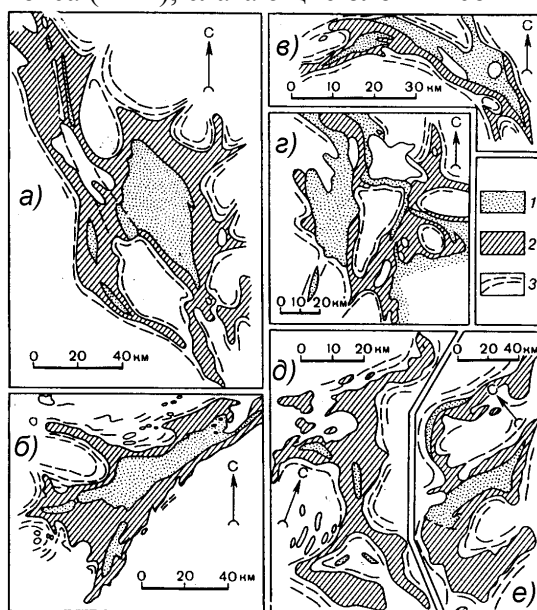


Рис. 7.14. Примеры строения зеленокаменных поясов Карельской (а, в, г), Трансваальской (б) и Родезийской гранит-зеленокаменных областей.

1 – метаосадки и метавулканы осадочной «группы»; 2 – метавулканы и метаосадки зеленокаменной и ультраосновной «группы»; 3 – раннедокембрийские гранитоиды нерасчленённые.

претерпевшими многократные структурно-метаморфические преобразования – складчатость, надвиги и т.д. Внутренняя структура часто осложнена гранитогнейсовыми куполами и крупными плутонами габбро-анортозитов.

Кроме вышеуказанных крупных структур выделяются меньшие по размеру структуры, сложенные протоплатформенными, палеорифтогенными, протоавлакогенными образованиями. Возраст слагающих эти структуры пород, в основном палеопротерозойский.

Структурные элементы поверхности фундамента (щиты, плиты, авлакогены, палеорифты и т.д.) платформ. Платформы подразделяются, прежде всего, на крупные площади выходов на поверхность фундамента – щиты и на не менее крупные площади, покрытые чехлом, – плиты. Границы между ними проводятся обычно по границе распространения осадочного чехла.

Щит – наиболее крупная положительная структура платформ, сложенная кристаллическими породами фундамента платформ со спорадически встречающимися отложениями плитного комплекса и чехла, и с тенденцией к воздыманию. Щиты, в основном, присущи древним платформам (Балтийский, Украинский щиты на Восточно-

Гранит-зеленокаменные области (например, Карельская ГЗО Балтийского щита) сложены серыми гнейсами, мигматитами с реликтами амфиболитов и разнообразными гранитоидами, среди которых выделяются линейные, извилистые или сложные по морфологии структуры – **зеленокаменные пояса (ЗКП)** архейского и протерозойского возраста, шириной до десятков и первых сотен км и протяжённостью до многих сотен и даже тысяч км (рис. 7.14). Они сложены, в основном, слабометаморфизованными вулканогенными и, частично, осадочными породами. Мощность толщ ЗКП может достигать 10-15 км. Морфология структуры ЗКП вторичная, а внутреннее строение – от достаточно простого до сложного (например, сложноскладчатого или чешуйчато-надвигового). Их происхождение и строение до сих пор являются предметом бурных научных дискуссий.

Гранулитогнейсовые пояса обычно разделяют или окаймляют гранит-зеленокаменные области. Сложены они разнообразными гранулитами и гнейсами,

Европейской платформе), в молодых – они в виде редкого исключения (Казахский щит Западно-Сибирской плиты).

Плита – крупная отрицательная тектоническая структура платформ с тенденцией к опусканию, характеризующаяся наличием чехла, сложенного осадочными породами платформенной стадии развития мощностью до 10-15 и даже 25 км. Они всегда осложнены многочисленными и разнообразными структурами меньших размеров. По характеру тектонических движений выделяются подвижные (с большим размахом тектонических движений) и устойчивые (со слабым прогибанием, например, с-з часть Русской плиты) плиты.

Плиты древних платформ сложены образованиями трёх структурно-вещественных комплексов – породами кристаллического фундамента, промежуточным (доплитным комплексом) и породами чехла.

В пределах щитов и фундамента плит присутствуют образования всех выше рассмотренных структур – ГЗО, ГГП, ЗКП, палеорифтов, палеоавлакогенов и т.д.

Структурные элементы осадочного чехла плит (синеклизы, антеклизы и т.д.) платформ. В пределах плит различают структурные элементы второго порядка (антеклизы, синеклизы, авлакогены) и более мелкие (валы, синклинали, антиклинали, флексуры, сундучные складки, глиняные и соляные диапиры – купола и валы, структурные носы и т.д.).

Синеклизы (например, Московская Русской плиты) – плоские впадины фундамента до многих сотен км в поперечнике, а мощность осадков в них 3-5 км и иногда до 10-15 и даже 20-25 км. Особый тип синеклиз – это *трапповые синеклизы* (Тунгусская, на Сибирской платформе, Деканская Индостана и др.). В их разрезе залегает мощная платобазальтовая формация площадью до 1 млн. кв. км, с ассоциирующим дайково-силловым комплексом основных магматитов.

Антеклизы (например, Воронежская Русской плиты) – крупные и пологие погребённые поднятия фундамента в сотни км в поперечнике. Мощность осадков в их сводовых частях не превышает 1-2 км, а в разрезе чехла обычно присутствуют многочисленные несогласия (перевы), мелководные и даже континентальные отложения.

Авлакогены (например, Днепровско-Донецкий Русской плиты) – чётко-линейные грабен-прогибы, протягивающиеся на многие сотни км при ширине в десятки, иногда более сотни км, ограниченные разломами и выполненными мощными толщами осадков, иногда с вулканитами, среди которых присутствуют базальтоиды повышенной щелочности. Глубина залегания фундамента нередко достигает 10-12 км. Некоторые авлакогены со временем перерождались в синеклизы, а другие в условиях сжатия были превращены либо в простые *одиночные валы* (Вятский вал), либо – в *сложные валы* или *интракратонные складчатые зоны* сложного строения с надвиговыми структурами (Кельтиберийская зона в Испании).

Стадии развития платформ. Поверхность фундамента платформ отвечает большей частью срезанной денудацией поверхности складчатого пояса (орогена). Платформенный режим устанавливается по прошествии многих десятков и даже сотен млн. лет, после того как территория пройдёт ещё две подготовительные стадии в своём развитии – стадию кратонизации и авлакогенную стадию (по А.А.Богданову).

Стадия кратонизации – на большей части древних платформ отвечает по времени первой половине позднего протерозоя, т.е. раннему рифею. Предполагается, что на этой стадии все современные древние платформы ещё находились в составе единого суперконтинента Пангеи I, возникшей в конце палеопротерозоя. Поверхность суперконтинента испытывала общее поднятие, накопление в некоторых участках в основном континентальных осадков, широкое развитие субаэральных покровов кислых вулканитов, нередко повышенной щелочности, калиевого метасоматоза, формирование

крупных расслоенных плутонов, габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви. Все эти процессы в конечном счёте привели к изотропизации платформенного фундамента.

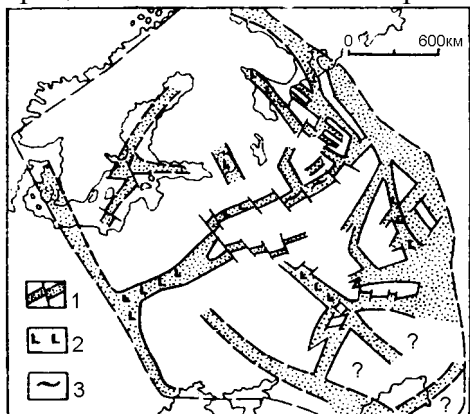


Рис. 7.15. Рифейские рифты (авлакогенy) Восточно-Европейской платформы, по Е.Е.Милановскому (1979), с упрощениями.
1 – рифты и разломы; 2 – проявления магматизма; 3 – инверсионные поднятия.

Авлакогенная стадия – период начала распада суперконтинента и обособления отдельных платформ, характеризующаяся господством условий растяжения и образованием многочисленных рифтов и целых рифтовых систем, например (рис. 7.15), в большинстве своём затем перекрытых чехлом и превращённых в авлакогенy. Этот период на большинстве древних платформ соответствует среднему и позднему рифею и может захватывать даже ранний венд.

На молодых платформах, где доплитный этап сильно сокращён по времени, стадия кратонизации не выражена, а авлакогенная проявлена образованием рифтов, непосредственно наложенных на отмирающие орогенy. Эти рифты называются тафрогенными, а стадия развития – тафрогенной.

Переход к плитной стадии (собственно платформенному этапу) совершился на древних платформах северных материков в конце кембрия, а южных – в ордовике. Он выразился в замещении авлакогенy прогибами, с расширением их до синеклиз с последующим затоплении морем промежуточных поднятий и образованием сплошного платформенного чехла. На молодых платформах плитная стадия началась в средней юре и плитный чехол на них отвечает одному (на эпигерцинских платформах) или двум (на эпикаледонских платформах) циклам чехла древних платформ.

Осадочные формации плитного чехла отличаются от формаций подвижных поясов отсутствием или слабым развитием глубоководных и грубообломочных континентальных осадков. На условия их формирования и фациальный состав значительно влияла климатические условия и характер подвижности участков фундамента.

Платформенный магматизм в ряде древних платформ представлен разновозрастными *трапповыми ассоциациями* (дайки, силлы, покровы), связанными с определёнными стадиями – с распадом Пангеи в рифее и венде, с распадом Гондваны в поздней перми, поздней юре и раннем мелу и даже в начале палеогена.

Менее распространена *щелочно-базальтовая ассоциация*, представленная эффузивной и интрузивной формацией, главным образом трахибазальтами с широким набором дифференциатов – от ультраосновных до кислых. Интрузивная формация выражена кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов (Хибинский, Ловозерский массив и т.д.).

Достаточно широко распространена и *кимберлитовая интрузивная формация*, знаменитая своей алмазоносностью, представленная в виде трубок и даек вдоль разломов и особенно в узлах их пересечения. Основные районы развития её – Сибирская платформа, Южная и Западная Африка. Проявлена она и на Балтийском щите – в Финляндии и на Кольском полуострове (Ермаковское поле трубок взрыва).

Складчатые пояса континентов

Общая характеристика складчатых поясов. Крупные складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы, начали формироваться в позднем протерозое. Протяжённость складчатых поясов составляет многие тысячи км, а ширина обычно превышает тысячу км. Главными складчатыми поясами являются (рис. 8.16):

1. Тихоокеанский (Круготихоокеанский) - *альпийский*.
2. Урало-Охотский (или Урало-Монгольский) - *герцинский*.
3. Средиземноморский (или Альпийско-Гималайский) - *альпийский*.

4. Северо-Атлантический - каледонский.

5. Арктический - киммерийский.

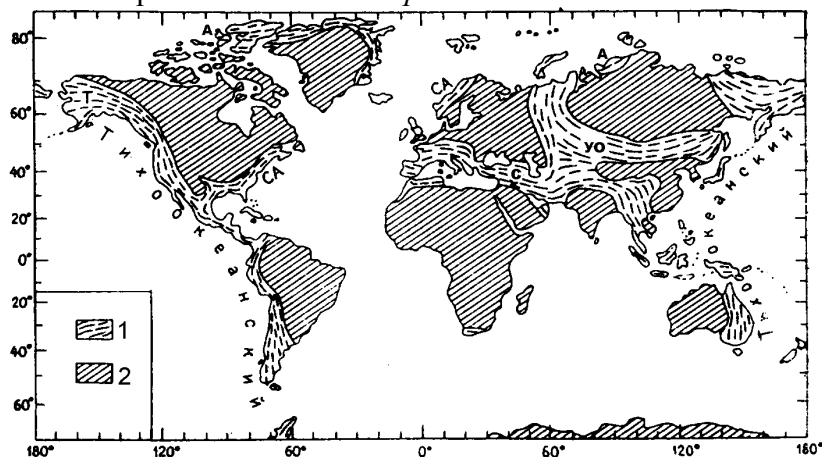


Рис. 7.16. Главные складчатые пояса фанерозоя, по К.Сайферту, Л.Сиркину (1979), с изменениями.

1 – складчатые пояса (Т – Тихоокеанский, УО – Урало-Охотский, С – Средиземноморский, СА – Северо-Атлантический, А – Арктический);
2 – древние платформы (кратоны) и их фрагменты.

Все перечисленные складчатые пояса возникли в своей основной части в пределах древних океанических бассейнов или на их периферии. Предшественником Урало-Охотского пояса был Палеоазиатский океан, Средиземноморского – океан Тетис, Северо-Атлантического – океан Япетус, Арктического – Бореальный океан. Свидетельством океанского происхождения складчатых поясов является присутствие

в них офиолитов – реликтов океанской коры. Все названные океаны (кроме Тихого) были вторичными, образованными в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея-I, объединявшего в среднем протерозое все современные древние платформы. В глобальном масштабе статистически намечаются определённые эпохи заложения бассейнов с океанской корой и окончания их развития с новообразованием континентальной коры – эпохи орогенеза.

Главными эпохами орогенеза являлись *байкальская* (в конце докембрия), *каледонская* (в конце силура – начале девона), *герцинская* (в позднем палеозое), *киммерийская* (в конце юры – начале мела), *альпийская* (в олигоцене – квартере). Они завершают циклы продолжительностью 150-200 млн лет, впервые выделенные в конце XIX века французским геологом М.Бертраном и поэтому получили название в честь его – *циклы Бертрана*.

Все складчатые пояса пережили более одного цикла Бертрана, и продолжительность их активного развития охватывает многие сотни млн. лет. Полный цикл эволюции складчатого пояса (от возникновения до закрытия океана) получил название *цикла Вилсона* (Уилсона), в честь одного из основоположников тектоники плит канадского геофизика Дж.Т. Вилсона, выделившего их в 1986 году. Циклы Вилсона проявляются в масштабе всего или почти всего пояса, в то время как составляющие их циклы Бертрана затрагивают лишь отдельные его части.

Циклы Вилсона (Уилсона) включают 6 стадий: 1) континентальный рифтогенез (пример, Восточно-Африканская рифтовая система); 2) ранняя стадия (Красноморский рифт); 3) зрелая стадия (Атлантический океан); 4) стадия угасания (западная часть Тихого океана); 5) заключительная стадия (Средиземное море); 6) реликтовая стадия или геосутура (линия Инда в Гималаях). Для каждой стадии характерен определённый тип движений (поднятие, растяжение, сжатие, снова поднятие), тип осадков и магматитов.

Существует два типа складчатых поясов: 1) межконтинентальные (или коллизионные); 2) окраинно-континентальные (или субдукционные).

После окончания активного развития складчатого пояса орогенный режим сменяется платформенным. Отдельные части поясов могут быть эродированы и перекрыты осадочным чехлом, превращаясь в плиты молодых платформ (например, северная периферия Средиземноморского пояса ныне занята Западно-Европейской, Скифской и Туранской плитами). Другие части пояса в новейшую эпоху испытывали повторное горообразование уже во внутриконтинентальных условиях (например, Урал, Тянь-Шань,

Алтай и ряд других горных сооружений Урало-Охотского пояса. Нередко внутри будущих поясов в результате проявления двух циклов Бертрана рифтинг, спрединг, закрытие океанского бассейна и орогенез, а между ними субплатформенный режим, проявляются дважды.

Внутреннее строение складчатых поясов. Внутреннее строение складчатых поясов очень сложное, по сути, любой пояс представляет собой коллаж разнородных структурных элементов – обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанских поднятий и др. Складчатые пояса принято подразделять на отдельные складчатые системы, находящиеся между блоками (срединными массивами или микроконтинентами) континентальной коры или между ними и настоящими континентами. Складчатые системы занимают в поясе окраинное положение и пограничное с континентальными платформами и имеют условно зональное строение. Выделяются *краевые прогибы, внешние и внутренние зоны орогенов*.

При сочленении с плитой платформы отделяются от них *краевыми или передовыми прогибами* (Предуральский, Предкавказский, Предкарпатский), а при сочленении со щитом – прогибы отсутствуют (например, надвинутые скандинавские каледониды с Балтийским щитом). Прогибы вначале могут заполняться глубоководными глинисто-кремнистыми осадками, затем эвапоритами, молассами иногда в виде клиноформ. В последующем увеличивается роль тектонических покровов, олистостром и асимметричной складчатости.

Внешние зоны периферических складчатых систем в отличие от внутренних зон более однообразны по строению и развитию. Они расположены на той же континентальной коре, что и кора (фундамент) прилегающей платформы. Фундамент платформ ступеньчато, либо полого по системе листрических сбросов, погружается под осадочный комплекс внешних зон. Этот комплекс – образования шельфа и континентального склона, обычно сорван с фундамента и перемещён на десятки и более сотни км в сторону платформы и представляет собой чешуйчато-надвиговую структуру, иногда надвинутую на толщи передового прогиба (Аппалачи, Канадские Кордильеры, Большой Кавказ, Пиренеи, Альпы, Карпаты и т.д.). Ширина внешних зон колеблется от первых десятков до первых сотен км и максимально - до 900 км в Верхоянско-Колымской системе. На основании амагматичности этих зон в своё время Г.Штилле выделял эти структуры как *миогеосинклинали*, в отличие от *эвгеосинклиналей*, т.е. настоящих высокоамагматичных геосинклиналей внутренних зон.

Граница внешних зон с внутренними зонами достаточно условна и обычно проводится по первому от платформы «офиолитовому шву».

Внутренние зоны орогенов – складчатых поясов и складчатых систем отличаются большой разнородностью и разнообразием. Наиболее характерный элемент для них – офиолитовые покровы разного происхождения (спрединговых зон, окраинных морей, энсиматических вулканических дуг). Они могут располагаться либо на осадочных образованиях внутреннего края внешних зон, либо на их кристаллическом фундаменте в результате обдукции. При этом фундамент может испытать ремобилизацию при прогреве тепловыми потоками, в результате чего образуются гранитогнейсовые купола.

Во внутренних частях коллизионных *межконтинентальных* орогенов нередко наблюдаются покровы кристаллических пород, ранее принадлежавших другому континентальному ограничению бассейна с океанической корой. Периферическим системам этих орогенов свойственно асимметричное строение с вергентностью, направленной к смежным платформам и распространяющейся на внутренние крылья передовых прогибов.

В *окраинно-континентальных* орогенах их обращённое к океану крыло образовано обычно изоклинально-чешуйчато-надвиговыми комплексами аккреционной призмы, включающими серпентинитовый меланж и тектонические обдущированные линзы офиолитов. Для этих зон характерен высокобарный метаморфизм (высокого давления и

низких температур). В их тылу простираются пояса гранитных батолитов и высокотемпературных метаморфитов. Крайинно-континентальные складчатые пояса характеризуются дивергентным строением, связанным с поддвиганием под них с одной стороны океанической плиты (субдукция типа Б), а с другой – континентальной платформы (субдукция типа А) (например, Кордильеры Северной и Южной Америки).

Развитие складчатых поясов. Необходимо отметить, что по простираню складчатых поясов происходят существенно различающиеся изменения в развитии, структуре, ширине и др. параметров. В основном они связаны с конфигурацией границ сталкивающихся в процессе конвергенции литосферных плит.

С появлением тектоники плит история складчатых поясов рассматривается в рамках идей цикла Вилсона. Но необходимо учитывать, что развитие складчатых поясов шло разными путями, а потому имеет много индивидуальных черт. Общим является для них то, что бассейн с корой океанического типа, в конце концов, превращается в ороген с мощной (до 60-70 км) и зрелой континентальной корой, т.е. обстановка преобладающего растяжения и опускания сменяется в конце цикла обстановкой сжатия и поднятия. Разнообразие проявляется лишь в различии условий заложения бассейнов океанического типа и условий формирования орогенов, особенно на средних стадиях их развития.

В целом, выделяется несколько стадий (как указывалось выше) в развитии складчатых поясов:

- 1) Заложение подвижных поясов.
- 2) Начальная стадия развития подвижных поясов.
- 3) Зрелая стадия подвижных поясов.

4) Орогенная стадия развития подвижных поясов (главная стадия образования складчатых поясов), разделяющаяся на две подстадии: а) раннеорогенную, когда горообразование идёт за счёт тектонического скупивания, вызванного тангенциальным сжатием, сопровождающимся метаморфизмом, гранитизацией и накоплением моласс; б) позднеорогенную, когда темп воздымания складчатого сооружения резко ускоряется с сопутствующим лавинным осадконакоплением, интенсивной вулканической деятельностью, тектоническим скупиванием, региональным метаморфизмом и гранитизацией.

5) Тафрогенная стадия развития подвижных поясов. Орогенная стадия длится не более первых десятков млн. лет, а по её окончании наступает релаксация напряжений тангенциального сжатия и оно сменяется растяжением. Горные сооружения как бы расползаются по листрическим сбросам с образованием тафрогенов (грабенов), часто выполненных континентальными угленосными, красноцветными осадками, перемежающимися с покровами толеитовых базальтов. Эта стадия в определённом смысле гомологична раннеавлакогенной стадии развития древних платформ.

Складчатость – процесс изменения залегания горных пород в земной коре, проявляющийся в изгибании различных по форме (пластообразных и др.) и по масштабу геологических тел под влиянием тектонических движений и отчасти экзогенных процессов (более широкий термин – «складкообразование»).

Складчатость может проявляться в краткий либо длительный промежуток геологического времени. Длительные и многоактные процессы складчатости называются эпохами складчатости, имеющими общепланетарное распространение. Например, саамская или архейская, карельская, свекофеннская (1850-1600 млн. лет назад), готская (~12000 млн. лет назад), свеко-норвежская или дальсландская (гренвильская) (1000-800 млн. лет назад), байкальская (650-550 млн. лет назад), каледонская или салаирская (500-395 млн. лет назад), герцинская (395-210 млн. лет назад), киммерийская (от 210 млн. лет назад до олигоцена), альпийская (олигоцен – до настоящего времени) складчатости. Кроме того, существуют генетические, кинематические и динамические классификации складчатости.

В генетической классификации выделяются эндогенные покровные типы (складчатость регионального сдавливания, гравитационного скольжения, диапировые,

связанные с разрывами и перемещениями магмы и др.) и глубинные типы (складчатость вертикального течения и т.д.).

В кинематической классификации выделяется три типа: складчатость общего смятия (полная или голоморфная), проявляющаяся при горизонтальном или наклонном осевом сжатии; прерывистая или идиоморфная; складчатость, проявляющаяся при местном вертикальном сжатии; складчатость, проявляющаяся гравитационным путем.

Кроме вышеуказанных типов, выделяются следующие разновидности складчатости: глыбовая, нагнетания, волочения, течения, скольжения, дисгармоничная, унаследованная, прерывистая, поперечная и др.

Области внутриконтинентального орогенеза

Помимо рассмотренных выше орогенов двух типов существует значительное число горных сооружений, образованных в пределах континентальных плит, т.е. во внутриплитной обстановке. Наиболее крупным в мире и типичным поясом внутриконтинентального орогенеза является *Центральноазиатский пояс*. Он включает горные сооружения Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Наньшаня, Циньлина, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья, Станового хребта. Многие из них не уступают по своим размерам и высоте молодым, первичным орогенам Альп, Кавказа и другим орогенам Альпийско-Гималайского пояса. Центральноазиатский пояс формировался в условиях горизонтального сжатия, ориентированного в меридиональном направлении, и вызванного коллизией Индостанской и Евразийской континентальных плит.

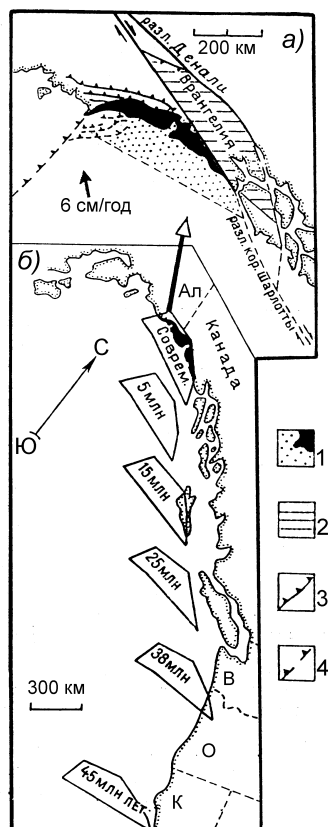


Рис. 7.17 Современное положение экзотического террейна Якутат в Кордильерах и реконструкция его перемещения начиная с эоцена. По А.Брунсу, 1983.
1 – террейн Якутат (точками показана его подводная часть); 2 – террейн Врангелия; 3 – надвиги; 4 – зона субдукции.
Ал – Аляска, В – Вашингтон, О – Орегон, К – Калифорния

Некоторые из этих сооружений амагматичны, для других характерно проявление базальтового и щелочно-базальтового вулканизма, гранитоидного интрузивного магматизма (граниты типа А), с которыми связаны промышленные редкометалльные и полиметаллические оруденения. Межгорные прогибы вторичных орогенов содержат значительные залежи нефти и газа (например, Скалистые горы, Центральноазиатский ороген).

Террейны

Террейн (тектонотрастиграфический) – реально существующий и ограниченный разломами фрагмент или блок земной коры, часто регионального масштаба, который характеризуется присущей только ему геологической историей, отличающейся от таковой смежных террейнов (Saleeby, 1983). Террейн, появившийся в составе континента в результате континентальной аккреции на границе сходящихся литосферных плит, называется *аккреционным* (accreted). При расколе плиты на блоки, отвечающие определению террейна, и её сохранении как единого целого возникают *дисперсионные* (dispersed) террейны. Несколько террейнов с какого-то момента могут иметь общую историю и образуют *составной* (composite) террейн. За возраст террейна принимается возраст его последнего перемещения, когда в окончательном виде сформировались его границы.

Некоторые структуры состоят из большого количества блоков, разделённых разломами как надвигового, так и сдвигового и сбросового типов, причём каждый такой блок (террейн) характеризуется специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, структурой, геологической историей и тектонической природой (обломки микроконтинентов, островных дуг, вулканических энсиматических и энсиалических, невулканических,

внутриокеанских поднятий и т.д. Их современное положение является вторичным и перемещение их может доходить до сотен и тысяч км (рис .7.17).

Террейновый (тектоностратиграфический) анализ (террейн-анализ) – выделение тектонических блоков, отвечающих определению террейна, определение время и способа их соединения и, если возможно, время, места и условий их изначального формирования. Террейн-анализ включает ряд исследований, выполняемых в определённой последовательности: 1 – стратиграфический анализ; 2 – составление карты террейнов; 3 – определение природы граничных разломов; 4 – установление и датирование времени приращения террейнов друг к другу, а также их континентальной аккреции; 5 – определение времени образования единого для террейнов осадочного чехла; 6 – анализ данных, по которым может быть оценена величина перемещения террейнов (палеомагнитных, палеобиогеографических и литологостратиграфических); 7 – структурный анализ; 8 – анализ истории метаморфизма и магматизма; 9 – палеогеографические реконструкции; 10 – анализ перемещения террейнов после континентальной аккреции в результате последующей тектонической переработки консолидированной континентальной земной коры; 11 – тектонический анализ террейнов (с позиций тектоники плит или с точки зрения любой концепции).

Рифты

Рифтогенез (рифтинг) – геотектонические процессы, приводящие к образованию рифтов (rift – расселина, ущелье). Это могут быть: 1 – дифференциальные движения блоков – во время поднятия краевых частей крупных глыб вдоль древних разломов возникают блоки, отстающие в своём движении от этих глыб и создающие зоны рифтов; 2 – зоны растяжения, возникающие при горизонтальном разнонаправленном перемещении глыб; 3 – зоны растяжения и проседания над крупными аркогенными (воздымающимися) структурами; 4 – зоны растяжения, образующиеся на начальных стадиях раскола литосферных плит на континентальной (контролируются сбросами) или океанской коре (контролируются раздвигами) над восходящими плюмами.

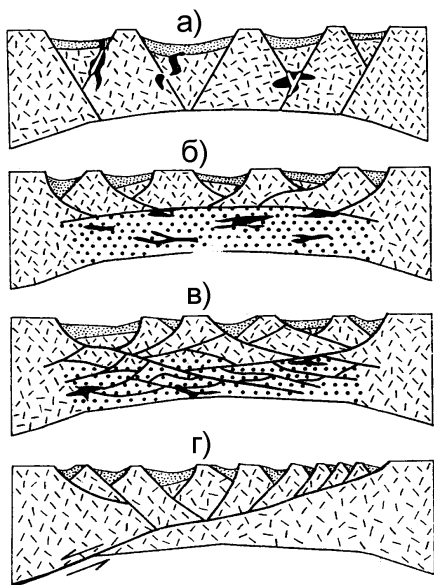


Рис. 7.18. Модели континентального рифтогенеза, по Р.Альмендингеру и др. (1987).

а – классическая модель симметричных горстов и грабенов; **б** – модель Р.Смита и др. с субгоризонтальным срывом между ярусом хрупких и ярусом пластичных деформаций; **в** – модель У.Гамильтона и др. с линзовидным характером деформаций; **г** – модель Б.Вернике, предусматривающая асимметричную деформацию на основе пологого сброса.

Все варианты механизма континентального рифтогенеза предусматривают локальное утонение коры под действием растягивающих напряжений с проявлением: системы нормальных и пологих симметричных и ассиметричных (по отношению к осевой части структуры) сбросов; системы грабенов над вершиной крупного свода (мантийного диапира или аркогена); сопутствующего интенсивного магматизма (рис. 7.18). Океанский рифтогенез с позиций тектоники литосферных плит называется еще спредингом. Основу его составляет раздвиг посредством магматического расклинивания, которое может развиваться как продолжение континентального рифтогенеза. Вместе с тем современные рифтовые зоны Тихого и Индийского океана закладывались на океанской литосфере в связи с перестройкой движения плит и отмирания более ранних рифтовых зон.

Рифтогенная структура (рифт) (от англ. rift – расселина, ущелье) – линейно вытянутая на несколько сот км (нередко >1000км) щелевидная или ровообразная структура глубинного происхождения. Ширина Р.с. от 5 км до 400 км. Выделяются Р.с. – внутриконтинентальные (Восточно-Африканский, Байкальский и др.), межконтинентальные (Красноморский и др.) и внутриокеанские или

срединноокеанические (Атлантический, Тихоокеанский и др.). Для них характерны условия растяжения (раздвигания), интенсивный магматизм (интрузивный и эффузивный) и «подавленный» седиментогенез.

Внутриконтинентальные рифты представляют собой систему грабенов, ограниченных нормальными сбросами. Дно грабенов занято озёрами или заполняется грубообломочными осадками. Магматические проявления известны как внутри, так и за пределами грабенов (в бортах). Это щелочные и щелочно-оливиновые базальты (с мантийными метками), платобазальты (похожие на траппы), карбонатиты, вулканиты кислого состава и др. *Срединноокеанические* рифты приурочены к срединноокеаническим хребтам (СОХ) и образуют единую мировую систему протяженностью около 80 тысяч км. Они обладают сильно расчлененным рельефом с относительным превышением до 2 км. В них образуется незначительное количество глубоководных осадков, подушечные лавы базальтов и рои даек.

В пределах Кольского региона к внутриконтинентальным палеорифтогенным структурам раннепротерозойского возраста отнесена Печенга-Имандра-Варзугская структура. Ряд исследователей считают, что она переживала в людиковии океаническую стадию (т.е. развивалась как срединноокеанический рифт).

Кольцевые структуры континентов

Разновидности кольцевых структур

Округлые структуры в земной коре установлены достаточно давно. И генезис большинства из них был выяснен. Это – положительные структуры округлой формы (вулканические постройки, интрузивные штоки и купола, соляные, глиняные и др. купола, грязевые вулканы и др.) и отрицательные – (кальдеры проседания, кратеры и др.).

Округлая форма свойственна многим впадинам на земной поверхности, например, Прикаспийской, Трансильванской и др. Концентрическим или дуговым расположением обладают многие элементы рельефа: речные долины, озёра, побережья морей, горные хребты. С появлением разномасштабных космофотоснимков (с 60-х годов XX столетия) земной поверхности количество выделенных при их дешифрировании округлых, овальных и дуговых структур значительно увеличилось. Для всех вышеперечисленных форм был принят обобщающий термин – «кольцевые структуры» (КС). И с 70-х годов работы по изучению КС резко расширились. В немалой степени этому способствовали материалы по фотографированию с космических аппаратов поверхности Луны, Марса и Меркурия.

На территории бывшего СССР в 1975 году В.М.Рыжовым и В.В.Соловьёвым было выделено несколько сотен кольцевых структур, которые были разделены на купольные, кольцевые и купольно-кольцевые. Часть из них была отнесена к структурам домезозойского возраста, а другая группа – к мезо-кайнозойским структурам. Наиболее крупные структуры в поперечники достигали 1000 км (в Западной Сибири, на Северо-Востоке Сибири и др.). В них вписывались кольцевые структуры и полуovalы меньших размеров (от 50 км и более), количество которых могло доходить до 30-40.

Позднее, в 1980 г. была опубликована космогеологическая карта линейных и кольцевых структур в м-бе 1:5000000. КС на ней разделены на пликативные (положительные и отрицательные) и инъективные (магматогенные). Последние включают плутонические и вулканно-плутонические, вулканические и ультраметаморфогенные КС, которые разделены по генетическим признакам и их диаметр не превышает 250 км. Такой подход к выделению КС был правомерен, и он упрощал поиски КС импактного происхождения и соляных куполов, а также к определению природы других КС.

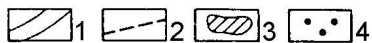
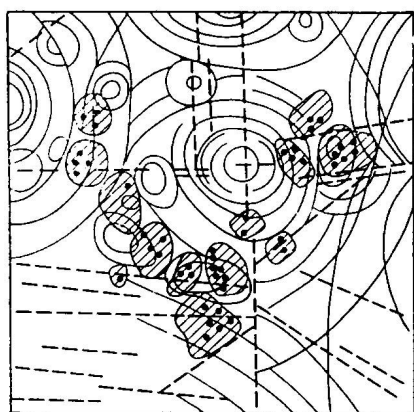


Рис. 7.19. Соотношение кольцевых структур бассейна среднего течения р. Оленёк с положением кимберлитовых полей и трубок взрыва

(по данным В.А. Милашева и др.).

1 – границы кольцевых структур; 2 – линейменты;
3 – кимберлитовые поля; 4 – трубки взрыва.

На основании позднее накопленного опыта изучения аэрофотоснимков и космофотоснимков и их дешифрирования КС были разделены на две группы – до 90 и более 90 км в диаметре. Мелкие КС в большинстве своём имеют, вероятно, магматогенное, инверсионно-гравитационное и ударное происхождение. Происхождение КС с диаметром более 90 км пока ещё недостаточно ясно (рис. 7.19).

Само изображение структур на плёнках или других носителях является результатом сочетания используемых для зондирования земной поверхности электромагнитных волн оптического, инфракрасного или радиоволнового диапазонов с электромагнитными, магнитными, тепловыми, гравитационными и иными полями приповерхностных слоёв земной коры и нижней части атмосферы.

О природе особенно самых крупных (от сотен до тысячи км) КС высказано много соображений, предположений и гипотез. КС связывают с выдавливанием пластических масс мантии (астеносферного слоя) Земли в земную кору, обусловленным конвекционными тепловыми потоками, гравитационной

дифференциацией вещества мантии или другими глубинными процессами, вызывающими перемещение вещества из мантии к земной поверхности. Некоторые исследователи видят в КС глубинные «энергетические центры», расположенные в астеносфере, а сами структуры, по их мнению, представляют собой места прорыва в земную кору расплавленных мантийных масс («горячие точки»), либо как участки всплывания и прорыва вещества глубинных оболочек Земли сквозь вышележащие толщи. Возможно, что КС, имеющие размеры в сотни километров, могут отражать контуры разуплотнённого разогретого подкорового мантийного вещества, способного образовывать огромные скопления и перемещаться вверх, приподнимая при этом поверхность Мохо, как это установлено под многими рифтогенными структурами.



Рис. 7.20. Гранитогнейсовые купола Родезийского массива (по А.М. Макгрегору).

- 1 – чехол молодых отложений;
- 2 – гранитогнейсы;
- 3 – кристаллические сланцы.

Магматогенные КС – кольцевые

вулканические постройки, экструзивные купола, неки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы, гребни вложенных куэст, ориентированных вдоль границ обрушения, кальдеры проседания, гранитные плутоны, не вскрытые эрозией, гранитогнейсовые купола (рис. 7.20) и др.

Инверсионно-гравитационные КС – впадины,

приуроченные к областям погружения земной коры (Северо-Каспийская, Арало-Каспийская и др.), а также более мелкие по размеру округлые, овальные и удлиненные купольные структуры – диапиры и соляные купола, например, в вышеуказанных впадинах. Инверсионно-гравитационные КС возникают также при «всплывании» крупных гранитных массивов (в Центральном Казахстане, в Верхояно-Колымской области и т.д.) в виде куполообразных вздутий,

перемещённых не менее чем на 1 км.

КС ударного происхождения. К ударным (или метеоритным) кратерам относятся крупные понижения и котловины на поверхности Земли, образование которых связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возбуждаемых падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел (метеоритов).

Эта группа КС изучена далеко недостаточно. С одной стороны, можно предполагать, что древние ударные или метеоритные кратеры перекрыты более молодыми осадками, с другой – существует большая сложность их выявления и неоднозначность трактовки их признаков. Выявленные при дешифрировании аэрофотоснимков и космоснимков возможные метеоритные кратеры и астроблемы можно заверить геофизическими исследованиями. В гравитационных полях они создают обычно отчётливые отрицательные аномалии. Кроме того, в них пониженная магнитность и уменьшаются скорости сейсмических волн. Но наиболее надёжные признаки можно получить в процессе проведения наземных наблюдений.

Метеоритные кратеры и астроблемы и

В 50-х годах прошлого столетия внимание некоторых геологов привлекли структуры, возникшие при ударах метеоритов – *метеоритные кратеры*. В окрестностях явно выраженного в рельефе кратера Аризона был обнаружен коэсит (разновидность кварца, образовавшаяся при высоком давлении) и накоплена информации об образовании трещин и метаморфических явлениях в породах, которые, как считалось, могли образоваться только при метеоритных ударах. После этого, не только явно выраженные в рельефе метеоритные кратеры, но и структуры, которые считались возникшими при метеоритных ударах в древние времена, стали обнаруживаться одна за другой. Р.Диц (Dietz, 1960) назвал такие древние шрамы от ударов метеоритов «*астроблемами*» (astroblesmes) – звёздными ранами (от греческих слов, обозначающих «звезда» и «рана»). И

в настоящее время принято называть астроблемами такие структурные формы, которые утратили морфологические признаки кратеров

Распространение современных или ископаемых импактных кратеров, установленных на Земле, очень неравномерно. Это обусловлено тем, что сохранность кратеров в значительной степени зависит от интенсивности последующих движений земной коры. В молодых метеоритных кратерах, которые до сих пор хорошо выражены в рельефе, сохранилось намного больше доказательств их импактного происхождения, чем в древних.

В настоящее время метеоритные кратеры и астроблемы известны на всех континентах. Всего их насчитывается более 150 (по данным на 1990 год). Более 40 структур расположены на территории Канады и около 20 – на территории бывшего СССР. Размеры метеоритных кратеров варьируют от 15 м до 100 км и более. Известно около 20 крупных структур с диаметром более 20 км (из них 7 находится на территории бывшего СССР, в том числе самые большие из известных – Лабынкарский, Пучеж-Катунский и Попигайский (рис. 7.21) кратеры, с поперечниками от 60 до 70 км).

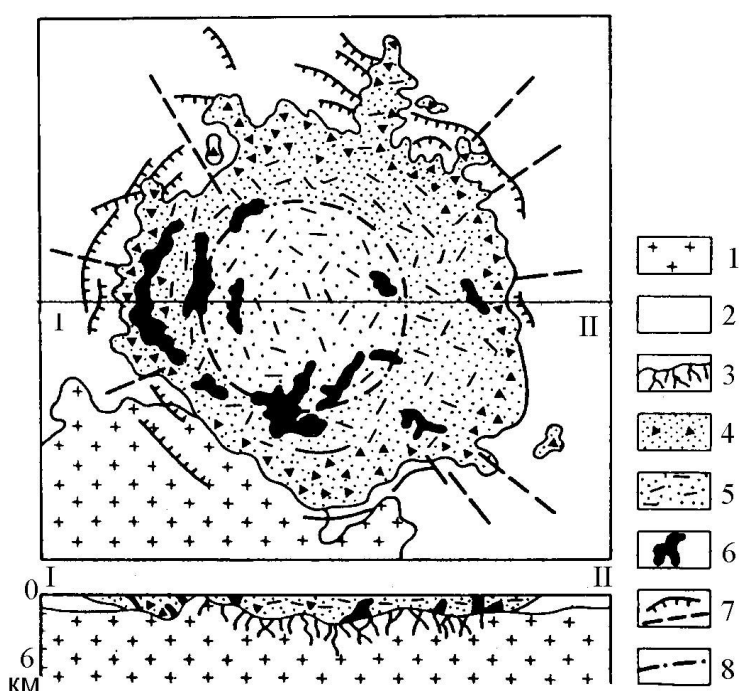


Рис. 7.21. Схема геологического строения Попигайского ударного кратера (по В.Л. Масайтису).

1 — кристаллические породы архея и протерозоя; 2 — нижнепротерозойские, палеозойские и мезозойские осадочные породы; 3 — катаклазированные и брекчированные породы (автохтонная брекчия); 4 — аллохтонная брекчия; 5 — зювиты; 6 — импактиты; 7 — надвиги и другие разломы; 8 — ось кольцевого поднятия.

Обычно метеоритные кратеры образуют округлую структуру, окружённую приподнятым валом, а иногда и внешней опрокинутой от центра «синклиналию». Кратеры заполнены ударной брекчией, лежащей на расколотых и трещиноватых породах. В середине кратеров часто присутствует центральное поднятие, сложенное хаотической брекчией, состоящей из вынесенных наверх пород дна кратера. Из-за позднейших разрушений, оползней и эрозии некоторые элементы строения кратеров могут быть слабо выражены либо вообще отсутствовать.

При ударе метеорита о Землю в месте удара (в метеоритном кратере) возникают огромные давления (до 100 МПа) и температуры (до 2000°), которые могут приводить к образованию:

- горных пород особого сложения (автохтонной и аллохтонной брекчий, импактитов) и структур.

Возраст метеоритных кратеров от позднего протерозоя до кайнозоя. Например, Аризонский кратер (рис. 7.22) образовался в плиоцене около 9 млн. лет назад, Янисъварская астроблема имеет возраст около 700 млн. лет, а астроблема Садбери (?) в Канаде — около 1700 млн. лет. (В лунных метеоритных кратерах есть признаки излияний лавы и Р.Диц попытался доказать, что, так называемый, «лополит Садбери» в Канаде является древним импактным кратером, а слагающие его интрузивные породы, по сути, есть продукты постимпактного магматизма и вулканизма, спровоцированного падением огромного метеорита.)

Не менее загадочна и другая кольцевая структура — Фредефортский купол в Южной Африке с возрастом пород около 3.54 млрд. лет.

Структура и состав пород метеоритных кратеров и астроблем

- высокобарических фаз кремнезёма (коэсита, стишовита), высокобарических минералов группы пироксена (жадеита) и группы шпинели (рингвудита), лешательерита (кварцевое стекло), мескелинита (переплавленный в стекло битовнит), алмаза и др. минералов;

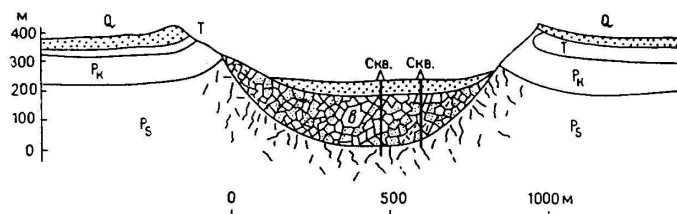


Рис.7.22. Строение Аризонского ударного кратера (по Ю.М. Шумайкеру).

Q – четвертичные аллювиальные отложения; Т – отложения триаса; Рк – пермские известняки; Ps – пермские терригенные отложения; в – брекчия, содержащая метеоритное вещество.

но не выброшенном основании кратера. Характеризуется развитием интенсивной трещиноватости и другими проявлениями ударного воздействия, редко обнажена и почти всегда перекрыта плащом других образований ударного происхождения.

Аллохтонная (аллогенная) брекчия состоит из упавших назад в кратер обломков, образующих различного рода нагромождения из осколков и глыб, сцементированных рыхлым обломочным материалом, к которому примешивается различное количество стекла. Она распространена очень широко по всей территории кратеров и нередко за их пределами. Мощность аллохтонной брекчии может составлять 100 м и более.

Импактиты представляют собой ударные брекчии, одним из основных компонентов которых являются стекло или продукты его изменения, образующиеся при расплавлении претерпевших удар пород, и цементирующие обломки. Различают две основные разновидности импактитов: *зювиты* (стекловато-обломочные) и *тагамиты* (массивные).

Зювиты представляют собой туфообразную массу «спекшихся» обломков стекла и пород либо рыхлый песок. Они находятся в аллохтонной брекчии, вместе с другими породами выполняют внутренние части воронок кратеров и в виде отдельных языков распространяются за их пределы.

Тагамиты представлены однообразными пятнистыми породами с пористой, иногда пемзовидной текстурой, состоящими из обломков темно-серого или цветного стекла, которое имеет афанитовое строение и насыщено обломками пород и минералов. Тагамиты расположены внутри воронок, нередко образуя скальные обнажения со столбчатой отдельностью. Они слагают неправильные пластообразные и рукавообразные тела, залегающие на поверхности автохтонной брекчии в основании кратеров или над аллохтонной брекчией и зювитами, а также дайки, жерловины в автохтонной брекчии и псевдопокрывы.

В метеоритных кратерах встречаются также специфические образования, получившие название *конусов разрушения*. Они представляют собой обломки или блоки горных пород с бороздчатой поверхностью в виде острых конусов, ориентированных вверх, размером от 1 см до 10 м. Кроме того, под воздействием ударной волны возникают изменения в минералах пород: понижаются показатели преломления и двупреломления, возникает ударное двойникование и ударный кливаж.

Признаки импактных структур

Для идентификации метеоритного кратера необходимо выявить следующие ключевые признаки.

1. Кольцевая структура на поверхности (однако, последующие движения земной коры могли привести к деформации этих структур).
2. В центре кратера куполовидная структура и брекчиевидные отложения.

Кроме того, в породах, слагающих метеоритный кратер, присутствует вновь образованное стекло, железо-никелевые и железные шарики, а также могут быть повышенные содержания платины, никеля, иридия и др. элементов.

Автохтонная (аутигенная) брекчия – импактная брекчия, расположенная в раздробленном,

3. Структура, в которой окружающие кратер пласты опрокинуты.
 4. Брекчирование в окружающих породах.
 5. Присутствие метеоритного материала (обломков метеорита, муассанита, железоникелевых и железных шариков, повышенные содержания платины, никеля, иридия и др. элементов). *Если только кратер древнего происхождения, метеоритный материал может быть не обнаружен.*

6. Изменения в породах, связанные с шок-метаморфизмом, т.е. развитие конусов обрушения, присутствие минералов высокой плотности, развитие планарных структур в минералах, витрификация стекла. *Эти признаки могут исчезнуть в результате последующего метаморфизма.*

7. Аномалии геофизических свойств в пределах изучаемой территории: силы тяжести, магнитных свойств, скорости сейсмических волн и др.

Первый и второй признаки выявляются при дешифрировании аэрофотоснимков и космоснимков, анализа топокарт и форм рельефа, седьмой – при анализе геофизических карт. Эти три признака выявляются на подготовительном этапе, а все остальные – при проведении полевых работ на выявленных структурах.

Наиболее надёжными признаками являются четвёртый, пятый и шестой. На основании надёжности доступных данных по М.Денс (Dence M.R.) импактные кратеры необходимо подразделять на три категории:

- 1) точно установленные импактные кратеры, в которых был обнаружен метеоритный материал;
- 2) вероятные импактные кратеры, в которых можно наблюдать структуры, возникшие при шок-метаморфизме;
- 3) предполагаемые импактные кратеры, выделяемые по кольцевой форме структуры и т.д.

По данным на 1990 год было выявлено 63 структуры первой группы, 42 – второй, 39 – третьей.

Соляные купола

Соляные купола не только ценный источник каменной соли (галита, карналлита, сильвина, каинита) для химической промышленности, но и сами по себе интересны, так как образуют геологические структуры, с которыми могут быть связаны месторождения нефти и природного газа.

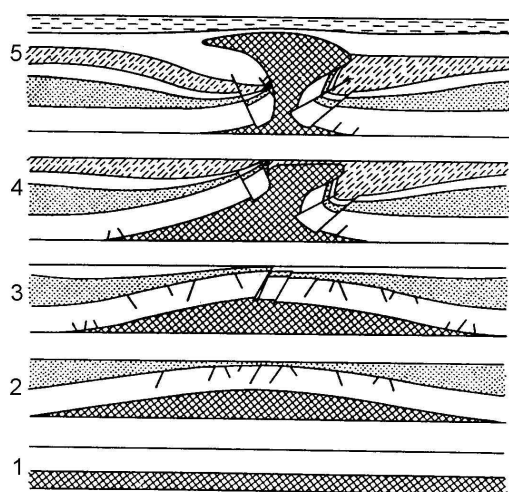


Рис. 7.23. Схематическое изображение последовательного развития асимметричного штока цехштейновой (верхнепермской) соли (по Трусхейму).

1 – слой соли; 2-3 – соляная подушка; 4-5 – соляной шток.

Явление, при котором определённые массы горных пород, по-видимому, выжимаются снизу вверх, называлось диапиризмом.

Было доказано, что образование диапиров, вызвано плавучестью, которая обусловлена относительно низкой плотностью соли (от 1.6 до 2.2 г/см³). Если ниже лежащий пласт соли, перекрытый более плотными толщами пород, способен к пластическому течению, то он начнёт подниматься, деформируя окружающие породы (рис. 7.23). Серия структурных движений такого происхождения была установлена на севере Европы в Германии, а потом и во многих других регионах мира (в Прикаспийской впадине, во впадине Голфа на Северо-Американском континенте и др.), и получила название «соляная тектоника» или «галокинез» по Трусхейму.

Развитие соляных куполов приводит к образованию антиклиналей и синклиналей в перекрывающей толще. Размеры перекрывающей осадочной толщи над антиклиналями (над куполами) могут быть намного меньше, чем над синклиналями (до 1:10).

Движение соли вверх происходит не равномерно по всей массе, а в нескольких отдельных зонах. Внутренняя структура даёт возможность представить себе механизм поднятия соляного купола. Внутри он разделён на отдельные шипообразные зоны. Вся структура движется вверх благодаря тому, что эти зоны поднимаются не одновременно («рывками») относительно друг друга. При таком дифференцированном движении внутри соляного купола, вероятно, образуются зоны смятия и разрывные нарушения, которые затем снова текут и деформируются. Окружающие купол осадочные толщи приподнимаются вверх и изгибаются под действием движения соли, а иногда могут деформироваться до такой степени, что становятся вертикальными или местами опрокидываются. Деформации развиты лишь вокруг внешней границы купола, масштаб и форма их обусловлены размерами купола.

При достижении вершины соляного массива (купола, штока) уровня грунтовых вод начинается процесс растворения и выноса соли в растворах. В силу этого вершина массива приобретает плоскую форму – образуется так называемое соляное зеркало (рис. 7.24, 7.25), на котором формируется слой (*кепрок*) из оставшихся слабо растворимых или нерастворимых включений пород (ангидрида, гипса, глины и др.), находящихся в массиве соли.

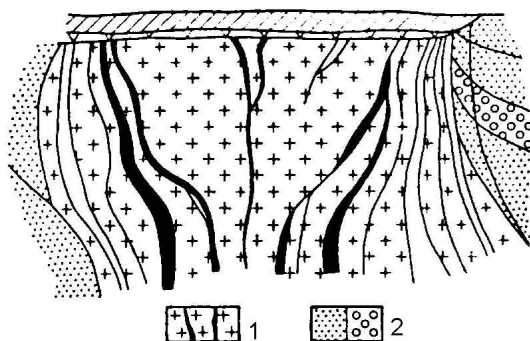


Рис. 7.24. Соляной массив с подвёрнутыми склонами. «Соляное зеркало» с кепроком.
1 – соляной массив (шток); 2 – надсолевые породы.

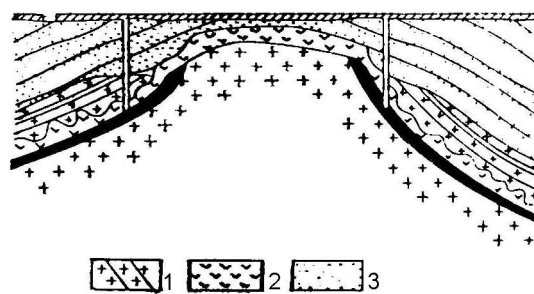


Рис. 7.25. Соляной массив (купол) с изогнутым соляным зеркалом, перекрытым кепроком.
1 – соляной массив; 2 – кепрок; 3 – надсолевые породы.

Формы соляных структур

Соляной слой начинает течь, когда перекрывающий его осадочный материал, будучи погребённым и уплотнённым, достигает плотности и мощности (около 1000 м), которые придают соляному слою текучесть, достаточную для всплывания. Скорость миграции вначале 0.3 мм/год, затем увеличивается.

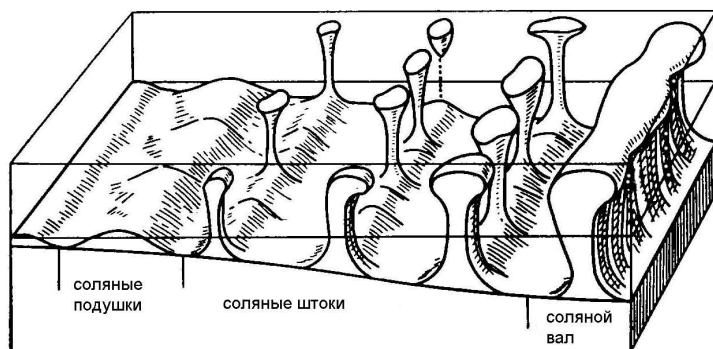


Рис. 7.26. Схема, иллюстрирующая образование форм соляных структур в зависимости от глубины их погребения (по Трунсхейму).

По Трунсхейму, подъём соляного слоя начинается, по-видимому, с образования соляных подушек благодаря горизонтальной миграции соли. Затем рельеф верхней поверхности соляного слоя развивается в процессе всплывания соли вверх до образования соляных штоков, которые могут потом сливаться и формировать соляные валы (рис. 7.26). Там, где соляной слой погребён на глубине более 5000

м, по-видимому, образуются соляные валы, протягивающиеся в длину более чем на 100 км при ширине 4-5 км с интервалами в 8-10 км. Область развития соляных валов будет окружена областью развития соляных штоков 2-8 км в диаметре, если основание соляного слоя расположено на глубине 3000-5000 м. А за пределами области развития соляных штоков можно наблюдать только развитие соляных подушек.

По результатам изучения соляной тектоники многих соленосных бассейнов были выделены следующие формы соляных структур:

1. *Соляные подушки*, образующие ряды.
2. *Соляные валы* вдоль сбросов у края бассейна. Соль вздувается на поднятом крыле сброса, образуя купола или складки, замыкающиеся на глубине.
3. *Глубинные соляные купола*, расположенные на глубине 2 км и более. Осадки над ними образуют купола и сбросы, а протыкание осадков солями незначительное (рис. 7.7).
4. *Купола протыкания* или *штоки*. Соль прорывает перекрывающие осадки при движении вверх по сложным сбросам либо при смещении неконсолидированных осадков (рис. 7.27, 7.28).
5. *Остаточные соляные структуры* (называемые в Северо-Германской низменности *черепаховой структурой*). Эти структуры возникают при оттоке соли из участка вокруг купола протыкания, в результате чего образуется соляное тело с утонёнными краями.

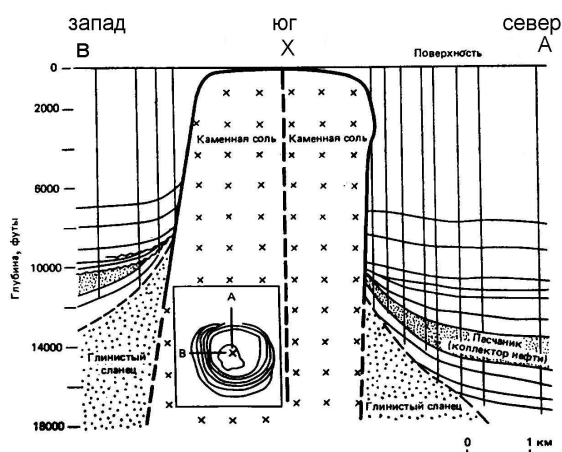


Рис. 7.27. Разрез соляного купола холма Уикс-Айленд (по Атуотеру и Форману).

Вертикальный и горизонтальный масштабы равны.

Тонкие вертикальные линии — скважины.

Единицы измерения — футы (1 фут = 12 дюймам или 0.3048 м).

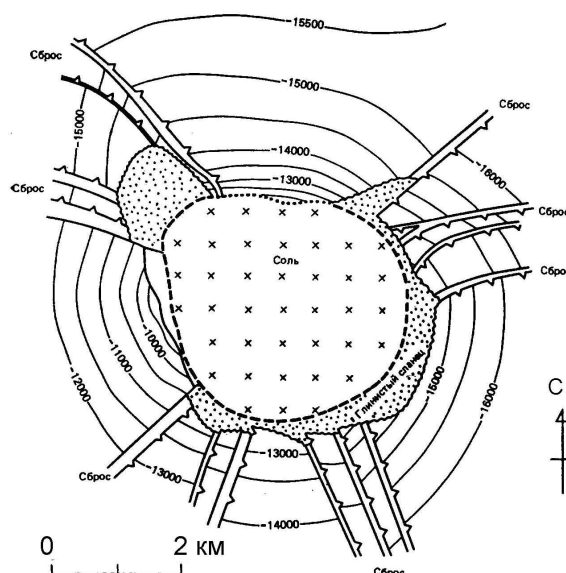


Рис. 7.28. Структурная карта кровли соляного купола холма Уикс-Айленд (по Атуотеру и Форману).

Стратоизогипсы кровли относятся к глубине, измеренной от верхнего края песчаника, обозначенного как слой «S».

Единицы измерения — футы (1 фут = 12 дюймам или 0.3048 м).

Структурные признаки и последовательность исследований соляных структур

При рассмотрении особенностей изучения солянокупольных областей нужно выделять вопросы, связанные с тектоникой соли, надсолевой тектоникой и подсолевой тектоникой. Все эти три группы вопросов тесно связаны между собой.

Изучение тектоники соли включает выяснение рельефа поверхности соли и исследования внутренней тектоники соляного массива или соленосной толщи.

1. Соляные купола и соляные антиклинали обладают утолщённым сложнодислоцированным соляным ядром (соляной шток, соляной массив, соляной купол) над которым вышележащие породы бывают своеобразно изогнуты и нарушены разломами. Промышленное значение соляных куполов определяется тем, что с ними

связан широкий комплекс полезных ископаемых (каменные и калийные соли, гипс-ангидрит, сера, бариты, а также нефть и газ, залежи которых образуются в структурных ловушках различного типа).

2. Рельеф поверхности соли может быть очень разнообразен. Соляные массивы имеют обычно удлинённые эллиптические очертания и асимметричное строение в плане с соотношением осей от $1/3$ до $1/5$. Кроме того, они могут быть осложнены дополнительными вздутиями, либо иметь разветвлённую форму.

3. Рельеф поверхности соли в вершинах соляного массива может быть осложнён подземным выщелачиванием, растворением солей и выносом рассолов с образованием соляного зеркала и вторичного кепрока., которые, оказывая неравномерную нагрузку на соляное зеркало, приводят к перераспределению соли (вверх и в стороны). Это приводит к образованию вторичных форм (соляных шипов и др.) и связанных с ними компенсационных депрессий, кольцевых или краевых поднятий по краям вершины. Они возникают вследствие отжимания соли кепроком, перегружающим центральную часть вершины. При отжатии соли в стороны образуются соляные карнизы.

4. В ходе процессов соляной тектоники в соленосных толщах в межкуповольных пространствах образуются компенсационные депрессии, окружённые несколькими куполами. В связи с этим мощности надсолевых толщ над куполами уменьшаются, а в межкуповольных пространствах увеличиваются. А рельеф соляных масс в межкуповольных пространствах может быть также не менее сложен, чем в пределах соляных куполов.

5. Преобразование внешней формы соляных массивов непрерывно связано с изменением их внутренней структуры, которая в общих чертах подчинена внешним очертаниям, но может быть достаточно сложной. Внутренняя структура соляного массива распознаётся путём изучения характера деформаций первичной слоистости, которая бывает выражена чередованием слоёв разного цвета или состава. Её можно хорошо изучить только при наличии шахт или других горных выработок. Мелкие складки (складки волочения, течения и сжатия) и разрывы присущи и соляным массивам и пластовым наклонным соляным телам. По наклону складок волочения можно определить направление течения соли.

6. Рельеф соляных масс может непосредственно исследоваться бурением и геофизикой (гравиразведкой, сейсморазведкой и в меньшей степени электроразведкой), при этом необходимо соблюдение комплексности. Рост соляного массива находит отражение и в морфологии надсолевых толщ, поэтому необходимо проводить изучение геоморфологических данных.

7. В процессе роста соляных массивов в поднятиях над их вершинами образуется система разрывов типа нормальных сбросов: над округлыми цилиндрическими штоками – концентрические и радиальные системы (рис. 7.28); над удлинёнными – крупные продольные сбросы. И те, и другие в процессе развития соляного массива осложняются дополнительными сбросами по которым могут проявляться разноамплитудные смещения.

8. При изучении солянокупольных структур надо обращать внимание на характер соприкосновения надсолевых толщ с соляными массивами. Может быть четыре основных типа налегания или примыкания надсолевых толщ к соляному массиву: 1) согласное налегание; 2) трасгрессивное налегание (рис. 7.25); 3) примыкание по разрыву (рис. 7.24, 7.27); 4) простое боковое примыкание. Согласное налегание имеет место при слабо развитых формах соляной тектоники (например, Красноярская брахиантиклиналь в Предуральском прогибе). Трасгрессивное налегание бывает на хорошо развитых купольных структурах, вершины которых были приподняты и размыты, а затем снова перекрыты молодыми толщами. Примером могут служить структуры Байчунас и Искине (Южная Эмба), Бренхем (Голф, США). Примыкание по разрыву имеет место на хорошо выраженных соляных массивах с крутыми склонами, обусловленными разрывами и широко развито в Эмбенском районе Прикаспийской впадины и в других впадинах. Простое боковое примыкание возникает при таком положении, когда вершина растущего

соляного массива в течение геологически длительного времени находится у поверхности и размывается, а вокруг откладываются толщи осадочных пород. Примеры простого бокового примыкания можно видеть в соляных куполах Днепровско-Донецкой впадины.

9. С явлением подземной эрозии вершин соляных массивов может быть связано возникновение в надсолевых слоях мульд оседания (в южной части Предуральяского краевого прогиба, в Северной Германии и др.). Главными признаками этих структур являются: а) их локальное проявление и отсутствие сопряжённых антиклинальных форм; б) закономерная связь с соляными массивами. Возможна связь рельефа со структурой кровли соляного массива.

10 Изучение структуры и тектоники подсолевых толщ должно базироваться в основном на данных глубокого бурения и сейсморазведки.

Гл. 8. Организация и производство геологосъёмочных работ

8.1. Масштабы и виды геологосъёмочных работ

Геологической съёмкой называется совокупность работ по сбору полевых материалов и по составлению геологической карты того или иного типа. Комплексные геологические съёмки подразделяются на общие или региональные и детальные. Общие (региональные) съёмки делятся по способу выполнения на маршрутные, выполненные при помощи отдельных маршрутов, и площадные, при которых обследуется с большей или меньшей детальностью вся площадь территории.

По методике выполнения все геологические съёмки подразделяются на:

- 1) съёмки при помощи маршрутных пересечений вкрест простирания структур и пород (применяются в основном при мелкомасштабных съёмках);
- 2) съёмки, при которых кроме маршрутных исследований прослеживают геологические границы и стратиграфические (маркирующие) горизонты на всей изучаемой площади (применяются при крупномасштабных съёмках);
- 3) съёмки при помощи оконтуривания и изучения обнажённых участков с выходами тех или иных пород (применяются при крупномасштабных съёмках).

8.1.1. Масштабы геологических съёмок

Геологическая съёмка и поиски проводятся планомерно и комплексно, с постепенно возрастающей детальностью исследований – от мелкомасштабных съёмок (1:1 000 000 – 1: 500 000), среднемасштабных (1:200 000, 1:100 000) и крупномасштабных (1:50 000, 1:25 000) до детальных (1:10 000 и крупнее).

Мелкомасштабные съёмки позволяют получить обзорные и региональные геологические карты. В настоящее время они не проводятся, а мелкомасштабные карты составляются путём обобщения материалов, полученных при более детальных съёмках.

Среднемасштабные съёмки проводятся с целью изучения основных черт геологического строения территорий, прогнозной оценки в отношении полезных ископаемых до глубины, при которой экономически целесообразна их добыча. При проведении среднемасштабных съёмок должно обязательно проводиться геологическое дешифрирование аэрофото- и космофотоснимков, шлиховые, геофизические (гравиметрические, радиометрические, магнитные, электрические, сейсмические) и геохимические исследования, а также применение мелких горных выработок и буровых скважин.

Крупномасштабные съёмки ведутся в первую очередь в горнопромышленных районах. Для этих съёмок применимы все положения, используемые при среднемасштабной съёмке. Но большее внимание уделяется выяснению глубинного геологического строения и поискам полезных ископаемых.

Детальные съёмки проводятся в районах расположения полезных ископаемых или непосредственно на территории разведываемого месторождения, а также в районах инженерно-геологических изысканий, строительных работ и др. Детальные съёмки обычно являются специализированными, т.е. направлены на решение конкретных задач. Вместе с тем, некоторые виды геологических исследований здесь могут быть сокращены или опущены. Большое значение приобретают горные выработки и скважины и специальные геофизические методы. Материалы этих съёмок являются основой, как рационального направления геологоразведочных работ, так и подсчёта запасов полезных ископаемых, разработки проектов эксплуатации, ведения горно-подготовительных и эксплуатационных работ на месторождениях.

Кроме рассмотренных выше видов съёмок иногда бывает необходимость в проведении *глазомерной, полуинструментальной или инструментальной съёмки*.

8.1.2. Виды геологических съёмок

В зависимости от геологической изученности, объёма ранее проведённых работ и целенаправленности выделяют: полистную и групповую съёмки, аэрогеологическое картирование, глубинную, объёмную съёмки, различные редакционные работы и доизучение ранее заснятых территорий.

Полистная геологическая съёмка проводится на площади 1-4 номенклатурных листов в течение 1-4 лет. Партия, ведущая съёмку, состоит из геологосъёмочного и поискового отряда, а при необходимости может включать специальные отряды - горный, стратиграфический, геофизический, геохимический и др.

Групповая съёмка является наиболее распространённым видом работ масштаба 1:200000 и 1:50000. Она обычно организуется на больших площадях, включающих 10-20 листов. Продолжительность работ может составлять 3-4 года. Проводится несколькими партиями, каждая из которых проводит съёмочные работы в течение одного года на 1-2 листах. Съёмочные партии сдают годовые отчёты о выполненных ими поисках и съёмках со всеми видами карт, предусмотренными инструкциями и проектом. По результатам работ первого года создаются рабочие схемы стратиграфии, интрузивной и вулканической деятельности, решаются вопросы тектоники, геоморфологии, составляются карты полезных ископаемых и намечаются возможные условия образования и локализации полезных ископаемых. Во второй и последующие годы район работ расширяется и охватывает всю намеченную для съёмки и поисков площадь. Для окончательных редакционных работ из состава съёмочно-поисковых партий выделяются небольшие отряды, которые проводят увязочные маршруты и решают спорные вопросы.

Иногда параллельно со съёмочными партиями организуются тематические партии, которые проводят исследования по определённым направлениям (стратиграфии, магматизму, полезным ископаемым, геоморфологии, четвертичной геологии и др.) и обеспечивают увязку работ отдельных партий. Тематические партии представляют монографические отчеты по разрабатываемым ими темам, сопровождающиеся необходимым набором карт (полезных ископаемых, прогнозных металлогенических, тектонических, геоморфологических и т.д.).

Заключительным результатом групповой съёмки, кроме годовых и заключительных отчетов партий, являются отчёт и комплект карт по всей закартированной территории в соответствии с требованиями инструкций.

Аэрофотогеологическое картирование (АФГК) производится с целью составления геологических карт путём использования аэрофото- и космофотоснимков. Этот вид картирования обычно применяется для слабоизученных территорий с целью получения структурно-геологической информации в короткий срок и на большие территории. Составленные на основе материалов дешифрирования карты не могут отвечать требованиям кондиционных карт и соответственно служат только для целей прогнозирования и выбора площадей, перспективных для более детального изучения в геологическом и поисковом отношениях.

Глубинное геологическое картирование (ГГК) проводится в районах или в пределах структур, для которых установлены положительные перспективы в отношении полезных ископаемых. Для эффективного проведения ГГК кроме наземных геологических исследований необходимо проведение бурения, комплекса геофизических, геохимических и прочих исследований.

Объёмное геологическое картирование (ОГК) проводится там, где необходимо выяснить положение геологических объектов (рудных тел, скоплений руд или других скрытых месторождений полезных ископаемых) до какого-либо глубинного уровня (200м, 500м и др.) с точностью, принятой для геологических карт того же масштаба. В результате проведения ОГК создаётся модель объёмного строения геологических объектов, имеющих практическое значение. При ОГК используется бурение, геологические, геофизические, геохимические и прочие методы.

Дополнительное изучение (доизучение) ранее заснятых площадей (ГДП). В связи с тем, что геология как наука не стоит на месте, а развивается, геологические карты устаревают примерно через 15-20 лет. Появляются новые данные по стратиграфии, магматизму, тектонике и т.д., меняются требования к кондиции карт, к минеральному сырью и т.д. Поэтому периодически возникает необходимость проводить дополнительные исследования на заснятых площадях. ГДП проводится на группе листов (от 4 до 20), имеющих общие черты строения. Работы могут иметь различные цели и задачи: редактирование ранее заснятых карт в разные годы и разными исполнителями; новые поиски новых или нетрадиционных полезных ископаемых; геохимические или специальные исследования; и т.д. ГДП может сопровождаться постановкой геофизических, геохимических и прочих исследованиях с обязательным использованием аэрофото- и космофотоснимков.

Все перечисленные виды геологосъёмочных и поисковых работ регламентируются специальными инструкциями, которые были составлены во ВСЕГЕИ и изданы отдельными выпусками издательством «Недра» под руководством бывшего Министерства геологии и под редакцией А.С. Кумпана.

8.2. Основы организации геологосъёмочных работ

Для успешного проведения полевых геологических работ по геологическому картированию требуется большая предварительная подготовка. Она включает пять видов работ: 1) предварительное изучение района работ по литературным, фондовым и другим данным, 2) составление проекта геолого-съёмочных и поисковых работ, 3) составление смет на расходы по съёмке и поискам, 4) подбор снаряжения, оборудования и укомплектования штата геологической партии, 5) подбор топографической основы, аэрофото- и космофотоснимков.

8.2.1. Предварительное изучение района работ

Предварительное изучение района работ включает: 1) изучение геологии района, 2) изучение некоторых общих геолого-минералогических и прочих вопросов, 3) изучение специальных горно-геологоразведочных вопросов, 4) изучение специальных экономических и физико-географических вопросов.

Изучение геологии района лучше начинать с последних работ, постепенно переходя к знакомству с более старыми источниками, поскольку они могут быть устаревшими. После предварительного ознакомления с историей исследования проводится систематическая и углублённая проработка всех доступных материалов. Одновременно с проработкой материала производится выборка фактического материала, составляются необходимые карты фактических материалов и прочих данных на территорию изучаемого района, копируются геологические и другие карты, производится предварительное дешифрирование аэрофото- и космофотоснимков.

Изучение общих геолого-минералогических, металлогенических и прочих вопросов проводится по материалам, отражающим общие вопросы геологии, стратиграфии, петрографии, минералогии, полезных ископаемых и др., имеющие отношение к изучаемому району.

Изучение специальных горно-геологоразведочных вопросов необходимо для того, чтобы при геологическом картировании произвести оценку встречаемых выходов полезных ископаемых по ограниченному количеству данных — не только по минералогическому составу, но и с точки зрения экономики данного полезного ископаемого.

Изучение специальных экономических вопросов включает в себя знакомство с первоочередными проблемами и задачами народного хозяйства региона, где проводится геологическое картирование. Оно необходимо для того, чтобы можно было предложить по результатам работ необходимые данные для решения задач народного хозяйства (транспортных, строительных, мелиоративных и др.).

8.2.2. Составление проекта геолого-съёмочных и поисковых работ

После получения предварительных сведений о районе, его геологии и полезным ископаемым составляется проект геолого-съёмочных работ. Он содержит: 1) проектное задание, 2) краткую физико-географическую, геологическую и экономическую характеристику района работ, 3) карту проектируемых маршрутов и объяснительную записку к ней, 4) обоснование методики и объёмов работ и календарных сроков их исполнения, 5) списки необходимого персонала, 6) списки оборудования.

Проектное задание содержит указания о характере геолого-съёмочных и поисковых работ, масштабе съёмки, площади картируемого района, границах района работ и дополнительных заданиях.

Краткая характеристика района работ даёт представление о характере рельефа и ландшафтов района, о геологическом строении его, о наличии дорог, населённых пунктов, об условиях проведения намеченных работ в отношении транспорта, жилья, снабжения, найма рабочей силы и т.д.

Таблица 8. 1. Нормы протяженности маршрутов и количества точек наблюдения на квадратный километр картируемой площади.						
Масштаб съёмки	Категории сложности геологического строения района					
	первая		вторая		третья	
	в погонных км. длина маршрута	количество точек наблюдения	в погонных км. длина маршрута	количество точек наблюдения	в погонных км. длина маршрута	количество точек наблюдения
1:25 000	5,5	6,0	7,0	8,5	8,0	12,0
1:50 000	1,8	2,0	2,0	2,8	2,4	4,2
1:100 000	0,9	1,0	1,0	1,4	1,2	2,1
1:200 000	0,37	0,4	0,4	0,57	0,6	0,9
1:500 000	0,14	0,16	0,18	0,25	0,24	0,4
1:1 000 000	0,07	0,08	0,09	0,12	0,12	0,18

Карта проектируемых маршрутов и объяснительная записка к ней являются основным содержанием проекта работ, наряду с обоснованием методики и объёма работ. Количество маршрутов, их нормативная протяженность, обязательное нормативное количество точек наблюдения, количество и объём запланированных горных работ (шурфов и канав) обусловлены масштабом съёмки, категорией сложности района и задачами, и проектируется в соответствии с рекомендованными инструкциями, например (табл. 8.1).

К первой категории отнесены районы с простым геологическим строением, с горизонтальным или очень пологим залеганием слоёв, с

простой либо хорошо изученной сложной стратиграфией, с однообразным литологическим составом породы с устойчивым характером фаций.

Ко второй категории относятся районы со средней сложностью геологического строения, с ясно выраженной складчатостью простого типа. Сюда же относятся районы развития соляных куполов, районы со сложной стратиграфией, быстрым изменением литологии пород и фациального их состава в разрезе.

К третьей категории относятся районы со сложным геологическим строением, со сложной складчатостью осадочных, метаморфических и изверженных пород, со сложной и неразработанной стратиграфией, со сложным литологическим или петрографическим составом пород, с изменчивыми фациями.

В зависимости от масштаба съёмки, сложности геологического строения местности, её проходимости и способов передвижения в поле определяют нормы геолого-съёмочных работ. Например, нормы съёмки в месяц (26 рабочий дней) на одну геологическую партию нормального состава приведены в табл. 8.2.

Исходя из запланированного объёма работ, устанавливается длительность работ по съёмке площади, и определяются календарные сроки работ с указанием подготовительного, полевого и камерального периода. Длительность камерального

периода обычно устанавливается в размере 80% от длительности полевого периода, рассчитанного по нормам, но не должна превышать трёх месяцев.

Таблица 8.2. Нормы съёмки в квадратных километрах в месяц на геологическую партию			
Масштабы съёмки	категория сложности геологического строения	Площадь съёмки в кв.км	
		районы с хорошей проходимостью	районы с плохой проходимостью
1:25 000	первая	64	55
	вторая	48	40
	третья	36	27
1:50 000	первая	200	170
	вторая	155	135
	третья	115	100
1:100 000	первая	400	340
	вторая	315	270
	третья	230	200
1:200 000	первая	980	800
	вторая	700	570
	третья	500	410
1:500 000	первая	2425	2000
	вторая	1760	1410
	третья	1260	1030
1: 1 000 000	первая	4850	4000
	вторая	3500	2830
	третья	2500	2050

Штат геологической партии определяется инструкциями исходя из объёма геолого-съёмочных и горных работ, категории сложности района, транспорта и характера обнажённости. Он колеблется от 6 до 20 человек: начальник партии, старший геолог, инженеры-геологи, инженер-прораб горных работ, техники, топограф, коллектора, рабочие, конюхи (при использовании лошадей).

Снаряжение и оборудование, предусмотренное инструкциями, стандартно и состоит примерно из 42-х наименований: палатки, тенты, спальные мешки, полога, компаса, фотоаппараты, полевые сумки, рюкзаки, рулетки, молотки геологические, кувалды и т.д. Его количество и качество должно обеспечить выполнение запланированных работ.

Составление смет на расходы по съёмке и поискам является очень ответственным моментом на подготовительном этапе. После составления проекта работ, определения объёмов и сроков работ, штата партии и потребного оборудования составляют смету на производство геологической съёмки, используя соответствующие сметные нормы, рекомендованные в инструкциях и справочниках. Номенклатура статей расходов складывается из следующих наименований: 1) зарплата инженерно-технических работников и рабочих, 2) полевое довольствие в течение полевого периода работы, 3) стоимости материалов, 4) сумма амортизации оборудования, 5) стоимость быстро изнашивающегося оборудования, малоценного инвентаря и инструмента, 6) стоимости услуг со

стороны и подсобных производств, 7) стоимости транспорта по проезду к месту работы и обратно, и использования его в пределах площади съёмки, 8) накладные расходы. Расходы на питание не входят в смету – продукты закупаются из расчета аванса, а после окончания полевых работ они вычитаются из зарплаты сотрудников партии.

Подбор топографической основы, аэрофото- и космофотоснимков является не менее важным и ответственным моментом на подготовительном этапе. После подбора этих материалов проводится предварительное дешифрирование их. На отдельных снимках и макетах должны быть выделены все наиболее интересные структуры – линейменты, складки, проблематичные участки и т.д.

8.3. Основы проведения геологосъёмочных работ

8.3.1. Полевой период геологосъёмочных работ

Полевой период начинается со дня прибытия личного состава партии на место работы. Перед началом полевых работ проводится ряд организационных мероприятий и устанавливается распорядок дня (режим дня), проводится инструктаж по технике безопасности, распределяются обязанности как производственные, так и хозяйственно-бытовые между работниками партии. Оборудование и снаряжение партии также распределяется между сотрудниками, которые и несут ответственность за их сохранность.

Необходимо зарегистрировать прибытие партии в административном пункте (у администрации сельского или районного совета). Здесь же решаются и некоторые организационные вопросы (о найме рабочих и т.д.).

Полевой период делится на три последовательных этапа. В первый из них, охватывающий по продолжительности 2-3 недели, производится знакомство с районом работ и его рекогносцировка. Во второй этап выполняется основной объём полевых работ, включающий маршрутную съёмку и/или площадную съёмку, горные и буровые работы и прочие запланированные виды работ. В третий, заключительный этап производится увязка всего полевого материала, составляются дополнительные описания разрезов, и осуществляется детальное изучение наиболее перспективных (в геологическом и металлогеническом смысле) из выявленных участков, составляется карта фактического материала, предварительный макет геологической карты и информационный отчет о результатах полевых работ.

При проведении геолого-съёмочных работ используются *гужевой* (лошади), *вьючный* (лошади и олени), *лодочный* (разные виды лодок с мотором или без мотора), *автомобильный* (автомобили и вездеходы) и *воздушный* (в основном вертолёты) виды транспорта.

8.3.2. Проведение геологосъёмочных работ

Полевые работы включают:

1. Установка и оборудование полевого геологического лагеря в соответствии со всеми требованиями.

2. Проведение геологических маршрутов. В процессе ведения маршрута осуществляется непрерывная фиксация всей информации, касающейся геологических объектов, явлений и процессов. Наблюдаемые данные отражаются в полевом дневнике, а часть информации наносится на полевую карту и/или на аэрофотоснимок.

3. Изучение геоморфологических и гидрогеологических особенностей района работ. Определение основных форм рельефа и установление их связи с геологическим строением района. Фиксирование, опробование, описание, качественная характеристика и природа водоносных и водоупорных горизонтов и минеральных источников.

4. Проведение разных видов опробования.

5. Правильное ведение и описание геологического маршрута.

6. Изучение и описание обнажений.

7. Сопоставление отдельных обнажений и частных разрезов, составление геологических разрезов и стратиграфических колонок.

8. Выявление структурных элементов пликативных и дизъюнктивных деформаций и определение их пространственного положения.

9. Нанесение на карту выявленной геологической информации (границы геологических тел, тектонические нарушения, структурные элементы, элементы залегания пород и т.д.).

10. Детальное картирование опорных участков.

11. Составление структурно-возрастной шкалы и схемы последовательности экзогенных и эндогенных процессов.

Геологосъёмочные маршруты

Геологосъёмочные маршруты проводятся по разработанной в проекте полевых работ схеме. Их объём, протяженность, направление и частота определены масштабом съёмки и основными целями и задачами работ и регламентируются специальными инструкциями, которые были составлены во ВСЕГЕИ и изданы отдельными выпусками издательством «Недра».

При проведении геологосъёмочных маршрутов вся выявленная информация отражается на полевой карте и в полевом дневнике.

Полевая карта является важнейшим документом полевой работы геолога. Она представляет собой топооснову, либо топографическую карту, на которой

непосредственно в поле наносятся все результаты геологических наблюдений – геологические границы, точки наблюдений, элементы залегания, наблюдаемые границы между стратиграфическими подразделениями, контуры интрузивных массивов, их эндо- и экзоконтактные зоны, разновидности интрузивных пород линии разрывных нарушений, жилы, дайки, маркирующие горизонты, рудные тела, проявления полезных ископаемых и пр. условными знаками, приведенными в многочисленных методичках и некоторые из них приведены в предыдущих главах.

Выделенные объекты раскрашиваются карандашами или цветными фломастерами. Кроме масштабных геологических тел и проявлений отображаются и внемасштабные объекты. В целях экономии рабочего маршрутного времени в большинстве случаев рекомендуется выявленные наблюдения выносить на карту в вечернее время.

Помимо индивидуальных полевых карт в партии должна быть общая полевая геологическая карта и карта фактического материала, наклеенные на жесткую основу. Каждый исследователь в тот же вечер обязан перенести все полевые наблюдения (точки наблюдения, структурные замеры, геологические границы и т.д.) на эти карты. Обработка и увязка материалов, собранных геологами за день, производится коллективно под руководством начальника партии или старшего геолога.

Дневник (полевая книжка) представляет собой основной документ, отражающий работу геолога. В нем должны фиксироваться все полевые наблюдения, сведения об отобранных образцах и пробах и т.д., а также выводы. Размер дневника определяется задачами работ. Стандартный дневник имеет размеры 15х10 см, твердый переплет, 60-70 страниц белой, линованной или в клеточку бумаги, 5-10 листочков кальки и 5-10 листочков миллиметровки в конце книжки. При детальном структурных работах практичнее общая тетрадь с твердым переплетом, размером около 20х30 см и с бумагой в клеточку, что позволяет делать масштабные зарисовки. Страницы нужно пронумеровать.

На титульном листе указывается название организации (партия, экспедиция, отряд) и ее адрес, фамилия и инициалы исследователя, дата начала и конца записей, номера начального и конечного маршрута и начальной и конечной точек наблюдений, а также адрес, по которому следует вернуть дневник (на тот случай, если дневник будет утерян и найден кем-либо).

На второй странице: а) делается отметка о том какие азимуты (магнитные или истинные) записаны в дневнике; б) составляется краткое оглавление.

Записи в дневнике ведутся карандашом (М) или шариковой ручкой с максимальной аккуратностью и точностью, чтобы занесенную в тетрадь информацию мог прочесть любой. Записи ведутся только на нечетной стороне страниц дневника, т.е. на правой. На левой стороне делаются зарисовки и разные пометки (номера образцов, проб и сколов на шлифы, сведения о зарисовках и сфотографированных объектах или фрагментах обнажений и т.д.). Желательно затем сюда же наклеивать и фотографии этих объектов. Описание каждого маршрута начинается с новой страницы, а каждого обнажения с красной строки, с указанием точной географической и, по возможности, координатной привязки их. Замеры элементов залегания горных пород и структурных элементов выделяются строкой. Номера отобранных образцов и проб указываются трижды - по ходу описания обнажений, на левой странице и на зарисовках или фотографиях с точным указанием места отбора.

Законченный дневник подписывается автором, проверяется и визируется начальником партии и старшим геологом партии.

Зарисовки и фотографии являются также важными носителями информации, обладают значением документа и широко применяются при геологических исследованиях любых направлений. Это и фиксация форм рельефа, панорамных объектов, характера растительности и т.д. Наиболее широко применяются зарисовки и фотографии при изучении обнажений. Зарисовки можно делать как простым карандашом, так и цветными карандашами и шариковыми ручками, чтобы они были наглядны и не размывались от

влаги. Зарисовки имеют преимущество перед фотографией в том, что на них можно выделить, подчеркнуть главное и чем-то пренебречь. Но они требуют больших затрат времени и страдают субъективностью. Фотография как документ более объективна, чем зарисовка, и основное ее преимущество - быстрота фиксации. Но в том случае, когда обнажение невыразительно и породы неконтрастны по тону, предпочтительнее зарисовка. Лучший вариант - зарисовки дополнять фотографиями или - наоборот. Фотографии и зарисовки должны обязательно (!) иметь:

- 1 - точную привязку к обнажению;
- 2 - пространственное положение и элементы залегания плоскости или плоскостей обнажения или плоскостей обрыва, указатель северного направления в горизонтальной плоскости;
- 3 - указатель масштаба или масштабный предмет для фотографии, масштаб зарисовки в зависимости от сложности объекта или необходимой степени детализации;
- 4 - номер или указатель с номером (наиболее предпочтительнее иметь наборное полотно с масштабной линейкой и сменными цифрами для номеров);
- 5 - название, пояснительные подписи и условные обозначения;
- 6 - отметки или указатели мест отбора проб, образцов, сколков на шлифы;
- 7 - фамилию и инициалы исполнителя, если это сделано не автором дневника. В тексте полевого дневника должны быть в нужном месте ссылки на рисунки и фотографии с расшифровкой их сути и цели, т.е. они должны иллюстрировать какие-то важные наблюдения или выводы.

Кроме дневника, зарисовок и фотографий носителем информации является отобранный **каменный материал** - образцы, пробы, сколки и т.д. Поэтому к нему предъявляются особые требования. При современных прецизионных и дорогих методах исследований каменного материала требования к методам отбора проб и образцов и их привязке настолько велики, что необходима максимально точная привязка к обнажению с помощью навигатора GPS. И тогда любой другой исследователь в случае необходимости может точно найти место их отбора. В среде геологов образец, не имеющий номера и точной привязки, называется "собакит". Номер образца и точная привязка необходимы (!) - только в таком случае не постигнет горькое разочарование в камеральный период.

Экспедиция _____
Геологическая партия _____
Отряд _____
Исследователь (Ф.И.О.) _____
№ обнажения _____ № образца _____
Название породы _____
Возраст породы _____
Место взятия образца, пробы _____

Вес пробы _____
Дата отбора _____

<i>Пример заполнения этикетки к образцу горной породы, к пробе и др. (Форма №1).</i>

Для каждого образца сразу же на месте отбора пишется этикетка (см. форму 1) с указанием всех необходимых параметров. На кусочке лейкопластыря пишется номер и наклеивается на образец, либо тонким несмываемым маркером пишется номер на образце. Затем образец с этикеткой заворачивается в

оберточную бумагу или вкладывается в мешочек или пакетик, и снаружи на них пишется номер образца и фамилия исследователя. Эти процедуры с образцом не позволят появиться в каменном материале "собакитам".

Ведение (описание) геологических маршрутов.

В описание маршрута входят следующие обязательные элементы:

1. Нумерация маршрута.
2. Географическая привязка района маршрута.
3. Цель и задачи маршрута.
4. Географическая и топографическая привязка начала, точек наблюдения и конца маршрута. Азимуты хода маршрута.

5. Нумерация точек наблюдения и описание хода маршрута.

6. Выводы по маршруту.

Нумерация маршрута может выполняться по-разному, но предпочтительнее - арабскими цифрами и в возрастающей последовательности (маршрут №1, 2, 3 и т.д.). В съемочных геологических партиях может даваться каждому исследователю сотня номеров - маршруты №101-199, №201-299 и т.д., либо с приставкой к номеру маршрута первой буквы фамилии геолога или бригадира бригады (на практике студентов) - П1, Б1, В5 и т.д. В начале номера маршрута может быть последняя цифра года работ (в 1997 году - маршрут №701 и т.д.) либо - района работ, например Кандалакшского (маршрут №К-2 и т.д.). В начале описания маршрута обязательно нужно ставить дату его проведения с указанием числа, месяца и года.

Географическая привязка района маршрута делается по рабочей топографической карте. Участок прохождения маршрута привязывается к названиям рек, озер, гор или к высотным отметкам, если нет географических названий. Привязка маршрута нужна для того, чтобы любой мог отыскать этот маршрут на карте фактического материала или на топографической карте.

Цель и задачи маршрута, в первую очередь, определяются целями и задачами проводимых исследований, и они могут значительно различаться при геолого-съемочных, поисково-съемочных или научно-исследовательских тематических (минералогических, геохронологических, структурных, литологических и т.д.) исследованиях. Специфика геологического строения участка маршрута также определяет, но, кроме того, и ограничивает цели и задачи маршрута и возможности их решения.

Привязка начала, точек наблюдения и конца маршрута дается:

а - по отношению к четким элементам рельефа, рек, ручьев и озер;

б - по отношению к высотным отметкам (обратный азимут и расстояние);

в - по отношению к координатной сетке или к системе координат;

г - по отношению к объектам, созданным людьми, если работы проводятся в районе поселков, городов и т.д.

Нумерация точек наблюдения должна проводиться в возрастающей последовательности и в виде дополнительных номеров к номеру маршрута (например, т.н. № 6-23 или № К-5-25). Возможны и другие варианты.

Описание хода маршрута осуществляется, как правило, в виде геологического описания обнажений в точках наблюдений и в интервалах между ними. Расстояние между точками наблюдений определяется видом и масштабом работ, а также целями и задачами маршрута и спецификой геологического строения исследуемого района. Этими же параметрами определяется и детальность описания маршрута. Кроме того, детальность описания обнажений в точках наблюдений (т.н.) может отличаться от детальности описания интервалов между т.н. - она может быть меньшей и делаться поинтервально, по ходу чередования или смены различных пород, структур, метаморфизма или других факторов и признаков. При отсутствии коренных выходов необходимо делать описание делювиальных и элювиальных образований. Специфика и вид работ могут определять необходимость сбора информации о четвертичных отложениях, геоморфологии и др. по ходу описания маршрута.

Выводы по маршруту делаются после завершения маршрута. В них должна быть обобщена характеристика состава пород и строения участка маршрута (складки, разрывы, взаимоотношения геологических тел разных по составу и т.д.) а также возможного генезиса пород и последовательности процессов образования и преобразования их. Не всегда можно сделать эти выводы только по одному маршруту. Тогда их нужно сделать по сумме полевых наблюдений нескольких маршрутов или даже с привлечением данных камеральной обработки собранных материалов.

Изучение и описание обнажений

Обнажение - это выход коренных горных пород на дневную поверхность. Обнажения могут быть естественные и искусственные, наземные и подводные и они являются основным объектом наблюдений геолога. Именно обнажения в большинстве случаев позволяют делать открытия, познавать природу и историю давно прошедших и ныне проходящих процессов на Земле, проверять идеи и гипотезы и др. Поэтому важно правильно читать и описывать обнажение. А возможности грамотного чтения (исследования) обнажения определяются знаниями и наблюдательностью. Иногда бывает так, что при хорошей наблюдательности отмеченная "мелочь" может потом помочь решить что-то важное.

Положение обнажения должно быть точно привязано. *Привязкой обнажения* называется совокупность операций по определению положения его на топографической основе с помощью каких-то реперов (глазомерная привязка) или с помощью геодезических приборов или навигатора GPS (инструментальная привязка).

Изучение обнажения - это детальный осмотр обнажения и выяснение всех характеристик состава и строения. Описание обнажения включает привязку обнажения к местности (географическую и топографическую), требуемое по детальности описание состава и строения, зарисовку и фотографирование, а также отбор образцов и проб. В процессе общего осмотра обнажения устанавливается то, что это действительно коренной выход, а не глыба или оползень и т.д. и его размеры, выясняется взаимоотношение слагающих пород и их залегание и состав, а также намечаются места отбора образцов и проб. После этого по необходимости обнажение фотографируется и (или) зарисовывается. И описание и зарисовки должны быть максимально полными и объективными и соответствовать неписаным девизам геологов - "чего не вижу - не пишу", "не записанного и не зарисованного - не наблюдалось". Только записанное и зарисованное в поле на месте наблюдения имеет значение документа. Документация информации ведется в полевом дневнике.

Описание обнажений проводится в зависимости от состава и строения наблюдаемых в обнажении образований. Методы описания четвертичных, осадочных, метаморфических и магматических пород, а также простых и сложных обнажений могут различаться довольно значительно, и рассмотрены далее по тексту. В целом при описании обнажений можно использовать следующую схему:

- 1 - номер обнажения;
- 2 - местоположение или привязка обнажения;
- 3 - общие размеры - высота и протяженность обнажения;
- 4 - вид обнажения;
- 5 - характеристика горных пород с указанием их вещественного состава, структурно-текстурных особенностей, мощности и т.д.;
- 6 - условия залегания пород и их взаимоотношения;
- 7 - зарисовки и фотографирование, если в этом есть необходимость;
- 8 - отбор образцов и проб.

При описании горных пород, не зависимо от их генезиса, целесообразно придерживаться следующей последовательности:

- 1 - название породы;
- 2 - окраска (цвет) породы;
- 3 - минеральный состав породы;
- 4 - структура породы;
- 5 - текстура породы;
- 6 - крепость (твердость) породы;
- 7 - характеристика отдельности и трещиноватости;
- 8 - включения и обособления;
- 9 - форма геологических тел и их размеры;
- 10 - изменчивость породы по простиранию и падению;

11 - условия образования и преобразования породы.

Название породы обычно определяется или минералогическим составом и структурно-текстурными особенностями (конгломерат, песчаник кварцевый, гнейс биотито-амфиболовый и т.д.). В названии осадочных пород определяющими, могут быть и ископаемые органические остатки (известняк брахиоподовый), а у магматических пород - петрохимический состав (базиты, ультрабазиты). Полевое определение породы уточняется в камеральный период.

Описание **окраски пород** должно быть однотипно - с указанием главного цвета, его интенсивности, насыщенности и оттенков, а также степени однородности окраски. Например, светло-бурый, пестроцветный с чередованием тонких полос светло-зеленого и серого цвета. По возможности, попытаться объяснить, чем обусловлена окраска пород.

Минеральный состав пород описывается макроскопически, а в камеральный период уточняется по шлифам под микроскопом. Необходимо различать моно-, би- и полиминеральные разновидности пород, определять соотношение и количественное содержание минералов, а также их размерность, выделять главные (породообразующие) и второстепенные или акцессорные (под микроскопом) минералы. И если возможно - с помощью, лупы даются диагностические признаки минералов.

Структура пород определяется макроскопически и уточняется в камеральный период по шлифам под микроскопом. Она устанавливается исходя из следующих признаков:

1 - степени кристалличности или зернистости породы (скрытокристаллическая, неполнокристаллическая, полнокристаллическая, крупнозернистая);

2 - размеров минералов или зерен (мелкозернистая; мелко-, средне-, крупнокристаллическая, и др.);

3 - формы минералов и их соотношения или идиоморфизма (эти структуры в большинстве случаев можно определить только под микроскопом).

Необходимо помнить, что название **структуры** определяется и условиями образования пород. Кристаллические структуры свойственны для магматических пород, кристаллобластические - для метаморфических, кристаллически-зернистые и зернистые - для хемогенных и обломочных осадочных отложений. Причем, структура может указывать не только на генезис (первичную природу) пород, но и на конкретную палеофациальную обстановку их формирования.

Текстура породы определяется пространственным распределением и расположением в ней разных минеральных компонентов (от однородной до пятнистой, полосчатой, ритмично-полосчатой, линзовидно-полосчатой и т.д.). При описании текстуры необходимо определить, чем вызваны эти неоднородности (цветом, минеральным составом, вещественным составом, структурой и др.). В большинстве случаев в породах с неоднородными текстурами эти неоднородности (полосы, пятна, слои, линзы, прожилки, шпильки, миндалины, стяжения, включения, ксенолиты, обособления и т.д.) имеют комбинированный характер различий - структурно-вещественный, минерально-цветовой и др. В названии текстур отражаются особенности пространственного распределения минералов или их сообществ (пятнистая, полосчатая, слоистая, миндалекаменная, шаровая, и др.) и их степень упорядоченности или ориентированности. Плоско- или линейнопараллельные, сланцеватые, гнейсовидные и линейно-полосчатые структуры чаще встречаются в метаморфических породах. По степени "упаковки" минералов в породах различаются плотные или компактные и пористые (шлаковая, друзовая) текстуры.

Прочность или крепость породы в полевых условиях определяется достаточно условно. Осадки (пески, супеси, глины и др.) все рыхлые - имеют низшую крепость. Горные породы можно разделить на три группы: 1 - слабой крепости, когда ломаются руками; 2 - средней крепости, когда легко разбиваются молотком; 3 - высокой крепости, когда с трудом разбиваются молотком.

Отдельность и трещиноватость в полевых условиях определяются без труда, но различить одну от другой достаточно сложно, ибо их генетическая природа зачастую близкая. Отдельность возникает в горных породах в процессе выветривания или искусственного раскалывания, а трещиноватость может иметь тектоническую, гравитационную природу, а также возникать и при выветривании. По морфологии отделяющихся блоков горной породы можно выделить наиболее распространенные виды отдельности: 1 - мелко-, средне- и крупно-глыбовая, угловатая; 2 - матрацевидная с закругленными краями; 3 - пластовая, плитчатая и тонкоплитчатая; 4 - кубовая, ромбоидальная и параллелепipedальная; 5 - столбчатая или призматическая; 6 - скорлуповатая, шаровая, подушечная.

При описании отдельности и трещиноватости необходимо делать замеры элементов залегания поверхностей трещин (азимут простирания, падения и угол падения), давать количественную оценку трещин и размеры блоков.

Включения и обособления, если они встречаются в породах, необходимо изучать и описывать. Включения чаще всего встречаются в осадочных породах (конкреции, секрции и т.п.) и в магматических (ксенолиты, дендриты и т.п.). Включения, природу которых не всегда удается определить, описываются как обособления. Они чаще встречаются в метаморфических породах (реститы, реликты и т.п.). При описании включений и обособлений рекомендуется указывать следующие признаки: форму, вещественный состав, первичность или вторичность залегания, количественное содержание и размеры, характер контакта с вмещающими породами.

Форма геологических тел часто имеет генетический смысл, если при этом учитывается состав слагающих их горных пород. Пластовая форма у осадочных пород (пласты, слои, прослои), пластовая и плитоподобная форма у интрузивных пород (силлы, дайки, жилы), плитообразная форма у эффузивных пород (покровы), куполообразная форма у интрузивных (батолиты, штоки) и осадочно-хемогенных пород (соляные купола), линзовидная форма у интрузивных пород (линзы, жилы) и т.д. Это все простые формы геологических тел, морфология которых может быть определена в одной плоскости (в обнажении или обнажениях). Чаще всего геологические тела имеют формы сложной конфигурации с наличием пережимов, вздутий, карманов, апофиз и т.п. Об истинной форме таких тел можно судить только по результатам наблюдений на многих обнажениях, при прослеживании границ тела по простиранию и падению, т.е. в трех измерениях, а иногда с использованием данных по дешифрированию аэрофотоснимков и бурения скважин. При описании формы геологического тела необходимо определять видимую и истинную мощность их (для пластовых тел), размеры по площади выхода и элементы залегания интрузивных тел и их элементов (апофиз, ответвлений и т.д.), а также размеры и положение во вмещающих породах геологических тел, имеющих граничные формы (линзы, жилы, изометричные мелкие массивы и т.д.).

Изменчивость породы по латерали и вертикали может иметь первичное и вторичное происхождение, и характеризуется изменчивостью свойств - структуры, текстуры и т.п. Первичная изменчивость характерна, например, для магматических пород - укрупнение структур от зальбандов к центру интрузивных жильных тел. Вторичная изменчивость может быть обусловлена наложенными процессами - метаморфическими, метасоматическими, гидротермальными, тектоническими и т.п. Учитывая это, необходимо давать, по-возможности, более полную характеристику изменчивости и ее генетическую природу.

Условия образования и преобразования пород определяются по комплексу признаков, полученных в результате изучения и описания вышеперечисленных характеристик. Как отмечалось ранее, генетический смысл несут в себе почти все характеристики - форма тел, условия залегания, вещественный состав и структурно-текстурные особенности. Кроме выяснения генетического типа пород (осадочные, магматические, метаморфические и др.), нужно пытаться воссоздать конкретную

палеофаціальную или фізико-хімічну обстановку формування і преобразования породи. Частіше всього це неможливо зробити без додаткових петрохімічних, петрологічних і других методів досліджень. Особливо це стосується до визначення первинної природи і термодинамічних параметрів метаморфічних (гнейсів, амфіболітів і др.) і інтенсивно преобразованих порід будь-якого походження.

В началі розділа «Описание обнажень» було відмічено, що принципи описання порід різного генезису мають свою специфіку і можуть значительно различаться, поэтому следует привести хотя бы основные особенности.

При изучении и описании осадков (четвертичных отложений) необходимо учитывать, что они (например, в пределах Мурманской области) распространены почти повсеместно, что они все задернованы почвенно-растительным слоем и представлены довольно широким генетическим спектром пород. Это делювиальные, коллювиальные, элювиальные, озерные, речные, ледниковые (гляциальные), водно-ледниковые (флювиогляциальные), морские, эоловые и другие отложения. Изучать осадки лучше всего в естественных обнажениях (по склонам оврагов, в долинах рек, по побережью озер и морей и пр.), в искусственных (в закопках, канавах и шурфах) и по керну скважин. Наибольшую информацию о строении, составе и фациальных переходах можно получить только в естественных обнажениях.

При описании осадков, кроме изучения вышеуказанных параметров, рекомендуется попытаться определить:

- 1 - взаимоотношения их с более древними породами;
- 2 - геоморфологическую приуроченность, т.е. приуроченность к определенным формам или элементам рельефа (это поможет определить их генетический тип и относительный возраст);
- 3 - инженерно-геологические свойства пород (пластичность, плотность, влагоемкость и пр.).

Дополнительными и очень важными критериями генетической и фациальной принадлежности осадков могут быть результаты споро-пыльцевого, палеокарпологического анализа, но они требуют специальной профессиональной подготовки.

При изучении и описании осадочных горных пород особое внимание нужно уделять специфическим особенностям этих пород - типу слоистости, характеру поверхности напластования, возможному наличию органических остатков, степени сортированности и окатанности обломочного материала, характеру и составу цемента и наличию примесей.

Слоистость характеризуется комплексом признаков:

- 1 - типом (плоскопараллельная, линзовидная, косая, волнистая);
- 2 - характером границ прослоев (четкий, нечеткий, волнистый и др.);
- 3 - формой проявления (по крупности зерна, по цвету, по литологии и мощности прослоев и т.д.).

Исследовать слоистость нужно обязательно, поскольку она указывает на генезис пород. Например, параллельная слоистость формируется в спокойной среде, косая - в условиях движения воды или воздуха, диагональная - свидетельствует о формировании ее в устьевых участках водных потоков.

Изучение общего характера рельефа поверхностей напластования также помогает выяснить происхождение и условия залегания толщ. Например, на них могут быть обнаружены отпечатки следов живых существ, листьев растений, знаков волновой и ветровой ряби, волноприбойных знаков, пляжевых фестонов, отпечатки капель дождя, иероглифов и т.д.

В осадочных горных породах могут быть остатки древнейших организмов (окаменелостей) в виде скелетных образований, отпечатков, следов жизнедеятельности и др. К сожалению, в осадочных горных породах палео- и неопротерозоя Мурманской области обнаружены только микрофоссилии (микроскопические остатки) и строматолиты

(карбонатные постройки - биогермы), поэтому провести тематическое исследование с породами, содержащими реликты фауны и флоры, невозможно. Важно запомнить одно - при обнаружении этих остатков необходимо тщательно задокументировать обнажение, место нахождения, степень сохранности, количество, ориентировку, приуроченность к типу пород, характер фоссилизации и систематическую принадлежность реликтов организмов, и их таксономическое определение. Наиболее полный ответ на последнее могут дать профессионалы либо в специальной лаборатории. Для этого необходимо с максимальной осторожностью, сохранностью и представительностью отобрать образцы с реликтами фауны или флоры и провести соответствующую документацию. И еще одно правило - нельзя смешивать окаменелости из разных слоев! Кроме того, следует знать, что описание обнаруженных органогенных построек в осадочных горных породах имеет свою специфику. Нужно указывать форму, размеры, внутреннее строение, тип и пространственно-временные взаимоотношения с вмещающими породами (т.е., условия залегания и время формирования), так как эти признаки могут указывать на фациальные условия образования осадочных пород.

Степень сортированности обломочного материала характеризуется по процентному соотношению обломков минимального и максимального размера и по разнице этих величин. При изучении степени окатанности важно обратить внимание на возможное наличие штрихов и борозд на гальках и валунах. Они, в большинстве случаев, свидетельствуют о воздействии на них ледника. При характеристике цемента осадочных обломочных пород следует определять его состав (глинистый, карбонатный, кремнистый, железистый и т.д.), цвет, однородность, пористость, твердость, тип (базальный, поровый, контактный), а также соотношение цементирующей массы и обломочного материала. Для глин, суглинков и других глинистых пород нужно определять качественную характеристику степени пластичности и наличие песчаных и известковых примесей. Она определяется по способности к раскатыванию в трубочку размоченной в воде породы и по степени растрескивания после высыхания (слабопластичная растрескивается). Содержание известковых примесей в цементе определяется по реакции с соляной кислотой, а песчаных примесей - при растирании между пальцами. В глинистых породах, как и в карбонатных, могут присутствовать различные примеси. Наличие битуминозных примесей определяется органолептическим методом по резкому чесночному запаху при ударе молотком по породе. Окремненные породы более твердые. Доломитизированные породы определяются по отсутствию или слабой реакции с соляной кислотой, ожелезненные, глауконитсодержащие - по окраске и т.д. Чистые известняки имеют белый или серо-белый цвет и бурную реакцию с соляной кислотой.

При изучении и описании магматических (интрузивных и эффузивных) пород основной отличительной особенностью является необходимость изучения их контактов с вмещающими отложениями (породами). Обязательно нужно установить структурную форму контакта (интрузивный, тектонический, трансгрессивный и др.) и его положение в пространстве, элементы залегания и строение поверхностей контакта, ориентировку структурно-текстурных элементов по обе стороны от контакта (в зоне экзо- и эндоконтакта), а также изменение пород в зоне экзо- и эндоконтакта. В зоне экзоконтакта возможно ороговикование, окварцевание, появление скарнов и прочих продуктов термального или метасоматического метаморфизма. В зоне эндоконтакта могут быть отличия по кристалличности, минеральному составу и веществу от удаленных частей массива, трещиноватость (залеченная и незалеченная), наличие ксенолитов, шлиров, включений и т.д. Кроме того, большее внимание должно уделяться характеристике цвета, степени кристалличности, содержанию в них кварца, полевого шпата, оливина и др. Важными признаками являются форма отдельности и условия залегания, а также характер вторичных изменений породы. Кроме того, в интрузивных породах нужно определить характер неоднородности, положение первичных линейных и плоскостных элементов, а в эффузивных - зональность, миндалекаменные текстуры и прочие признаки,

свидетельствующие о пространственном положении пород, о направлении течения лав, о удалённости от центра извержения и т.д.

Изучение и описание метаморфических пород проводится в целом в соответствии с изложенными выше принципами, являющимися общими для любых типов пород. Но при этом нужно учитывать отличительные особенности минерального состава, структур, текстур и других признаков, которые могут иметь полигенную природу. В областях развития метаморфических образований изучение отдельных обнажений требует знания ряда специфических особенностей метаморфических пород и умения их наблюдать и правильно интерпретировать. В отличие от нормальных, не затронутых метаморфизмом осадочных горных пород, первоначальная природа и условия образования сланцеватых и полосчатых метаморфических пород в большинстве случаев не ясны. В глубоко метаморфизованных породах, обладающих полосчатой и сланцеватой текстурой, сланцеватость и полосчатость не всегда могут быть отражением первичной слоистости нормальных осадков.

Тем не менее, в некоторых участках или обнажениях сохраняются реликты первичных текстур (ритмичная слоистость, тонкопараллельная полосчатость, косая слоистость, сложная слоистость, знаки ряби, волноприбойные знаки, текстуры обломочных пород, трещины усыхания, коры выветривания, текстуры вулканогенных пород и др.). Наряду с этим, в процессе метаморфизма пород могут возникать вновь образованная полосчатость и другие текстуры - сегрегационная, метасоматическая и мигматитовая полосчатость и полосчатость метаморфической дифференциации (даже в первично однородных породах), текстуры, похожие на миндалекаменные, обломочные, подушечные и т.п. Также при метаморфизме и ультраметаморфизме в породах образуются:

а) кристаллизационная сланцеватость и кливаж разных генетических типов (течения, скольжения, разлома, напластования и др.);

б) полосчатость (кливажная, сегрегационная, метаморфической дифференциации, вязких тектонических потоков и т.д.);

в) линейные текстуры с минеральной, агрегатной, породно-линзовидной и др. линейностью;

г) структуры будинажа;

д) мигматиты разных типов (агматиты, напоминающие по внешнему виду эруптивную брекчию, диктониты или ветвистые мигматиты, артериты или послойные, "птигматиты" и теневые полосчатые и пятнистые мигматиты);

е) вторичные обособления - прожилки и линзы кварцевого, гранитного и др. состава, формы кристаллов роста (обычные, скелетные, футлярные, ксеноморфные, псевдоморфные, агрегатные, дендритовидные и др.).

Метаморфические процессы приводят не только к изменению первичного вещественного (минерального) состава, но и петрохимического.

При изучении комплексов метаморфических пород кроме проблемы первичного происхождения существуют проблемы составления частных разрезов и колонок и "стратиграфических" колонок, потому что в породах обнажения редко удается определить подошву и кровлю («верх-низ») и, кроме того, складчатые и разрывные деформации неимоверно усложняют строение.

Осознавая всю сложность документации обнажений, сложенных метаморфическими породами, не нужно отчаиваться. Как и в других случаях, здесь необходимы тщательное изучение и фиксация в дневнике (записи, зарисовки, фотографии) всех компонентов (признаков) и, по возможности, нужно пытаться определить их первичность-вторичность. Очень часто, даже применение комплексных исследований (петрохимических, петрологических и др.) не позволяет ответить на этот вопрос.

При проведении маршрутных или картировочных работ на каждом обнажении необходимы также систематические наблюдения над малыми структурными формами -

кливажём, линейностью, мелкими складками и складками разных порядков и генетического типа (складки изгиба, волочения, течения и др.). Наблюдения включают описание форм, размеров складок и их элементов, замеров залегания структурных элементов складок (крыльев, осевых поверхностей, шарниров, сланцеватости, полосчатости, линейности и др.).

Изучение и описание условий залегания и взаимоотношений горных пород

Условия залегания горных пород характеризуются несколькими признаками - формой залегания геологических тел, элементами залегания поверхностей напластования, плоскостями контактов, структурными элементами складок, тектоническими нарушениями и их элементами.

Форма залегания горных пород может быть определена как в отдельном обнажении, так и по серии обнажений, или только на основании данных по большой территории и с привлечением массы дополнительных признаков.

Форма залегания интрузивных магматических тел определяется по соотношению их с вмещающими породами. Она может быть согласной (конкордантной) или секущей (дискордантной). Согласные контакты имеют чаще всего силлы, факолиты и лополиты. И залегают они в соответствии с положением вмещающих их осадочных, вулканогенных или метаморфических пород наклонно или складчато. Характер залегания секущих интрузий зависит от расположения той полости или трещины, в которую внедрялся магматический расплав.

Форма залегания слоистых осадочных, вулканогенных и метаморфических образований может быть первичной (ненарушенной) и вторичной (нарушенной), горизонтальной, наклонной или складчатой. Горизонтальное положение образований может наблюдаться при нормальном залегании, при опрокинутом и в пакетах изоклинальных складок с горизонтальными осевыми поверхностями. При нормальном горизонтальном залегании в районах с пересеченной местностью наиболее древние пласты лежат в пониженных частях рельефа, а более молодые - в повышенных. При наклонном нормальном залегании - возможны три варианта их положения:

1 - вверх по склону располагаются более молодые пласты, если плоскости напластования падают в сторону противоположную наклону склона;

2 - вверх по склону лежат более древние породы, если поверхность склона и поверхности напластования падают в одну сторону и падение пород круче, чем падение склона;

3 - если поверхности склона и напластования совпадают, то вверх по склону будет простираться один уровень пород.

Для выявления истинной последовательности напластования важное значение приобретает определение "низа-верха", т.е. подошвы и кровли слоев. При хорошей сохранности первичных текстурных признаков пород это можно сделать, изучая:

а) текстурные особенности поверхностей напластования (в породах осадочного происхождения выявление на них знаков ряби, иероглифов, трещин усыхания и других признаков, а в пирокластических отложениях - вмятин от бомб и крупных обломков);

б) градационную слоистость - т.е. распределение обломочного материала по степени сортированности в слоистых сериях аквального (в водных условиях) происхождения;

в) поведение косой слоистости, которая при нормальном залегании плавно причленяется в основании слоя и резко выклинивается у его кровли;

г) мощность зон закалки у застывших лав (в кровле она больше в несколько раз, чем у подошвы) и наличие миндалекаменных (амигдалоидных) текстур, которые концентрируются в основном у кровли потока;

д) комплексы ископаемых органических остатков.

Описание условий залегания пород должно сопровождаться замерами или определениями истинных мощностей пластовых тел.

При неизменной истинной мощности слоя ширина его в обнажениях зависит от угла наклона слоя и формы земной поверхности (характера рельефа). Эти зависимости исчерпываются шестью вариантами и процедура вычисления истинной мощности несколько сложнее, чем при горизонтальном залегании слоев. Все необходимые формулы приведены в первой главе. На карте мощность слоя может быть определена с применением метода заложения по стратоизогипсам.

В обнажениях и участках, сложенных смятыми в складки образованиями, после характеристики пород нужно сделать описание складок и определить: морфологический тип складок; высоту и ширину (размах крыльев) складок; наличие осложняющей дополнительной складчатости; строение замка и крыльев складок с указанием углов и азимутов их наклона; направление и угол погружения или воздымания шарнира; положение и пространственную ориентировку осевой плоскости; кливаж и его соотношение со структурными элементами складок; сланцеватость, линейность и бороздчатость.

В тех случаях, когда невозможно сделать непосредственные замеры пространственного положения шарнира (Ш), осевой поверхности (ОП) или следа осевой поверхности (СОП) и линейности (Л), их можно определить путем нанесения дополнительных замеров на сетку Вульфа, Ламберта или Шмидта. Для определения положения шарнира нужно делать замеры положения крыльев складок, для определения ОП складки - замеры следов осевой поверхности (СОП) в двух проекциях, для определения положения линейности - замеры сланцеватости (СЦ) и полосчатости (ПС) и угла падения линейности (Л) и т.д.

Тектонические нарушения устанавливаются по геологическим и геоморфологическим признакам на местности и по аэрофотоснимку. Из геологических признаков наиболее надежные следующие:

- 1 - зеркала и борозды скольжения на поверхностях срывов в горных породах;
- 2 - зоны тектонических брекчий, катаклаза, милонитизации, интенсивной трещиноватости и рассланцевания;
- 3 - закрытые трещины, выполненные жильным материалом;
- 4 - видимые смещения частей пластов, жил, даек, слоистости или иных структурно-текстурных элементов;
- 5 - несоответствие в строении смежных участков обнажения либо соседних обнажений, расположенных на одном и том же гипсометрическом уровне в районах с простым строением;
- 6 - присутствие крупных блоков аллохтонных пород;
- 7 - выпадение отдельных интервалов разрезов или их повторение (в районах с простым горизонтальным, либо моноклинальным залеганием пород);
- 8 - резкий обрыв (окончание) структур по падению и простиранию.

Тектонические нарушения в той или иной мере проявляются в формах рельефа и поэтому, неплохо дешифрируются на аэрофотоснимках местности. На наличие нарушений могут указывать линейно ориентированные депрессии или возвышенности, эскарпы (сбросовые уступы), фасеты (треугольные грани отрогов) и др. Но необходимо помнить - прежде чем связать возникновение формы рельефа с проявлением нарушений, нужно проверить все возможные другие пути ее происхождения, так как эти признаки могут обладать конвергентностью (многозначностью). При документации тектонических нарушений необходимо указывать:

- 1 - элементы залегания плоскости разрыва;
- 2 - наличие оперяющих трещин, разрывов и их пространственное положение;
- 3 - направления и амплитуды перемещения вдоль сместителя;
- 4 - тип нарушения (сброс, взброс, сдвиг, надвиг, раздвиг и т.д.);

5 - строение зоны разлома и ограничивающих ее поверхностей (форма, мощность, поведение по простиранию и падению, ориентировка штрихов и зеркал скольжения, характер выполнения - брекчии, катаклазиты, милониты, ультрабластомилониты и др.);

6 - соотношение со слоистостью, сланцеватостью и трещиноватостью пород, со складками, а также с разрывами разных направлений;

7 - состав пород и условия залегания их на крыльях;

8 - связи (возможные) с соответствующими формами рельефа местности.

Элементы залегания поверхностей напластования, плоскостей контактов, структурных элементов слоистых толщ, складчатых сооружений и разрывных тектонических нарушений измеряются с помощью горного компаса и записываются в полевом дневнике в сокращенном виде (например, аз. пад. Сц $315^\circ \angle 45^\circ$). При вертикальном положении плоскости записывается азимут простирания ее - аз. прост. 270° либо - аз. прост. $270^\circ \angle 90^\circ$.

По возможности элементы залегания наносятся на карту фактического материала, на топокарту или на аэрофотоснимок.

Изучение взаимоотношений между геологическими телами подразумевает наблюдения над сочетаниями различных типов пород, условиями их залегания в обнажениях и на территориях и пространственно-временным расположением относительно друг друга (что выше, а что ниже; согласное или несогласное; что чего сечет; и др.). В конечном итоге, это приводит к выяснению относительной (исторической) последовательности формирования и преобразования геологических образований на исследуемой территории.

При изучении взаимоотношений между геологическими телами необходимо направлять внимание на выявление несогласий, что далеко не просто. Несогласия определяют не только пространственное, но и историческое соотношение разновозрастных, преимущественно слоистых горных пород. Они могут возникать как при участии, так и без участия тектонических процессов (движений). При обнаружении несогласия нужно попытаться дать следующие характеристики:

1 - признаки, по которым выявлено несогласие (угловое перекрытие, контрастный переход, наличие конгломератов, резкое различие в степени метаморфизма и др.);

2 - строение поверхности несогласия (конфигурация, наличие карманов или выступов, кор выветривания, ожелезненных зон и др.);

3 - состав и строение пород, залегающих выше и ниже поверхности несогласия, а также структурные элементы залегания их;

4 - вид несогласия (первичное, вторичное, стратиграфическое, структурное, параллельное, облекающее, прилегающее, угловое, литологическое, конседиментационное, тектоническое, локальное, региональное, азимутальное или картографическое и др.).

Несогласия фиксируют перерыв в осадконакоплении. Сравнительно легко устанавливается несогласие:

1 - если во время перерыва была структурная перестройка, тогда последующие (молодые) комплексы налегают с угловым несогласием;

2 - при налегании осадочных или эффузивных толщ на размытую поверхность более древних кристаллических (интрузивных или метаморфических) пород, и тогда можно видеть захороненный рельеф, карманы, сложенные корами выветривания или дезинтегрированными породами;

3 - при налегании лавовых покровов на осадочные, метаморфические или интрузивные породы.

Очень трудно выявляются несогласия между слоями близкого литологического состава и, когда они параллельные или согласно прилегающие.

Описание искусственных обнажений.

В районах с недостаточной обнаженностью с целью получения дополнительной информации и фактических данных используются искусственные обнажения - наземные (шурфы, канавы, карьеры, дорожные выемки и др.) и подземные (штольни, штреки и др.) горные выработки и буровые скважины. Правила документации искусственных обнажений аналогичны документации естественных обнажений. В канавах и шурфах документируются стенки и дно выработки, в карьере - стенки и, по возможности, уровневые срезы, в подземных выработках - стенки, дно, кровля и забой, а в скважинах - керн.

Буровая скважина - это выработка цилиндрической формы с небольшим поперечным сечением. Она имеет устье, ствол и забой. Боковая поверхность ствола - стенки ствола (скважины). Виды бурения: ручное (ударное, ударно-вращательное и вращательное) и механическое (вращательное дробовое, твердосплавное и алмазное). В большинстве случаев бурение ведется с отбором керна. Керн - это горные породы, поднятые из скважины буровой ложкой, змеевиком или желонкой при бурении в мягких и рыхлых породах, либо буровой трубой при механическом бурении. Основным недостаток кернового материала в качестве источника информации - перемешивание при бурении, неполная извлекаемость за счет истирания и вымывания, трудности при ориентировке керна и др. Описание керна ведется поинтервально с фиксацией всех наблюдаемых признаков, после чего составляется разрез по скважине. При возможности проведения каротажа скважины (геофизические методы исследования) разрез может быть уточнен.

Наблюдения над современными (и недавнего прошлого) геологическими процессами.

При геологическом картировании необходимо в общем виде фиксировать результаты геологических процессов давнего, недавнего прошлого и современных природных проявлений, а также следы проявлений, вызванных деятельностью человека. Это формы рельефа и образования, обусловленные:

- 1 - жизнедеятельности человеческой цивилизации;
- 2 - геологической деятельности рек, ручьев и временных потоков (водотоков) и моря (формы долин, террасы, пороги, водопады, конусы выноса, аллювий, пляжи и др.);
- 3 - гравитационного перемещения осадков и дезинтегрированных образований, а также солифлюкции (делювий, коллювий, оползни и др.);
- 4 - некоторые элементы эоловой аккумуляции;
- 5 - современного химического и физического выветривания (почвы, элювий, коры выветривания, делювий, продукты десквамации и др.);
- 6 - неотектонических движений (изостазии, землетрясений и др.);
- 7 - разных типов и этапов жизни озер и болот;
- 8 - деятельности ледника этапов экзарации (выпахивания), переноса и аккумуляции (формы - фиорды, бараньи лбы, друмлины, нунатаки, озы, камы; морена - боковая, срединная, внутренняя, конечная и донная; флювиогляциальные отложения - ленточные глины, косослоистые пески и т.д.). Древняя метаморфизованная морена (тиллиты) может быть обнаружена среди архейских и протерозойских метаморфизованных пород.

Как и при прочих описаниях обнажения и участков обнажений, в данном случае необходимо давать максимально детальное описание всех признаков - формы, строения, масштаба распространения, мощности, состава и т.д.

Кроме вышеуказанных процессов, к современным процессам относится деятельность подземных вод. Поэтому необходимо уметь давать качественную оценку проявлений подземных вод (напорные и безнапорные источники) и их возможный генезис и приуроченность. Качественная характеристика включает определение температуры, запаха, вкуса, наличие минерализации и выпадение осадков.

Опробование

При геологических работах существует большое число видов опробования:

1 – отбор образцов, сколков на шлифы и проб горных пород на химический, литологический, палеонтологический, радиологический и др. методы анализа;

2 - шлиховое опробование;

3 - гидрогеохимическое опробование;

4 - фитогеохимическое, зоогеохимическое, торфOMETаллометрическое, почвенное;

5 - металлометрическое, металлогеническое и др.

Виды и методика опробования, объем проб и требования к качеству проб обусловлены, в первую очередь, целью и задачами опробования и, во-вторых, степенью однородности и зернистости (кристалличности) пород. Например, для представительного анализа химического состава мелкозернистой, однородной породы достаточно штуфа весом 1-1.5 кг, а для выделения необходимого количества циркона (на определение его возраста *U-Pb* методом) из габбропироксенитов нужны сотни килограммов породы.

Шлиховое опробование (шлиховая съемка) - эффективный метод поискового опробования рыхлых подпочвенных пород, русловых отложений, кос, обрывов, речных террас, нижних частей бортов рек, конусов выноса и др. Направлено оно на выявление коренных месторождений и различных видов россыпей тяжелых металлов и минералов (сфена, хромита, золота и др.). Методика отбора проб при этом различная, но наиболее практичен путь - рекогносцировочные пробы, затем сгущение, а при положительных результатах - детализация и оконтуривание полезного объекта.

Из шлиховой пробы в несколько килограмм получается шликс весом 10-100 грамм. Шлиховую пробу промывают в деревянном специальном лотке или металлическом ковше.

Первая стадия промывки - удаление крупных галек и осторожное отмучивание глинистых частиц путем многократного ворошения материала в лотке (ковше) с водой.

Вторая стадия промывки - путем встряхивания и покачивания лотка с пробой в воде легкие частицы постепенно смываются через край лотка до получения «серого шлика».

Третий этап - наиболее ответственный - доводка шлика путем наиболее полного смывания оставшихся легких минералов. Затем шликс высушивается, высыпается в пакетик и нумеруется. При камеральной обработке шликс разделяется на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции, потом производится фракционирование в жидкостях по плотностным свойствам. После диагностики всех минералов оценивается их содержание в шликсе в процентах, а данные наносятся на карту шлихового опробования. Наиболее распространенные минералы в шликах (тяжелых шликах) на Кольском полуострове - гранат, пироксены, амфиболы и рудные (магнетит, титаномагнетит и др.).

Фитогеохимическое опробование составляет основу фитогеохимического метода поисков полезных ископаемых. Отобранный материал (опавшие и неопавшие листья, мох, определенные виды растений и т.д.) высушивается и сжигается. Оставшаяся зола затем анализируется. Содержание элементов выше фонового для этого материала и являются поисковыми признаками.

При гидрогеохимическом опробовании из проб воды объемом в 1 литр путем химических реагентов осаждаются растворенные в них соли, элементы и взвесь. Затем сливается чистая вода, осадок фильтруется, высушивается и взвешивается. После этого сухой остаток анализируется. Повышенное содержание того или иного элемента является, как и в предыдущем случае, положительным поисковым признаком.

При фитогеохимическом, гидрогеохимическом и некоторых других видах опробования необходимо (обязательно!) учитывать влияние промышленного загрязнения окружающей среды. Например, в пределах Кольского полуострова оно сильно проявлено вокруг предприятий городов Никеля, Мончегорска, Кировска и Апатитов. Данные по загрязнениям опубликованы во многих работах экологов КНЦ РАН.

Горные и буровые работы

Горные работы включают в себя производство закопшек, шурфов и канав. Они проводятся при геологической съемке в том случае, если обнаженность района плохая и мощности перекрывающих рыхлых отложений незначительны.

Буровые работы – это бурение картировочных неглубоких скважин, вскрывающих коренные породы. Они проводятся при геологической съёмке в том случае, если обнажённость района плохая и мощности перекрывающих рыхлых отложений не превышают первых десятков метров.

Заключительный этап полевых работ

Увязочные маршруты

Во время полевого периода должно быть выделено время на повторные (проверочные или заверочные) и увязочные маршруты. Естественно, что в первой половине полевых работ выявляются основы геологии района, и съёмка не всегда бывает достаточно полноценна.

Повторные маршруты проводятся в том случае, если где-то собрана неполноценная или неполная информация, что могло быть обусловлено объективными и субъективными факторами. Эти маршруты могут проводиться либо в процессе проведения геологосъёмочных работ, либо в конце полевого сезона.

Увязочные маршруты, также являются дополнительными и проводятся обычно в конце полевого сезона. К этому времени уже выявляются все участки с хорошей обнажённостью, где можно составлять опорные стратиграфические разрезы, проводить фаунистическое опробование, отбор проб для определения абсолютного возраста интрузивных и вулканогенных пород и составлять опорные схемы последовательности процессов. Увязочные маршруты направлены для решения всех неясных вопросов в рабочих схемах по стратиграфии, по фациальным изменениям толщ, по интрузивной деятельности и вулканизму, по схеме последовательности всех процессов (экзогенных и эндогенных). Увязочные маршруты также должны быть нацелены на разрешение спорных геологических вопросов, возникших между сотрудниками геологической партии и с соседними геологическими партиями по пограничным участкам (при групповой съёмке районов).

Составление стратиграфических разрезов

Качество геологической съёмки зависит от степени расчленения и обоснованности стратиграфического разреза и выяснения характера и последовательности всех эндогенных процессов (магматизма, метаморфизма, деформаций). В процессе работы строятся частные геологические разрезы и стратиграфические колонки, которые при наличии маркирующих горизонтов или границ дополняют друг друга. Сводный геологический разрез и сводная стратиграфическая колонка непрерывно уточняются, выявляются фациальные переходы и изменения в составе и мощностях всех стратиграфических единиц. Работа по составлению стратиграфического разреза заканчивается с окончанием полевого периода.

При горизонтальном и слабонаклонном залегании пород на работу по составлению стратиграфических разрезов большое влияние оказывает строение рельефа. Если рельеф слаборасчленённый необходимо прибегать к проходке шурфов и картировочных буровых скважин. *При наклонном залегании* пород с углами падения пород 8-10° и более на работу по составлению стратиграфических разрезов также в значительной степени влияет рельеф. Чем сильнее расчленён рельеф, тем легче составлять стратиграфический разрез. *При складчатом залегании* пород работа по составлению стратиграфических разрезов значительно усложняется. Только после выявления строения (структуры) района можно описывать последовательность слоёв в крыльях складки снизу вверх и сверху вниз, переходя от одной складки к другой, таким образом, наращивая разрез до максимально представительного. Общему пониманию последовательности и правильному определению мощностей отдельных стратиграфических единиц способствует построение частных геологических разрезов и прослеживание маркирующих горизонтов и границ от одной складки к другой.

Составление карты фактического материала и макета геологической карты

К концу полевого сезона должна быть готова карта фактического материала района работ, на которую постоянно выносились все наблюдения и данные, полученные в процессе геологической съёмки района. К концу полевого сезона также должен быть готов и предварительный макет геологической карты района с геологическими разрезами и стратиграфической колонкой.

Составление схемы последовательности процессов

Такие схемы или таблицы рекомендуется составлять для таких районов, которые претерпели складчатые и разрывные деформации, метаморфизм и ультраметаморфизм, в которых проявлялись неоднократно магматические процессы (вулканизм, магматизм). Последовательность процессов вначале устанавливается на отдельных обнажениях, затем - на участках. При наличии маркирующих образований, границ или процессов, частные схемы коррелируются и составляется сводная схема для всего района работ. Она не будет означать того, что все выявленные процессы должны были проявляться на всей территории.

Составление информационного геологического отчета

Информационный отчет должен отражать итоги полевого сезона, содержать все полевые материалы (дневники, фотографии, зарисовки, каталоги и др.), карты фактического материала и предварительный макет геологической карты. Информационный отчет после возвращения из района полевых работ представляется комиссии по приёмке полевых материалов, а затем защищается старшим геологом или начальником партии на НТС (научно-техническом совете) геологической организации, от которой производились геолого-съёмочные работы.

8.4. Камеральный период геологосъёмочных работ

Камеральный период является заключительным этапом геологической съёмки. Проводится он после окончания полевых работ и включает:

- 1 - оформление и обработка полевого геологического материала (образцов, шлифов, аншлифов, разнообразных проб) и составление журнала (каталога) образцов и проб и др.;
- 2 - построение графических приложений (карты, схемы, зарисовки, фотографии и др.);
- 3 - составление геологического отчета.

8.4.1. Обработка и оформление полевого фактического материала.

Все образцы, собранные во время полевых маршрутов, тщательно изучаются и систематизируются. Горные породы систематизируют по генезису, минералы - по химическим классам, а окаменелости - по их таксономической принадлежности. Каждый образец после окончательной диагностики укладывается в коробочки или ящики. На образце горной породы должен быть написан номер. К каждому образцу прикладывается этикетка. Мелкие кристаллы, окаменелости и сыпучие породы хранятся в пробирках или баночках, закрытых пробками или крышками. Все сведения о каменном материале заносятся в специальный журнал.

Журнал (каталог) образцов (форма №2) предназначен:

- 1 - для регистрации всего отобранного каменного материала - образцов, проб, сколков на шлифы и т.д.;
- 2 - для фиксации проведенных с этим материалом исследований и работ (изготовление шлифа, дробление и истирание проб, химический анализ проб исследование монофракций и т.д.).

Журнал (каталог) образцов (Форма №2)

Левая сторона развернутого листа.

№п/п	№ образца, № шлифа № пробы	Место взятия образца, номер обнажения, географическая привязка	Название геологического тела (свита, толща, слой, массив, дайка и др.) из которой взяты образец, шлиф, проба	Полевое определение породы
1	2	3	4	5

Правая сторона развернутого листа.

Камеральное определение породы	Назначение образца, (пробы и др.) и выполненные работы с ними					Примечание
	шлиф	аншлиф	выделение монофракций минералов	хим. анализ	физ. свойства	
6	7	8	9	10	11	12

Наиболее пригодны для журнала образцов амбарные книги либо большие общие тетради в линейку или в клетку. На первой странице журнала записывается информация - когда начат и окончен журнал, номера образцов (от - до) и фамилия ведущего журнал исследователя. Фиксация информации производится на развернутом листе по форме, указанной ниже (форма №2). На титульном листе указывается организация и район работ.

8.4.2. Построение графических приложений.

В камеральный период выполняются графические приложения к геологическому отчету. Это - обзорная мелкомасштабная геологическая карта района работ, схема сопоставления отложений и сводная стратиграфическая колонка со значениями возрастов пород, полученными геохронологическими методами, крупномасштабная и детальные геологические карты района и участков практики, геологические профили или разрезы, рисунки, фотографии и схемы.

Обзорная мелкомасштабная геологическая карта района практики копируется из опубликованных материалов. На ней указываются участки полевых работ, маршрутные и экскурсионные пересечения, точки наблюдения разрозненных обнажений и т.д. Если масштаб карты не позволяет вынести эти данные, то делается карта фактического материала в более крупном масштабе.

Схема сопоставления отложений составляется в том случае, если в процессе работ выявлено (описано) большое количество представительных в стратиграфическом отношении разрезов, требующих увязки между собой. Составляются вначале частные, а затем сводная стратиграфическая колонка. Если этого сделать нельзя по причине недостаточности информации, то используются уже опубликованные стратиграфические колонки с привязкой описанных фрагментов к ним.

Частные колонки строятся по материалам изучения обнажений и участков. Они вычерчиваются на миллиметровой бумаги в едином масштабе, который выбирается в зависимости от возможности и детальности расчленения отложений (горных пород) и их мощности. Каждая колонка представляет собой следующее. Миллиметровка расчерчивается на вертикальные столбцы. В левом столбце графическими (или цветом) знаками рисуются литологические разновидности либо петрографические типы пород в порядке нарастания разреза сверху вниз (т.е. от молодых к древним). Мощность слоев разных типов пород указывается в масштабе. Границы между слоями с согласным залеганием показываются прямыми линиями, а с несогласным - волнистыми. Если взаимоотношения пород не ясны, оставляется пробел с вопросом. Слева - направо от колонки с литологией в вертикальных столбцах против каждой разновидности указываются номера образцов, мощности слоев в метрах, название породы, наименование толщ, свит, комплексов. Сверху над колонкой указывается ее географическая привязка.

После сравнительного анализа частных колонок по литологическому составу (и комплексам ископаемых органических остатков, если они есть), последовательности расположения пород, их возрасту и взаимоотношениям устанавливается относительная последовательность всех распространенных в районе практики горных пород, фациальная и мощностная изменчивость и соотношение с региональной стратиграфической схемой. Эти данные позволяют составить сводную стратиграфическую колонку.

Сводная колонка отражает стратиграфию района работ в обобщенном виде и характеризуется следующими особенностями. Слева от литологической (петрографической) колонки приводятся названия подразделений более крупных рангов (верхний архей, нижний протерозой, верхний протерозой, названия комплексов, горизонтов, свит), границы между эратемами, системами и отделами рисуются жирными линиями, а границы свит и др. более мелких подразделений - тонкими. Справа от колонки

указывают варьирующие значения мощностей, и добавляется графа "Характеристика пород", где дается краткое описание отложений (горных пород) с основными характеристиками. Для всех колонок обязательно приводится заголовок, масштаб и условные обозначения.

Геологические разрезы выполняются по наблюдениям в ходе маршрутных пересечений и опубликованным геологическим картам района практики. Они должны иметь название, вертикальный и горизонтальный масштабы, ориентировку разреза с указанием азимутов простирания плоскости профиля на его концах и в точках перегиба, соответствие со сводной стратиграфической колонкой и расшифровку всех условных обозначений, выполненных цветовыми, штриховыми, цифровыми и буквенными знаками.

Составление стратиграфических колонок и геологических разрезов - дело далеко не простое, особенно если район съёмки сложен интенсивно и многократно метаморфизованными и деформированными породами архея и протерозоя. Здесь крайне редки находки первичных текстур и структур, первичного ненарушенного залегания, признаков "верха-низа" пород и т.д. Поэтому построенные колонки этих районов будут отражать, в первую очередь, наблюдаемое чередование пород в обнажении, в серии обнажений и на участке. Определение же истинной последовательности пород требует комплексных высококвалифицированных исследований - структурных, тектонических, метаморфических, радиологических и т.д.

8.4.3. Составление отчета.

После завершения камеральной обработки полевых материалов составляется отчет о результатах геологических работ. Геологический отчет должен быть написан грамотно, чисто, лаконично и содержать основные сведения о геологическом строении и полезных ископаемых района съёмки. Он состоит из текста и графических приложений.

Текст составляется по следующей схеме. На титульном листе указывается наименование организации, выполнившей работы, название работы, фамилии и инициалы составителей отчёта, а также место и год написания отчета. На первой странице дается оглавление с указанием авторства глав отчета. Отчет, как обычно, состоит из восьми глав, введения и заключения.

Введение. Во введении указываются цели и задачи работ, географическое и административное положение района работ, объем выполненных полевых и камеральных работ.

Гл. I. **Географический очерк.** В нем приводится орогидрография, климат, животный и растительный мир района, характер обнаженности, население, пути сообщения и общие сведения об экономике района.

Гл. II. **Геоморфология.** Дается описание форм и типов рельефа района работ, их морфологическая и генетическая классификация.

Гл. III. **Гидрогеология.** В этой главе приводятся обобщенные сведения о подземных и поверхностных водах и их геологической деятельности.

Гл. IV. **Стратиграфия.** В этой главе дается подробная характеристика всех выделенных в районе региональных и местных стратиграфических подразделений, начиная с древнейших и заканчивая современными. Особое внимание уделяется обоснованию их возраста. Рекомендуются привести зарисовки и описания опорных обнажений, иллюстрирующих взаимоотношения пород или специфику их состава и строения.

Гл. V. **Магматизм.** Здесь описываются только интрузивные образования. Вулканогенные породы должны быть описаны в четвертой главе. При описании магматических интрузивных пород соблюдается их возрастная последовательность от древних к молодым. Приводится материал о распространенности, внутреннем строении, морфологии и условиях залегания интрузивных тел.

Гл. VI. **Тектоника.** В этой главе приводятся наблюдения по условиям залегания пород, характеристике складчатых и разрывных нарушений и других проявлений

тектоники - кливажа, трещиноватости и т.д. По возможности, приводится связь рельефа с тектоникой и общие выводы о движениях земной коры в геологическом прошлом.

Гл. VII. **Полезные ископаемые.** В этой главе дается краткий перечень металлических и неметаллических полезных ископаемых - месторождения или проявления, вид полезного ископаемого и использование.

Гл. VIII. **История геологического развития.** В этой главе излагаются в возрастной последовательности (от древних к молодым) все экзогенные и эндогенные процессы, сформировавшие структурно-вещественный облик района.

Заключение. В заключении приводятся основные итоги работы, подчеркивается всё принципиально новое, и намечаются возможные задачи дальнейших исследований.

В конце отчета приводится **список использованной литературы** при написании отчета. Список составляется в алфавитном порядке.

Геологический отчет, графические приложения, нетекстовые приложения (дневники, каталог образцов, коллекции каменного материала, неиспользованные в отчете зарисовки и фотографии и пр.) прилагаются в отдельной папке. Окончательный отчет подписывается всеми авторами, после чего отдается на проверку и на рецензию. В назначенное время отчет защищается в определённых инстанциях перед комиссией или на НТС (научно-технических советах) головных организаций.

Литература

(использованная при составлении учебного пособия
и рекомендуемая к самостоятельным занятиям студентов)

- Абрамович И.И. (редактор). Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях, Методические рекомендации. – Л., 1991. -
- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во Московского университета, 1966. – 348 с.
- Аплонов С.В. Геофизический анализ эволюции литосферы (учебное пособие). – С-Пб.: изд. С-ПбГУ, 1998. – 92 с.
- Аэрометоды геологических исследований /Под. ред. А.И. Виноградовой. - Л., Недра, 1978. - 208 с.
- Балаганский В.В. Тектоностратиграфический террейн-анализ как основа для тектонического районирования / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: в 3-х томах. Том I «Геология, геохронология, геодинамика». – Апатиты: изд МУП «Полиграф», 2002. – С. 44-56.
- Белоусов В.В. Структурная геология: учебное пособие. 3-е издание, переработанное и дополненное. М., изд-во МГУ, 1971, 277 с.
- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., 1989.
- Биллингс М.П. Структурная геология (перевод с английского). - М.: изд. Иностранной литературы, 1949. – 431 с.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. – М.-Л., Госгеолтехиздат, 1946. - 212 с.
- Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. – М., Наука, 1974. - 318 с.
- Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. – М., Наука, 1974. - 318 с.
- Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. – Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 119. - 258 с.
- Бурдэ А.И. Теоретические основы и методика выбора рационального комплекса методов при геологосъемочных и поисковых работах. – Л., Недра, 1978. - 143 с.
- Геологическая съёмка в областях развития метаморфических образований. - Л.: изд. «Недра», 1972. – 376 с.
- Геологическая съёмка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. – СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1996. – 416 с.
- Геологические структуры (под ред Т.Уемуры и Ш.Мицутани, перевод с анлийского Е.Н. Толстой). – М.: Недра, 1990. 292 с.
- Геологический словарь. – М.: Недра, 1973. Т.2. – 456 с.
- Грачёв А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики. // Физика земли, 2000, №4. – С. 3-37.
- Добрецов Н.Л. Метаморфические фации и формации. – Новосибирск, Новосибир. ун-т, 1980. - 91 с.
- Донских В.В., Зелепугин В.Н., Кронидов И.И. Методика геологической съёмки древних вулканов. – Л., Недра, 1980. - 278 с.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М., 1985.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. – М.: Недра, 1979. – 311 с.
- Клоос Э. Линейность. // Вопросы структурно геологии (Перевод с английского Н.Е.Галдина под ред. Г.А.Ажгирея). – М.: Изд. Иностранной литературы, 1958. - С. 7-95.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. – М., Недра, 1967. - 331 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. – М.: Недра, 1983. – 536 с.
- Кудрин С.Н. Значение будинажа при картировании немых толщ докембрия // Тектоника Сибири. Т. VIII. – Новосибирск: Изд. Наука, 1980. –
- Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретации косои слоистости. – Л., Недра, 1968. - 126 с.
- Кушнарёв И.П. Методы изучения разрывных нарушений. – М., Недра, 1977. - 248 с.
- Кушнарёв И.П., Кушнарёв П.И., Мельникова К.М. Методы структурной геологии т геологического картирования. – М.: «Недра», 1984. – 375 с.
- Лучницкий И.В. Палеовулканология. – М., Наука, 1985. - 276 с.
- Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография /Под. ред. В.И. Гоньшаковой. - М., Наука, 1983. - 367 с.
- Магматические формации СССР / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др. - Л., Недра, 1979, т.1. - 320 с.; т.2. – 280 с.
- Макдональд Г. Вулканы. – М., Мир, 1975. -431 с.
- Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. – М., Наука, 1975. - 256 с.
- МартыновЕ.В., Предовский А.А. Автоматизированная система моделирования первичного минерального состава метаморфитов – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1990. –
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. – М., Мир, 1971. - 328 с.

- Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. - М., Наука, 1983. - 280 с.
- Методика геологического картирования метаморфических комплексов (Под ред. В.А. Николаева). - М., Госгеолтехиздат, 1957. - 450 с.
- Методика картирования метаморфических комплексов /Отв. ред. Н.Л. Добрецов. - Новосибирск, Наука, 1980. - 152 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.1. Геологическая съемка в районах развития осадочных пород /В.Н. Кондитеров, В.А.Бобров, А.И. Бурдэ и др. - Л., Недра, 1969. - 328 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.2. Геологическая съемка вулканогенных образований /В.В. Донских, В.Н. Зелепугин, В.Ф. Николаев и др., - Л., Недра, 1971. - 400 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.3. Геологическая съемка интрузивных образований /В.М. Немцович, В.Ф. Николаев, Т.В. Перекалина и др. - Л., Недра, 1972. - 320 с.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.4. Геологическая съемка районов развития метаморфических образований /В.И. Васильева, М.А. Черноморский, В.М. Будько и др., - Л., Недра, 1972. - 376 с.
- Методические указания по составлению обзорных палеовулканологических карт масштаба 1:50 000 / Н.А.Румянцева, В.В. Донских, В.Л. Масайтис и др. - Л., Недра, 1982. - 21 с.
- Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.5. Геологическая съемка в районах развития траппов Сибирской платформы /А.А.Рябченко, Н.Н. Васильева, Н.Г. Ключанский и др. - Л., Недра, 1983. - 208 с.
- Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.6. Геологическая съемка сложнодислоцированных комплексов /В.Д. Вознесенский, Н.В. Горлов, А.В. Доливо-Добровольский и др. - Л., Недра, 1980. - 239 с.
- Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.14. Геологическая документация при геологосъемочных и поисковых работах /А.И. Бурдэ, А.А. Высоцкий, А.Н. Олейников и др. - Л., Недра, 1984. - 270 с.
- Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.16. Изучение тектонических структур. - Л., Недра, 1984. - 287 с.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000 /Под ред. А.С. Кумпана. - Л., Недра, 1974. Т.1. - 520 с.; изд. 2-е, 1978, т.1. - 503 с.; т.2. - 278 с.
- Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. - Л., Недра, 1987. - 308 с.
- Методы изучения осадочных пород. Т.1,2. /Ред. М. Страхов. - М., Госгеолтехиздат, 1957. - 563 с., - 600 с.
- Методы изучения тектонических структур. Вып. 1,2. - М., Изд-во АН СССР, 1960. - 340 с.
- Митрофанов Ф.П. Плюмовые процессы с позиций общей и региональной геологии. / Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Том 2. - М.: ГЕОС, 2003. - С. 60-62.
- Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование: учебное пособие. 4-е издание. М., Недра, 1984, 464с.
- Михайлов А.Е., Рамм Н.С. Аэрометоды при геологических исследованиях. - М., Недра, 1975. - 276 с.
- Музафаров В.Г. Определитель минералов и горных пород. - М., Просвещение, 1968. - 174 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. - Л., 1980. -
- Немец Ф. Ключ к определению минералов и пород. Пер. с чешского. - М., Недра, 1982. - 173 с.
- Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1:50 000 (1:25 000) /Под. ред. В.Д. Вознесенского. - Л., Недра, 1977. - 115 с.
- Основные требования к содержанию и оформлению опорных легенд к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:50 000. - Л., 1985. - 28 с.
- Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. Изд. 2-е /Под. ред. В.В.Белоусова и В.В. Эза. - М., Недра, 1977. - 272 с.
- Питулько В.М., Резников И.Н., Ульянов Н.К. Литохимические методы съемки и поисков. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып.15). - Л., Недра, 1985. - 223 с.
- Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). - Пермь, Изд-во Пермского ун-та, 1971. - 217 с.
- Пожиленко В.И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья. // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФ АН СССР, 1984. С. 56-63.
- Пожиленко В.И. Методические указания (по учебной геологической практике для студентов специальности 553200 «Геология и разведка полезных ископаемых»). Мурманск, изд. МГТУ, 2000. - 41 с.

- Пожиленко В.И.* Определение аналогов и первичной природы метаморфических пород на основе применения метода проверки гипотезы об однородности результатов измерений и сопоставления коэффициентов «сродства». // Литохимия в действии (Материалы II-ой Всероссийской школы по литохимии) – Сыктывкар: изд. «Геопринт», 2006. – С. 11-13.
- Пожиленко В.И.* Псевдопсефиты раннего докембрия: типизация и диагностика (западная часть Кольского региона). // Материалы международной научно-технической конференции «Наука и образование – 2006» – Мурманск: МГТУ, 2006, компакт-диск. – С. 327-332.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области (под редакцией Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И.). – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2002. – 359 с.
- Полевая геология: Справочное руководство. В 2 кн. (Под ред. В.В.Лаврова, А.С.Купмана). – Л.: Недра, 1989. – Кн. 1: 400 с. Кн. 2: 455 с.
- Попов В.И., Запроматов В.Ю.* Генетическое учение о геологических формациях. – М., Недра, 1985. – 457 с.
- Практическая стратиграфия /Под ред. И.Ф. Никитина, А.И. Жамойды. – Л., Недра, 1984. – 320 с.
- Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. – Л., 1980. –
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. – М, Мир., 1964. – 437 с.
- Родыгин А.И.* Динамометаморфические горные породы. – Томск: Изд. ТГУ, 2001. – 356 с.
- Руководство по изучению новейших отложений (сопряженный анализ новейших отложений). – М., Изд-во МГУ, 1976. – 310 с.
- Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования /В.И.Попов, С.Д. Макарова, Ю.В. Станкевич и др. – Л., Госгеолтехиздат, 1963. – 713 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. – М.: изд. МГУ, 1991. – 446 с.
- Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию: перевод с англ. (под ред. Ю.Е. Погребницкого). – Л.: «Недра», 1981. – 367 с.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия. – Л., Недра., 1979. – 421 с.
- Судовиков Н.Г.* Будинаж и его значение в петрологии // Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.7, 1957.
- Теодорович Г.И.* Учение об осадочных породах. – Л., Гостоптехиздат, 1958. – 570 с.
- Тохтуев Г.В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. – Киев: Изд. «Наукова Думка», 1972. – 122 с.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. – М., Мир, 1970. – 552 с.
- Фаворская М.А.* Принципы изучения эффузивных образований в процессе их картирования. – В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. – М., Госгеотехиздат, 1960. – 342 с.
- Файер У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. – М., Иностран. лит., 1962. – 350 с.
- Фации метаморфизма /Под ред. В.С. Соболева, - М., Недра, 1970. – 432 с.
- Физические основы и технические средства аэрометодов. – М., Наука., 1967. – 128 с.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М., 1989.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). – М.: Недра, 1995. – 190 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: изд. МГУ, 1995. – 480 с.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е.* Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. – Л., Недра., 1967. – 315 с.
- Черноморский М.А., Васильева В.И.* Главнейшие вопросы методики изучения метаморфических образований при крупномасштабной геологической съемке. – Л., Недра, 1976. – 40 с.
- Шванов В.Н.* Песчаные породы и методы их изучения. – Л., Недра, 1969. – 246 с.
- Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. – М., Иностран. лит., 1950. – 561 с.
- Штейнберг Д.С.* О классификации мигматитов. – М., Недра, 1985. – 160 с.
- Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. – М.: Изд. «Недра», 1978. – 191 с.
- Dover J.H.* Problems of terrane terminology – Causes and effects // Geology. 1990. V.18. No.6. P. 487-488.
- Hamilton W.B.* On terrane analysis // Phil.Transakt. Royal Soc. Lond. 1990. A331. No. 1620. P. 511-522.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. // Nature. 1997. V.385. – P. 219-229.
- Jones D.L., Howell P.G., Coney P.J., Monger J.W.* Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. M. Hashimoto and Uyeda (Eds.) Terra Scientific Publishing Company/Tokyo and D. Reidel Publishing Company/Dordrecht, etc. 1983. – P. 21-35.
- Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. – P.42-45.

Приложения

Приложение №1

