А. Е. МИХАЙЛОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ



А. Е. МИХАЙЛОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

ИЗДАНИЕ ЧЕТВЕРТОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов геологических
специальностей вузов

4121



МОСКВА «НЕДРА»
1984



551.26+550.8

УДК 551.1+550.8 : 528

Михайлов А. Е. *Структурная геология и геологическое картирование.* Учеб. пособие для вузов. — 4-е изд., перераб. и доп. — М.: Недра, 1984. 464 с.

Рассмотрены формы залегания горных пород в земной коре, их происхождение и соотношения во времени и в пространстве. Изложены методы изучения и картирования земной поверхности, уделено внимание применению дистанционных методов. Описаны формы залегания эффузивных, интрузивных и метаморфических пород, характеризуются основные структурные элементы земной коры. Рассмотрены главнейшие методы составления геологических карт в зависимости от их назначения и масштаба. В четвертое издание (3-е изд. — 1973) введены новые разделы: геологическое дешифрирование космофотоснимков, структуры океанического дна, описание рифтогенных и кольцевых структур.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Табл. 6, ил. 331, список лит. — 26 назв.

Рецензент — проф. *В. Г. Тихомиров* (МГУ).

АЛЕКСАНДР ЕВГЕНЬЕВИЧ МИХАЙЛОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Издание четвертое, переработанное и дополненное

Редактор издательства В. И. Макеев
Переплет художника В. В. Овчинникова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор О. Ю. Трепенок
Корректор Г. Г. Большова

ИБ № 5366

Сдано в набор 24.10.83. Подписано в печать 22.12.83. Т 24310. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага кн.-журнальная. Усл. печ. л. 29,0. Усл. кр.-отт. 29,0. Уч.-изд. л. 31,40. Тираж 11 000 экз. Заказ 1643/9196-1. Цена 1 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

М $\frac{1904030000-067}{043(01)-84}$ 116—84

© Издательство «Недра», 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Четвертое издание настоящей книги по сравнению с третьим претерпело значительные изменения. В связи с выделением в учебных планах вузов и университетов курса «Геологическая интерпретация геофизических данных» и изданием по этому курсу специальной литературы отпала необходимость помещать в книге материалы по геофизике. Усилившееся за последние годы внимание к изучению региональных геологических структур побудило автора выделить специальный раздел, в котором помимо характеристики традиционных структур складчатых и платформенных областей приведены новые материалы по эпиплатформенным орогенным областям, глубинным разломам, покровам, рифтогенным и кольцевым структурам. Значительно переработано и дополнено новейшими данными описание древнейших образований земной коры континентов (палеохрона). Расширены части глав, касающиеся использования основ механики деформаций горных пород для решения конкретных задач, связанных с возникновением и развитием различных дислокаций.

Изменения коснулись раздела по организации и методике проведения геологического картирования. Главы этого раздела приведены в соответствие с последними требованиями к составлению геологических карт и объяснительных записок к ним.

Обновлен и увеличен иллюстративный материал и восстановлены некоторые приложения, необходимые для выполнения студентами лабораторных работ.

Автор благодарит В. Г. Тихомирова и М. М. Москвина за данные ими полезные советы, в значительной степени улучшающие книгу, а также авторов многочисленных отзывов на третье издание книги, чьи критические замечания учтены в настоящем издании.

ЧАСТЬ I

ВВОДНАЯ

Глава 1

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

К числу старинных промыслов в Древней Руси относились добыча соли из подземных рассолов, ломка строительного камня, добыча ценных минеральных красок, разработка и плавка железных руд. Еще в 1584 г. в Московском государстве было образовано централизованное управление по обработке естественных строительных материалов под названием «Государев Приказ каменных дел». Развитие отраслей горного дела на Руси привело к зарождению поискового дела с некоторыми элементами научной системы наблюдений.

Толчком к расширению поисков новых руд и развитию горного дела в самом начале XVIII в. явилась потребность в организации хорошо вооруженной армии для обороны страны. Осенью 1700 г. Петр I учредил «Приказ рудокопных дел». К середине XVIII в. были открыты богатые месторождения железа и меди на Урале, серебра и свинца на Алтае и в Забайкалье, каменного угля на территории современного Донбасса.

История развития горного дела в России связана с именем М. В. Ломоносова. В своих известных геологических работах «О слоях земных» и «Слово о рождении металлов от трясения Земли» в конце 50-х годов XVIII в. М. В. Ломоносов положил начало науке о строении земной коры — тектонике и ее разделу — структурной геологии. В ней мы находим описание пластов, слоистости, складок и разрывов горных пород.

Период с 1765 до 1775 г. в истории отечественной науки известен как время знаменитых академических экспедиций. Экспедиционными работами была охвачена огромная территория, включающая Южный Урал, Алтай, Северный Казахстан, Прикаспийские районы, Прибайкалье, Крым, отчасти Кавказ, Камчатку и Сибирь.

В 1774 г. в Петербурге было открыто Высшее горное училище, впоследствии преобразованное в Горный кадетский корпус, а затем в Горный институт.

Первая из известных карт*, на которой условными знаками изображалось распространение горных пород и минералов, составлена в 1644 г. во Франции Кулоном. В 1684 г. англичанин Листер

---

* По Б. П. Высоцкому.

предложил разновидности пород обозначать на картах различными цветами.

В Англии в 1743 г. Пакс составил карту с указанием на ней распространенных горных пород, переданных с помощью красок и буквенных обозначений. К карте прилагалось объяснение примененных условных знаков.

В 1743 г. француз Геттер издал геологическую (или, как тогда называли, геогностическую) карту Франции, Англии и Германии, приведя на ней выходы отдельных разновидностей горных пород, а также руд и минеральных источников.

К середине XVIII в. относится появление первых геологических (геогностических) карт в России, хотя старинные «чертежи» и планы заводов и рудников, а также карты месторождений руд и других полезных ископаемых составлялись и значительно раньше. Одной из первых геологических карт, появившихся в нашей стране, была рукописная карта, составленная Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым в 1789—1794 гг. в масштабе 1 : 120 000 для Восточного Забайкалья. На ней выделено девять разновидностей осадочных и изверженных пород.

Настоящие геологические карты, основанные на прослеживании слоев на местности и последовательности их наслоения с попытками расчленения по возрасту на основании находок руководящих окаменелостей, начали появляться лишь в начале XIX в.

Определение относительного возраста и нормальной последовательности осадочных напластований, слагающих земную кору, стало возможным после исследований В. Смита в Англии и Ж. Кювье во Франции. В. Смит установил, что изучение состава органических остатков позволяет выяснить последовательность слоев, отвечающую хронологическому порядку отложения их на дне моря. Тем самым было положено начало развитию новой ветви стратиграфии — биостратиграфии. В 1799 г. им была составлена «Шкала осадочных образований Англии», а уже начиная с двадцатых годов XIX в. в Англии, Франции и России предпринимаются попытки составления сводной геохронологической шкалы.

Одной из наиболее удачных работ такого рода явилась шкала петербургского профессора Д. И. Соколова. В 1834 г. Д. И. Соколов обратился в Ученый комитет по горной и соляной части с предложениями об улучшении качества работ по составлению геологических карт. В своих предложениях Д. И. Соколов указал также на необходимость подготовки материалов для составления в будущем сводных геологических карт и описаний на основании данных, полученных в отдельных горных округах.

Начатые по инициативе Д. И. Соколова в 1834 г. систематические работы по геологической съемке горных округов и сбору материалов для составления сводных карт дали заметные научные результаты, причем постоянный контроль и консультации крупнейших специалистов обеспечили высокое качество этих работ.

С 1835 г. начинается регулярное поступление новых карт в Штаб корпуса горных инженеров, что дало возможность в 1839 г.

поставить вопрос о составлении общей геологической карты горных округов. Первый такой опыт был осуществлен Г. П. Гельмерсеном, опубликовавшим в «Горном журнале» (№ 4, 1841 г.) «Генеральную карту горных формаций Европейской России».

В 1840 г. в Россию приглашаются английский геолог Р. И. Мурчисон и французский палеонтолог Э. Вернейль. Совместно с русским геологом А. А. Кайзерлингом они обобщили обширный фактический материал, накопленный к тому времени в горных округах Европейской России и Урала. Работа закончилась в 1845 г. и впервые была опубликована на английском (I том) и французском (II том) языках. В 1846 г. А. Д. Озерский перевел эти книги на русский язык. При переводе были внесены дополнения и изменения геологического характера и сделаны примечания с указанием на главнейшие русские первоисточники. Фундаментальная сводка Р. И. Мурчисона, Э. Вернейля и А. А. Кайзерлинга в переработанном А. Д. Озерским варианте явилась крупным вкладом в науку и в течение многих лет служила справочным руководством при изучении геологического строения Европейской России. Дальнейшие региональные геологические исследования проводились главным образом посредством периодически организуемых экспедиций с публикацией отчетов об их результатах.

С расширением геологических работ и важными практическими и теоретическими открытиями геологов в ряде стран возникла необходимость в организации Международного геологического конгресса. Первая сессия МГК проведена в Париже в 1878 г. На второй сессии, состоявшейся в 1881 г. в Болонье, был проведен конкурс на лучшую работу по выработке условных знаков к геологическим картам и разрезам, в которых до этого времени существовал большой разнобой. Что касается схемы стратиграфических подразделений, было принято предложение русского комитета по унификации номенклатуры, возглавляемого А. А. Иностранцевым; предлагалось ввести такие известные теперь подразделения, как группа, система, отдел, ярус. На сессии получило поддержку предложение А. П. Карпинского окрашивать на картах триасовую систему фиолетовым, юрскую — синим, меловую — зеленым и третичную — желтым цветом.

На болонской сессии конгресса было решено приступить к составлению Международной геологической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000. В связи с этим русским геологам требовалось в короткий срок представить сводку материалов по всей обширной территории России.

В январе 1882 г. в системе горного ведомства создан Геологический комитет — первое специальное государственное геологическое учреждение России. Директором комитета был Г. П. Гельмерсен, которого в 1885 г. сменил А. П. Карпинский. Геологическому комитету передавалось руководство всеми геологическими работами и, в частности, геологической съемкой. Работа комитета началась с составления «Общей десятиверстной геологической карты Европейской России». Территория, подлежащая съемке, была раз-

делена на 170 листов с площадью каждого из них около 55 000 км².

Последующий рост горнодобывающей промышленности и строительство железных дорог вызвали широкое развитие геологических работ на востоке России.

С 1892 г. началось составление детальных геологических карт Донецкого каменноугольного бассейна в масштабе 1 : 42 000. Работами руководил Л. И. Лутугин, позднее П. И. Степанов. При составлении листов карты применялся метод прослеживания маркирующих пластов на местности и инструментального нанесения их на планшеты. В качестве маркирующих на картах указаны пласты угля, известняка и песчаника. Каждый из них обозначен особым индексом и имеет точное положение в стратиграфическом разрезе. По детальности изображений и точности построения эти карты в то время не имели себе равных.

В начале текущего столетия особенное внимание обращается на составление полноценных детальных карт горнопромышленных районов. Из проведенных работ большое практическое значение имели геологические съемки на Апшеронском полуострове. В 1904 г. Д. В. Голубятников, руководивший съемками, издал «Атлас по нефтеносной площади Биби-Эйбата» в масштабе 1 : 4200.

В результате работы Геологического комитета на 1 января 1918 г. геологической съемкой всех масштабов было покрыто 30,3% общей площади России. Из этого количества съемки масштаба 1 : 200 000 составляли около 2,2%, а съемки масштаба 1 : 100 000 и крупнее — всего лишь около 0,2% площади России; таким образом, 70% всей территории России в геологическом отношении оставалось совершенно неизученной.

Победа Великой Октябрьской социалистической революции создала в нашей стране новые условия для развития геологии, как и всех других отраслей науки. Геологический комитет сразу же после революции должен был во много раз расширить объем своих исследований. В соответствии с требованиями бурно развивающейся промышленности страны он был реорганизован сначала в Главное геологоразведочное управление при ВСНХ (позже при Наркомате тяжелой промышленности), а затем в Комитет по делам геологии при Совнаркоме СССР.

За первые 20 лет Советской власти (на 1 января 1938 г.) территория СССР была покрыта геологической съемкой всех масштабов на 50%, в том числе в масштабе 1 : 200 000 на 6,8% и в масштабе 1 : 100 000 и крупнее на 2,8%.

В июле 1937 г. в Москве состоялась XVII сессия Международного геологического конгресса, проходившая под председательством академика И. М. Губкина. На сессии была продемонстрирована первая сводная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, составленная под редакцией Д. В. Наливкина. В 1941 г. под его же редакцией издана геологическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000, уточнявшаяся и дополнявшаяся при последующих изданиях.

В 1946 г. на базе Комитета по делам геологии было создано Министерство геологии, основными функциями которого являлись обеспечение минеральным сырьем нашей промышленности, комплексное геологическое изучение и геологическое картирование территории СССР, составление и издание сводных геологических карт и карт полезных ископаемых как в целом по СССР, так и по отдельным районам. Министерство геологии осуществляет научно-методическое руководство и координацию работ по геологическому картированию, ведет работы по изучению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и быстрейшему их выявлению.

Большое значение для развития геологии нашей страны и в особенности для составления геологических карт и карт прогноза полезных ископаемых имели изданные сводки материалов по стратиграфии и палеонтологии СССР, исторической геологии и тектонике. Немалая роль в этих работах принадлежит институтам Академии наук СССР.

Обобщающие геотектонические работы появились в начале 30-х годов и связаны с именами Д. С. Белянкина, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других исследователей. В 1952 г. опубликовано первое издание тектонической карты СССР в масштабе 1 : 4 000 000, составленной под руководством Н. С. Шатского. В 1956 г. вышло второе издание этой карты в масштабе 1 : 5 000 000, удостоенной Ленинской премии.

При плодотворном сотрудничестве советских и зарубежных геологов в 1964 г. издана тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000, а в настоящее время опубликовано ее второе издание. Советскими геологами под руководством А. Л. Яншина составлена тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. В 1966 г. опубликована тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000, в последующие годы — тектонические карты для всех крупных регионов нашей страны.

Большое значение для геологической съемки и изучения полезных ископаемых имеют инструкции по организации и проведению геологосъемочных работ масштабов 1 : 200 000; 1 : 100 000; 1 : 50 000 и 1 : 25 000, а также инструкции по подготовке к изданию геологических карт масштаба 1 : 1 000 000; 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Этими инструкциями унифицированы требования и кондиции геологических карт и карт полезных ископаемых, введены единые условные знаки и новые правила применения буквенных и цифровых обозначений, разработаны штриховые и цветные условные обозначения для карт полезных ископаемых. Инструкции определяют объем и содержание объяснительных записок к геологическим картам и картам полезных ископаемых и перечень обязательных приложений.

Дальнейшее развитие народного хозяйства нашей страны требует быстрейшего вовлечения в промышленное производство богатейших природных ресурсов.

В решениях XXVI съезда КПСС обращается внимание на ускоренное развитие работ по геологическому изучению территории нашей страны и увеличение разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов, в первую очередь топливно-энергетических. Необходимо осуществить мероприятия по выявлению месторождений нефти и газа в перспективных районах и на континентальном шельфе. Следует расширить сырьевые базы действующих горнодобывающих предприятий. Усилить поиски и разведку месторождений богатых и легкообогатимых руд черных и цветных металлов, бокситов, фосфоритов, угля, горючих сланцев и сырья для атомной энергетики, для производства строительных материалов и минеральных удобрений, а также поиски и разведку подземных вод.

Необходимо более быстрыми темпами развивать прогрессивные виды геофизических и геохимических исследований недр, широко использовать в геологии аэровысотные и космические средства изучения природных ресурсов Земли, разрабатывать и применять методы ускоренной геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых, обеспечить дальнейшее техническое перевооружение геологоразведочных организаций, оснащение их высокоэффективным оборудованием, аппаратурой и транспортными средствами.

Глава 2

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ИХ СВЯЗЬ СО СМЕЖНЫМИ ДИСЦИПЛИНАМИ

Структурная геология является одной из частей геотектоники — науки о строении, движениях и развитии верхних оболочек земного шара. Она изучает формы залегания горных пород в земной коре, причины их возникновения и историю развития.

В настоящее время в практике научного познания используется огромное количество разнообразных исследовательских методов и приемов. Каждая из наук, и среди них геология, опирается как на общие методы, так и на совокупность конкретных частных методов, отражающих специфику предмета исследования.

Наиболее общим является диалектико-материалистический метод, опирающийся на знание наиболее объективных закономерностей развития всех объектов и явлений материального мира. Этот метод позволяет выявлять наиболее существенное и основное в человеческом познании окружающей нас природы.

Из методов, используемых в структурной геологии, конкретизирующих содержание диалектического материализма, наибольшее значение имеют сравнительный, сравнительно-исторический и актуалистический.

Наиболее ранний из них, широко применявшийся еще в античное время, — сравнительный метод базируется на логических приемах, среди которых основное место занимает сравнение. Сравнительный метод устанавливает сходство и различия предметов и взаимные связи реального мира, что приводит к познанию объективной действительности. Он позволяет выявить индивидуальные особенности объектов и проследить путем сравнения изменения различий во времени. Благодаря сравнению появляется возможность восстановить и реконструировать недостающие звенья в цепи исторически взаимосвязанных предметов и явлений. Сравнение играет большую роль в науке при описании и классификации фактического материала и особенно в морфологии — науке, изучающей форму и признаки природных тел.

На основе сравнительного метода Н. С. Шатский, посвятивший ряд работ строению Русской платформы и сравнению ее с другими древними областями земной коры, установил общие закономерности строения платформы, разработал основы классификации образующих их тектонических структур и выявил связи последних с геосинклинальными системами.

Сравнительный метод позволяет успешно изучить многие стороны природных явлений и вести систематизацию фактического материала. Но основная задача геологических наук, заключающаяся в познании возникновения и закономерностей развития земной коры, не может быть решена без исторического подхода. Это обстоятельство привело к разработке сравнительно-исторического метода. В наиболее полной и последовательной форме этот метод был обоснован русским ученым-эволюционистом К. Ф. Рульe (1854 г.). Позднее метод с успехом применялся крупнейшими естествоиспытателями: О. В. Ковалевским, В. В. Докучаевым, А. П. Карпинским, А. Д. Архангельским, Н. М. Страховым, Н. С. Шатским и др.

Сравнительно-исторический метод полностью основан на принципах диалектического материализма. В соответствии с его положениями все явления в природе должны изучаться в тесной связи и взаимодействии с окружающей средой в историческом развитии (исторический метод), с выяснением их происхождения, последующих изменений и преемственности.

Применение этого метода в геотектонике позволяет изучать формы залегания горных пород не как случайные образования, а как закономерный результат развития определенных процессов, выявить происхождение форм залегания и их взаимные связи. Использование метода позволяет направить в результативное русло всю многогранную работу по изучению земной коры и планеты в целом.

Сравнительно-исторический метод с успехом применяется для познания истории формирования современного строения земной коры, что позволяет подойти к выявлению общей направленности в ее развитии. На основе метода создано учение о фациях и палеофациях, производятся палеогеографические реконструкции, состав-

ляются тектонические карты и карты полезных ископаемых. Метод позволяет отразить не только все многообразие изучаемых геологических объектов, но и привлечь данные других, смежных с геологией наук.

Актуалистический метод был разработан в конце XVIII и первой половине XIX веков в связи с критикой концепций катастрофизма. Наиболее полно метод был обоснован Ч. Лайелем (1830—1833 гг.), использовавшего актуализм и достижения своих предшественников для успешного решения ряда проблем геологии того времени.

До работ Ч. Лайеля естествоиспытателями широко применялось учение об униформизме, согласно которому природные явления геологического прошлого были аналогичны современным. Такой подход приводил естествоиспытателей либо к метафизическим, либо к религиозным началам. Ч. Лайель развил представления униформистов, указав на огромную длительность геологического времени, создающую постепенные медленные изменения геологического строения земной коры и приводящую к появлению качественно новых преобразований.

Применение актуалистического метода должно осуществляться на диалектических началах, согласно которым учитываются направленное развитие нашей планеты и земной коры, а также необратимость многих природных процессов. Такой подход исключает *механический перенос современных геологических явлений* в прошлое и делает необходимым при использовании актуализма одновременно базироваться и на сравнительно-историческом методе. Актуалистический метод позволяет создать представление о геологических процессах далекого прошлого, что в определенной степени может заменить эксперимент. Так, например, изучая накопление осадков органического происхождения в современных морских бассейнах, мы можем переносить эти условия в прошлое с учетом общей направленности в развитии животного и растительного мира на нашей планете, изменения температуры и состава морских вод, состава атмосферы и т. д.

Среди частных методов в геологии особенно большое значение имеют: математический, дистанционный, химический, физические, кибернетические и технические.

Математический метод получил широкое распространение только в последнее время в связи с усиливающимися тенденциями формализации и математизации геологии. С его помощью с большой точностью и высокой производительностью может быть исследована количественная сторона природных явлений. Следует иметь в виду, что основа большинства геологических процессов генетическая, определяемая широким диапазоном исходных данных. В связи с этим математические методы в геологических исследованиях должны рассматриваться как вспомогательные, повышающие производительность, точность и объективность результатов. Математический метод позволил внедрить в структурную геологию моделирование природных процессов, направленное

прежде всего на выяснение условий деформаций, наблюдаемых в горных породах. Моделирование широко применяется для обоснования и проверки рабочих теорий и гипотез.

Метод дистанционного изучения заключается в исследовании свойств нашей планеты с летательных аппаратов, самолетов, спутников и станций, находящихся в атмосфере или космическом пространстве. Основное значение имеет фотографирование земной поверхности, а также изучение магнитных и других свойств горных пород.

Значение физического и химического методов, кибернетики и техники в геологии не требует пояснения. Их применение для решения геологических задач привело к созданию новых наук, находящихся на стыке с геологией, например, геофизики и геохимии.

Помимо отмеченных выше методов структурная геология опирается на обширные данные других отраслей геологических наук: минералогии, петрографии, исторической геологии, палеонтологии, геоморфологии, литологии и т. д. В свою очередь, структурная геология служит базой, на которую опираются другие разделы геологии: геотектоника, учение о полезных ископаемых и т. д.

Знание условий залегания осадочных, изверженных и метаморфических пород в земной коре открывает возможность методически правильно подойти к выявлению и прогнозам размещения заключенных в них полезных ископаемых. В настоящее время хорошо известна приуроченность отдельных видов полезных ископаемых к определенным типам структур. Например, залежи нефти и газа большей частью располагаются в сводах антиклинальных складок, а промышленные запасы подземных вод, напротив, сосредоточиваются в центральных частях синклиналей. Общеизвестна приуроченность месторождений многих цветных и редких металлов к раздробленным зонам и разрывам в горных породах. Учет зависимости размещения полезных ископаемых от формы залегания, состава и других особенностей строения заключающих их горных пород позволяет обоснованно и с большим эффектом направлять поисковые и разведочные работы и, что особенно важно, вести поиски месторождений, расположенных на глубине и не обнажающихся на поверхности (слепых).

Геологическое картирование (геологическая съемка) — одна из прикладных геологических дисциплин, рассматривающая методы составления геологических карт и их практическое применение. Цель геологического картирования — всестороннее изучение геологического строения, полезных ископаемых и составление геологической карты выбранного района в том или ином масштабе.

Геологическое картирование заключается в систематическом и всестороннем изучении естественных и искусственных обнажений (выходов на поверхность) горных пород с целью определения их состава, происхождения, возраста и форм залегания и нанесения их распространения на топографическую карту. Оно сопровожда-

ется поисками полезных ископаемых на все виды минерального сырья и выявлением геологических условий размещения полезных ископаемых. Для более полного изучения свойств пород и условий их залегания геологическая съемка сопровождается проходкой канав, шурфов и буровых скважин, изучением материалов дистанционных исследований, а также комплексом геофизических наблюдений (радиометрия, электроразведка, гравиметрия, магнитометрия, сейсмометрия).

Для определения пород изучают их физические свойства, исследуют под микроскопом, проводят химические и иные анализы. При установлении происхождения осадочных пород основное значение имеют палеогеографический и палеофациальный методы, позволяющие выяснить физико-географическую обстановку условий накопления осадочных пород и многих видов полезных ископаемых. Большое значение в установлении происхождения пород имеют сравнительно-исторический метод, метод актуализма и моделирования природных условий.

При определении возраста пород применяются несколько методов, из них чаще — стратиграфический и палеонтологический. В последние два десятилетия широко используются методы, основанные на изучении продуктов радиоактивного распада атомов некоторых химических элементов, позволяющие установить абсолютный возраст пород в годах современной длительности.

Геологическое картирование лежит в основе многих других направлений геологических исследований. Оно позволяет увязать все природные явления в пространстве, уяснить их взаимные связи, генетическую и временную зависимость.

Глава 3

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Геологические карты представляют собой изображение на топографической основе с помощью условных знаков распространения и условий залегания горных пород на земной поверхности, разделенных по возрасту и составу. Карты являются одним из важнейших результатов геологического картирования, но они могут быть также составлены на основании обработки материалов, накопленных при геологических исследованиях. Широкое применение имеют сводные геологические карты, представляющие собой результат обобщения геологических карт отдельных территорий. Геологические карты не только дают возможность объективно отразить наши знания о верхних частях земной коры, но и позволяют составить обоснованное представление об ее глубинном строении. С помощью геологических карт могут быть сделаны выводы о формировании земной коры и закономерностях распространения полезных ископаемых. Они служат основой при проектировании поисковых и разведочных работ, проведении инженерно-

геологических изысканий, строительных работ, изысканий по водоснабжению, мелиорации.

Методика составления геологических карт опирается на теоретические обобщения геологических наук и представляет собой итог большого практического опыта геологических исследований. Она синтезирует все прогрессивное, достигнутое в других областях геологии.

Успешное выявление месторождений полезных ископаемых и дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы нашей страны в значительной степени зависят от геологической изученности и в первую очередь *от геологической заснятости территории*. На основе геологической съемки и геологического изучения определяются возможность обнаружения в том или ином районе тех или иных полезных ископаемых, характер их распределения, направление поисковых и поисково-разведочных работ.

При сводке геологического материала по Русской (Восточно-Европейской) платформе И. М. Губкин в 1932 г. высказал мнение *о возможной нефтеносности ее восточной части* — Волго-Уральской области. Дальнейшие исследования геологов блестяще подтвердили эти прогнозы. П. И. Степанов теоретически обосновал, а позднейшими работами было доказано предположение о продолжении месторождений угля Донецкого бассейна на запад, в пределы западной части Украины. С. С. Смирнов на основании анализа геологических карт, истории геологического развития и данных по металлогении в 1936 г. дал блестящий прогноз о широком развитии редкометального оруденения на крайнем Северо-Востоке нашей страны. На основании анализа благоприятных признаков геологи открыли месторождения алмазов в Якутии, выявили залежи нефти и газа в Западно-Сибирской низменности.

Ведущее значение при составлении геологических карт имеют стратиграфия, структурная геология, геотектоника, историческая геология, минералогия, петрография, геофизика и учение о месторождениях полезных ископаемых. Лишь обладающий всей суммой необходимых знаний, прочно стоящий на позициях диалектического материализма, *геолог в состоянии вести на высоком* уровне сложную работу по составлению геологических карт. При этом он должен избегать принятия поспешных субъективных заключений и стремиться на основе углубленного изучения природных явлений и фактов прийти к наиболее обоснованным, по возможности объективным выводам и построениям.

Качество геологической карты зависит не только от детальности изучения геологического строения изображенной на ней площади, но и от топографической основы. С укрупнением масштаба топографической основы и увеличением ее точности более полной и детальной должна быть геологическая нагрузка.

Нельзя забывать также о том, что составление геологических карт — это коллективный труд, при котором высоких результатов можно достичь лишь на основе объединения творческих усилий всех участвующих в работе исследователей.

Типы геологических карт

Геологические карты могут иметь различное содержание и назначение. Различают геологические карты, карты четвертичных образований, геоморфологические, литологические, тектонические, гидрогеологические, инженерно-геологические, полезных ископаемых, карты прогнозов по отдельным видам минерального сырья или их комплексам.

Прежде чем перейти к характеристике отдельных видов геологических карт, необходимо пояснить следующее.

Наиболее широким развитием на поверхности Земли пользуются различные отложения четвертичного возраста. Аллювиальные, озерные, делювиальные, ледниковые и иные образования покрывают огромные территории. Широко развиты торфяники, золотоносные пески и другие породы. В то же время обнажения более древних, дочетвертичных (коренных) пород на земной поверхности сравнительно редки. На равнинах они наблюдаются в основном вдоль берегов рек и в выработках (карьеры и пр.). В горных областях, даже таких как Кавказ и Тянь-Шань, выходы коренных пород занимают менее половины общей площади их поверхности.

Таким образом, при составлении геологических карт мы вынуждены были бы показать на них главным образом отложения четвертичного возраста, среди которых более древние коренные породы оказались бы изображенными в виде узких полос и пятен.

Между тем основная часть полезных ископаемых связана с породами дочетвертичного возраста. Это обстоятельство вынуждает геологов снимать с геологических карт четвертичный покров, особенно если он маломощный, и изображать на них распространение коренных пород в том виде, в каком они прослеживаются под покровом четвертичных отложений. Однако не всегда представляется возможным снять покров четвертичных образований, так как в некоторых случаях не удается расшифровать состав и возраст коренных пород, скрытых под ними. К тому же мощность четвертичного покрова нередко составляет десятки и сотни метров, как это имеет место в Западно-Сибирской низменности или в долинах крупных рек. Четвертичные отложения сохраняются на геологических картах и в тех случаях, когда они вмещают месторождения полезных ископаемых или имеют морское происхождение.

Геологические карты. На геологических картах с помощью качественного фона (цветного или штрихового), буквенных, цифровых и других условных знаков показывают возраст, состав и происхождение горных пород, условия их залегания, характер границ между отдельными комплексами. На них может быть указано также распространение отдельных минералов или элементов в горных породах.

Различают три основных вида условных знаков: цветовые, штриховые, буквенные и цифровые. Цветовые знаки служат для обозначения возраста осадочных, вулканогенных и метаморфических пород. При изображении интрузивных пород цвет применяется

для указания их состава. Штриховыми знаками обозначается состав пород. Исключением являются одноцветные геологические карты, на которых штрихами указываются как возраст, так и состав пород. Буквенные и цифровые обозначения (индексы) служат для указания возраста и происхождения пород; состав интрузивных и некоторых вулканогенных пород обозначается также буквами. Все условные обозначения, употребляемые на конкретной геологической карте, выносятся с соответствующими пояснениями в таблицу условных обозначений.

На полях каждого листа геологической карты слева приводится стратиграфическая колонка, внизу — геологические разрезы, а на правом ее поле помещаются условные обозначения (легенда). Знаки располагаются в следующей последовательности.

Вначале указываются стратиграфические подразделения осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, начиная от молодых, затем следуют обозначения интрузивных и жильных пород, также начиная с более молодых. Далее приводят знаки маркирующих горизонтов, контактовых и других измененных пород, крап генезиса четвертичных образований и вещественного состава вулканогенных и интрузивных пород. В конце легенды помещаются все прочие обозначения, изображенные на карте условными знаками.

Четвертичные образования изображаются на особых картах четвертичных отложений, на которых коренные породы могут быть даны одним цветом (фиолетовым) без расчленения, с указанием их возраста и типа с помощью индексов и крапа. Четвертичные отложения на картах должны быть разделены по генезису, возрасту и составу; приводятся данные о мощностях стратиграфических подразделений, палеогеографические характеристики стратиграфических подразделений.

На литологических картах на фоне окраски, соответствующей возрасту пород, штрихами изображается состав пород, выходящих на поверхность или скрытых под покровом четвертичных образований. На картах масштабам крупнее 1 : 10 000 условной штриховкой обычно удается показать площади распространения каждой разновидности пород. На картах масштаба мельче 1 : 10 000 указывается лишь состав преобладающих на данном участке пород либо при помощи смешанной штриховки отображаются отдельные разновидности пород. Литологический состав пород изображается обычно и на геологических картах масштаба 1 : 50 000 и крупнее.

К тектоническим картам относят карты, на которых условными знаками изображаются формы залегания, время и условия образования структурных категорий земной коры. Они делятся на общие (сводные), региональные и детальные. На общих тектонических картах отображаются основные структурные элементы земной коры с указанием тектонических режимов и времени их формирования. Более мелкие элементы в пределах выделенных категорий (складки, флексуры, разрывы и т. д. и их отдельные

части) изображаются дополнительными условными обозначениями. На региональных тектонических картах отражается структура вполне определенных районов, и легенда, в которой она показана, обычно не может быть полностью перенесена на другие районы. В противоположность этому легенда общей тектонической карты в принципе строится таким образом, чтобы она могла выразить все структурные и тектонические особенности земной коры; она может быть приложима к различным по времени формирования и истории развития структурным областям.

Структурные формы на тектонических картах могут изображаться двумя способами: 1) способом изогипс, при котором площадное изображение условий залегания пород достигается с помощью линий одинаковых высот определенных геологических поверхностей (последними могут быть поверхности несогласий, границы между разнородными литологическими комплексами, маркирующие слои, подошва или кровля стратиграфических горизонтов; 2) линейным способом, когда для изображения структурных форм употребляются линейные условные обозначения.

Детальные тектонические карты (масштаб 1 : 200 000 — 1 : : 50 000) близки по содержанию к региональным, но отражают частные особенности структуры земной коры. На картах этого типа можно очень подробно отразить характер складчатых и разрывных структур, их генезис, время образования и взаимные связи.

4121

Гидрогеологические карты отражают водоносные свойства горных пород: их водообильность, условия распространения, залегания, химическую характеристику и другие свойства подземных вод. В зависимости от указанных параметров горные породы объединяются в комплексы, которые изображаются на карте в возрастной последовательности или по генетическому признаку.

Основой для гидрогеологических карт является геологическая карта, на которой горные породы в зависимости от их возраста и происхождения или состава объединены в комплексы, обладающие одинаковой водоносностью. Выделенные комплексы располагаются на карте в возрастной последовательности или по генетическому признаку. Каждый из комплексов закрашивается условной краской, соответствующей степени водообильности пород и их химическому составу. Если появляется необходимость показать распространение какого-либо водоносного комплекса пород под покровом вышележащих пород, то на цветную закраску верхнего комплекса накладываются полоски цвета, принятого для нижнего комплекса.

На геоморфологических картах условными штрихами и цветом изображаются основные типы рельефа и его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста.

При составлении геоморфологических карт помимо полевых наблюдений учитываются топографическая карта, аэрофото- и космофотоснимки, а также карта четвертичных отложений.

Институт геологии

На инженерно-геологических картах изображаются инженерно-геологические условия местности, показывающие возможность строительства на ней тех или иных сооружений или ее хозяйственного использования. На картах отмечаются физические свойства пород, пористость, проницаемость, устойчивость и другие данные.

На карте полезных ископаемых с помощью условных значков различной формы и цвета указывают все сведения о полезных ископаемых, известных на изученной площади. Основой служит геологическая карта или карта четвертичных отложений (если полезные ископаемые связаны с четвертичной системой), причем геологическое строение на картах может быть упрощено и не содержать деталей, не имеющих существенного значения для характеристики полезных ископаемых района.

Изображаемые на карте полезные ископаемые делятся на группы (например, горючие, металлические, неметаллические и т. д.), а в пределах каждой группы — на отдельные виды. Для каждого вида выделяются месторождения (крупные, средние, мелкие), проявления и знаки проявления.

Карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых отражают результаты металлогенического (минерагенического) анализа и синтеза всех геологических данных по изученной территории и являются основой для дальнейшего развития поисковых и геологоразведочных работ. Согласно инструктивным положениям, такие карты отражают закономерности пространственного размещения известных месторождений и проявлений и указывают перспективные площади и конкретные объекты с количественным прогнозом на различные виды минерального сырья. Карта строится на специализированной геологической основе, которая составляется путем упрощения, объединения или изъятия с геологической карты элементов строения не имеющих рудоконтролирующего и рудолокализующего значения.

Прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья или их комплексам строятся на геологической или тектонической основе. На них показывается распространение данного вида или комплекса полезных ископаемых и отмечаются перспективные районы с определением достоверности и обоснованности выделения первоочередных участков для постановки детальных работ.

Виды геологических карт

В зависимости от масштаба собственно геологические карты делятся на пять видов: обзорные, мелкомасштабные, среднемасштабные, крупномасштабные и детальные.

Обзорные карты имеют масштаб от 1 : 1 000 000 и мельче. На них на упрощенной контурной топографической основе

изображаются общие черты геологического строения отдельных регионов, государств, континентов или всего земного шара. Карты составляются путем обобщения более крупномасштабных карт с привлечением материалов дистанционных и геофизических исследований.

Мелкомасштабные карты (масштаб 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000) дают представление о геологическом строении и закономерностях распространения полезных ископаемых обширных территорий или отдельных государств. Топографическая основа мелкомасштабных карт сильно упрощена. На ней сохраняются основные реки, крупные населенные пункты, очертания водоемов. Карты масштаба 1 : 1 000 000 издаются полистно в рамках топографических планшетов международной нарезки с объяснительной запиской к каждому из листов.

Среднемасштабные карты имеют масштаб 1 : 200 000— 1 : 100 000 и составляются в рамках листов международной номенклатуры. Они передают основные черты геологического строения изображаемой территории, а также всего комплекса месторождений полезных ископаемых и дают их прогнозную оценку. В качестве топографической основы среднемасштабных геологических карт применяются карты, на которых может быть разрежена сеть горизонталей, сняты второстепенные пути сообщения, населенные пункты, изображения древесной растительности, пашен и т. д. Листы геологической карты масштаба 1 : 200 000 сопровождаются стратиграфической колонкой, разрезами и объяснительной запиской.

Крупномасштабные карты масштаба 1 : 50 000— 1 : :25 000 также составляются полистно, на точных топографических основах. Они предназначены для подробного изображения геологического строения районов, перспективы которых в отношении выявления месторождений полезных ископаемых определены, а также для районов сельскохозяйственного освоения, строительства городов, предприятий, гидростанций. Крупномасштабные карты должны не только осветить геологическое строение земной поверхности, но и дать возможность составить ясное представление о глубинном строении территории. Геологические карты масштаба 1 : 50 000 сопровождаются стратиграфической колонкой и разрезами. Для группы смежных листов со сходными чертами строения составляется одна общая объяснительная записка.

Детальные геологические карты имеют масштаб 1 : 25 000 и крупнее и составляются на специальных топографических основах. Этот вид геологических карт подробно отражает геологию районов или участков, на которых находятся месторождения полезных ископаемых или возводятся гидротехнические, промышленные и гражданские сооружения; позволяет решать вопросы, связанные с закономерностями размещения рудных тел, подсчетом запасов полезных ископаемых и возможностями промышленного и гражданского строительства.

Условные знаки геологических карт

Возраст, состав и происхождение горных пород на геологических картах указываются с помощью условных знаков. Различают три основных вида условных знаков: 1) цветовые, 2) *штриховые*, 3) *буквенные и цифровые*.

Цветовые знаки служат для обозначения возраста осадочных, вулканогенных и метаморфических пород. При изображении интрузивных пород цвет применяется для указания их состава.

Эффузивные стратифицированные породы индексируются так же, как и осадочные, но с обязательным изображением на карте черного крапа, соответствующего их составу. Исключение составляют молодые покровные образования, не перекрытые сверху последующими отложениями. В таких случаях рядом с индексом, указывающим возраст, ставится буквенное обозначение состава эффузивов: λ — для липаритов, ζ — дацитов, α — андезитов, β — базальтов, τ — трахитов; например: βN_2 — верхненеогеновые базальты.

Экструзивные и субвулканические фации обозначаются цветом соответствующих по составу интрузивных пород, но со свойственными эффузивам индексами. Дайки и силлы изображаются вне масштаба соответствующими их составу цветными линиями, а их возраст и состав отражаются индексом. Гидротермальные, кварцевые, кальцитовые и другие жилы изображаются черными линиями и сопровождаются индексами породообразующих минералов.

Породы регионального метаморфизма обозначаются, как стратифицированные образования. Для отражения их вещественного состава используется черный крап.

Штриховыми знаками обозначается состав пород. Исключением являются одноцветные геологические карты, на которых штрихами указываются как возраст, так и состав пород.

Буквенные и цифровые обозначения (индексы) служат для указания возраста и происхождения пород; состав интрузивных и некоторых вулканогенных пород обозначается также буквами.

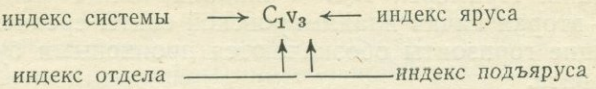
Индекс* для обозначения осадочных, вулканогенных и метаморфических пород составляется из прописных и строчных букв латинского алфавита, строчных букв греческого алфавита, а также из цифр. Вначале ставится прописная или прописная и строчная буквы латинизированного названия системы. Отдел обозначается арабской цифрой**, помещаемой справа внизу у индекса системы. Индекс яруса составляется из одной или двух начальных строчных букв сокращенного латинизированного названия яруса

---

* С 1970 г. на картах введены новые индексы для некоторых стратиграфических единиц: вместо A—AR, Pt—PR, Pz—PZ, Mz—MZ, Kz—KZ.

** Отделы четвертичной системы указываются не арабскими, а римскими цифрами.

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



Помимо общепринятых стратиграфических подразделений нередко возникает необходимость введения вспомогательных (местных) подразделений, которые должны быть обязательно увязаны с делениями общепринятой шкалы.

Наиболее крупными из местных подразделений являются комплексы и серии, охватывающие мощные и сложные по составу толщи осадочных, вулканогенных или метаморфических образований, часто отвечающих единому крупному вулканическому или тектоническому циклу или циклу осадкообразования. Комплексы и серии между собой разделяются региональными несогласиями. Продолжительность их формирования может быть неодинаковой. В одних случаях комплекс или серия могут соответствовать системе или нескольким системам, в других — ярусу или нескольким ярусам.

Внутри серий, а при недостаточной фаунистической датировке внутри систем, отделов или ярусов могут быть выделены свиты. Свиты занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе и характеризуются четко выраженными особенностями состава или условиями образования, выдерживающимися на достаточно большой площади.

В свою очередь, свиты могут быть подразделены на подсвиты, горизонты, пачки, а также на отдельные слои. Внутри свит не может быть угловых несогласий, но различные свиты могут залегать по отношению друг к другу как согласно, так и несогласно. Мощность свит может меняться от десятков до тысяч метров.

Индексы местных подразделений комплексов, серий и свит складываются из двух латинских строчных букв (написанных курсивом), из которых первая соответствует первой букве названия, а вторая — ближайшей согласной в этом названии. Указанные индексы присоединяются справа к индексу группы, системы, отдела или яруса; например индекс кизильской свиты — C_1kz.

Горизонты и пачки обычно указываются строчными буквами за индексом более крупного подразделения.

Если выделение свит или их прослеживание затруднительно, в качестве местных подразделений вводятся толщи. Толщи характеризуются определенным составом и должны быть привязаны к стратиграфическому разрезу. Однако их точное положение в стратиграфической колонке может быть не установлено. В одном стратиграфическом горизонте могут быть выделены две толщи и более. Толщи именуются по составу преобладающих в них пород, например, вулканогенная, карбонатная, вулканогенно-терригенная и могут быть расчленены на пачки. Толщи и пачки обозначаются

числовыми или буквенными индексами, которые помещаются, подобно показателю степени, справа вверху от символа основного подразделения. Примеры: D_3fr^1 — нижняя толща франского яруса; C_2vl^2 — вторая пачка владимировской свиты среднего карбона. Маркирующие горизонты обозначаются прописными буквами русского алфавита.

Для подразделений, охватывающих две смежные стратиграфические единицы, индекс образуется путем соединения индексов объединяемых единиц посредством знака плюс или дефис, причем на первом месте ставится индекс древней единицы; плюс ставится в том случае, если объединяются полностью два соседних подразделения, в других случаях применяется знак (-). Так, например, если нужно указать толщу, охватывающую смежные части кембрия и ордовика (но не весь кембрий и ордовик), индекс будет иметь вид $\in$-O; если кембрийскую и ордовикскую системы следует показать в полном объеме, индекс будет иметь вид $\in$+O; для нерасчлененных отложений аптского и альбского ярусов индекс составляется следующим образом: K_1a+al. Для подразделений, охватывающих свыше двух стратиграфических единиц, индекс образуется из символов крайних объединяемых подразделений при посредстве знака тире.

Если возраст осадочных, метаморфических или магматических образований может быть намечен только предположительно, то индекс возраста сопровождается знаком вопроса. В случае, если возраст геологических образований может быть установлен приближенно в пределах каких-либо подразделений единой стратиграфической шкалы, символы этих возрастных подразделений в индексе разделяются двоеточием. Например, $PR_3 : \in$ — верхний протерозой или кембрий; $J_{1:2}$ — нижний или средний отдел юрской системы.

Абсолютный возраст горных пород на геологической карте показывается специальным знаком, помещаемым на месте отбора образца для определения абсолютного возраста.

Интрузивные породы обозначаются различным цветом и индексом; может быть использован также соответствующий крап. Каждой группе интрузивных пород присваивается свой цвет: кислым — красный или малиновый (γ), средним — зеленый (δ), щелочным — красновато-оранжевый (ξ), основным — синий (ν), ультраосновным — фиолетовый (σ).

Индексация интрузивных пород по вещественному составу дается строчными буквами греческого алфавита (см. выше). Для указания возраста магматических пород рядом справа ставится символ, указывающий на возраст (например, γC_3 — позднекаменноугольные граниты). Принадлежность к тому или иному комплексу интрузивных пород обозначается одной или двумя латинскими строчными буквами (курсивом), расположенными справа от индекса возраста (например, γC_3k — калдырминский комплекс гранитов позднекаменноугольного возраста). Последовательность интрузивных фаз в пределах интрузивного комплекса обозначается

арабской цифрой (определяющей последовательность данной фазы) помещаемой справа внизу от символа вещественного состава интрузий, например γ_2C_3k — мелкозернистые граниты второй фазы калдырминского (верхнекаменноугольного) комплекса.



Стратиграфическая колонка и геологические разрезы

Средне- и крупномасштабные и детальные геологические карты сопровождаются стратиграфической колонкой и разрезами.

Стратиграфическая колонка представляет собой столбец шириной 2—4 см, в котором условной горизонтальной штриховкой в стратиграфической последовательности показывается положение и состав осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, развитых на изображенной на карте территории, а также вскрытых буровыми скважинами и горными выработками. Четвертичные образования и интрузивные породы в стратиграфической колонке не приводятся.

Породы в колонке расчленяются в соответствии с выделенными на карте стратиграфическими подразделениями. Слева от колонки указываются их возраст (система, отдел, ярус, свита и т. п.) и индексы; справа приводится мощность, описываются состав, встреченные окаменелости, геохимические параметры и физические свойства пород, определения абсолютного возраста пород и приуроченность полезных ископаемых. Масштаб, в котором строятся стратиграфические колонки, может быть различным, но более крупным, чем масштаб карты, и зависит от общей мощности пород. Общая длина колонки не должна превышать 40—50 см. При колебаниях мощности в колонке приводится ее наибольшее значение, а цифрами указываются крайние пределы.

Границы между стратиграфическими подразделениями с согласным залеганием на колонке указываются прямыми линиями, при стратиграфическом несогласии — волнистыми, при структурном — волнисто-угловатыми. Если взаимоотношения стратиграфических подразделений неясны, на стратиграфической колонке между ними оставляют узкий (4 мм) пробел, ограниченный параллельными линиями, внутри которых ставят вопросительный знак, а в графе «характеристика пород» пишут — взаимоотношения неясны.

Литологический состав на колонке изображается с максимально возможной для выбранного масштаба полнотой, выделением пластов, маркирующих горизонтов и линз полезных ископаемых или пород, благоприятных для их концентрации.

Геологические разрезы представляют собой вертикальные сечения земной коры от ее поверхности на ту или иную глубину. Они могут составляться по геологическим картам, данным буровых скважин или геофизическим материалам.

Разрезы по геологической карте строятся по прямым линиям в направлении, которое дает наиболее полное представление о зале-

гании пород, слагающих изображенную на карте территорию. При необходимости разрезы могут строиться и по ломаным линиям. Если существуют опорные скважины, разрезы следует проводить через них. Вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов в большинстве случаев должны соответствовать масштабу карты. При пологом или горизонтальном залегании пород вертикальный масштаб разрезов может быть увеличен. Концы линии разреза и точки ее изгиба ограничиваются буквами. Такие же буквы ставятся у концов линии разреза на карте. Для каждого листа геологической карты обычно строится 1—3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и интрузивные) указываются одним знаком в виде сплошных линий.

Глубину разреза необходимо обосновать конкретными данными. На разрезах должны быть изображены все породы, обнаженные на поверхности, вскрытые скважинами и установленные геофизическими методами, наиболее важные буровые скважины и глубокие горные выработки.

Разрезы составляются в соответствии с условными обозначениями карты. При небольшой мощности отложений на разрезах допускается объединение двух или более согласно залегающих стратиграфических подразделений, при обязательном внесении в условные знаки соответствующих дополнительных обозначений с указанием «только для разреза». На разрезах изображаются условия залегания и форма геологических тел, изменения их мощности, геологические структуры, различные фации, разрывы.

Если границы и нарушения не подтверждены буровыми и иными данными, они изображаются особыми знаками. Для наглядности на разрезах можно показывать пунктиром продолжение геологических границ в воздухе и на глубине.

Глава 4

АЭРОМЕТОДЫ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Общие сведения

Первые фотографии с воздуха (с воздушного шара) были сделаны во Франции в 1855 г. Таким способом был составлен точный план Парижа.

Фотографирование земной поверхности с геологическими целями впервые применил французский геолог Эме Цивиаль (1858—1882 гг.). Им производилось фотографирование Альп с высоких вершин и выделение на фотоснимках геологических контуров.

С развитием авиации применение аэрофотосъемок быстро расширялось, особенно в военных целях и для составления топографических карт. Значительным событием было аэрофотографирование района Больших Медвежьих озер в Северной Америке в 1933 г., позволившее обнаружить крупные дайки рудоносных пегматитов.

После Великой Октябрьской социалистической революции первая аэрофотосъемка в нашей стране была произведена в 1918 г. в районе г. Тверь на площади 100 км². С 1925 г. начинаются систематические съемки с целью составления топографических карт неизученных территорий. Особенно широкий размах эти работы получили после появления в начале 30-х годов широкоугольных аэрофотокамер, позволяющих вести плановые съемки в мелких масштабах.

Применение аэрофотосъемки при геологических исследованиях в нашей стране было осуществлено в начале 30-х годов по инициативе академика А. Е. Ферсмана. При широком использовании аэроснимков в это время были изучены нефтеносные районы Ферганы и Азербайджана. Большие работы с применением аэровизуальных наблюдений были проведены С. В. Обручевым в 1933 г. в Восточной Сибири.

В 1931 г. при Ленинградском научно-исследовательском институте аэрофотосъемки, созданном в 1929 г., был организован специальный отдел по изучению геологии, ботаники и почв. В 1933—1935 гг. этим отделом в Средней Азии были проведены геологические и геоморфологические работы с применением материалов аэрофотосъемки, обобщенные А. В. Гаваманном в 1937 г. В 1939 г. в Московском геологоразведочном институте был введен специальный учебный курс «Геологическое дешифрирование аэрофотоснимков».

В 1945 г. в Комитете по делам геологии при СНК была создана специализированная Аэрофотогеологическая экспедиция, реорганизованная в 1949 г. во Всесоюзный аэрогеологический трест (ВАГТ). За истекшее время ВАГТ выполнил широкие экспериментальные и методические исследования по применению аэрометодов в геологии практически во всех регионах нашей страны. В 1951 г. трестом были поставлены работы с применением цветных, а в 1959 г. спектрозональных аэрофотоснимков.

Большой объем методических исследований в 40—50-х годах был выполнен также лабораторией аэрометодов АН СССР (организована в 1944 г.), перешедшей в 1961 г. в ведение Министерства геологии СССР. Особого упоминания заслуживают результативные работы лаборатории по изучению геологического строения мелководных зон морского дна.

Весь накопленный опыт по применению аэрофотоматериалов при геологических работах был обобщен В. П. Мирошниченко в его книге «Аэрогеосъемка».

К аэрометодам в настоящее время принято относить комплекс методов изучения земной поверхности, выполняемых визуально или с помощью различных приборов с последующим анализом полученных данных наземными контрольными работами.

При геологических исследованиях используются аэровизуальные, аэрофотографические и фотоэлектронные группы аэрометодов.

Аэровизуальные методы связаны с непосредственным наблюдением исследуемых объектов с воздуха. Получаемые результаты переносятся на карты, записываются на магнитофонную ленту; возможно также использование кино- и фотокамер.

Аэрофотографические методы являются наиболее универсальными и эффективными по широте применения при геологических исследованиях и в народном хозяйстве. Современные фотографические аппараты, негативные пленки и другие материалы позволяют получать изображения объектов в видимой и близкой к ней части спектра в любых нужных масштабах. По аэрофотоснимкам в камеральных условиях с помощью оптических приборов можно создать объемную модель местности в заданном масштабе, которая с большой точностью позволяет определить нужные параметры исследуемого объекта и установить качественные и количественные его признаки.

При применении аэрофотографических методов большое значение имеет выбор фотоматериалов. Наибольшим применением пользуются черно-белые аэрофотоснимки; неуклонно расширяется использование цветных и спектрозональных съемок.

Черно-белые аэрофотоснимки передают изображение поверхности Земли в черно-белых тонах. При нормальном зрении без особого напряжения между белым и черным цветами удается различить 32—35 оттенков.

Широкое применение при геологических работах нашли цветная и спектрозональная аэрофотосъемки. Цветные аэрофотоснимки дают изображения, в большой степени приближающиеся к естественным цветам геологических объектов, что может служить основным признаком при дешифрировании аэрофотоснимков.

Спектрозональная съемка заключается в фотографировании объектов в двух различных зонах спектра, включая невидимые ультрафиолетовую и инфракрасную зоны. Спектрозональное фотографирование основано на свойствах объектов в неодинаковой степени отражать различные лучи спектра. При этом применяются цветные двухслойные пленки, позволяющие на одном снимке получать перекрывающие друг друга изображения в условных цветах, что значительно увеличивает контрастность цветного изображения деталей объекта.

Фотоэлектронные методы получили распространение лишь в последнее десятилетие. В отличие от аэрофотографических методов, использующих узкий спектр излучений только в видимом диапазоне, фотоэлектронные аэрометоды дают возможность вести изучение излучающих, отражающих и проникающих свойств электромагнитных колебаний в различных геологических объектах с длиной волн от 0,03 до 100 см* и частотой колебаний от 10^{14} мГц до радиодиапазоне. Регистрация колебаний производится на магнитной ленте, электронно-лучевой трубкой или иными детекторами, позволяющими в дальнейшем передать их на фотопленку и фо-

* 1 м=10^3 мм=10^6 мкм=10^{10} Å.

тобумагу. Получаемое таким путем фотоизображение может быть плановым или перспективным, но пока еще фотоэлектронные методы, позволяющие создать объемное представление об исследуемых объектах, разработаны недостаточно.

Особое место в фотографировании занимает съемка земной поверхности из космического пространства. Снимки, получаемые с метеорологических и искусственных спутников Земли (масштаб 1 : 1 000 000 и мельче), открывают широкие возможности для геологического районирования, выявления глубинных структур земной коры, закономерностей размещения природных ресурсов.

Аэрометоды вошли необходимой составной частью во все виды геологических исследований. На их основе производятся геолого-съемочные и поисковые работы всех масштабов, изучение тектоники, новейших движений, структуры рудных полей, геологическое изучение морских мелководий, гидрогеологические и инженерно-геологические изыскания, геоморфологические и географические исследования, установление гидрогеологического режима территорий и т. д. По существу, ни одно геологическое задание, так или иначе связанное с изображением результатов его выполнения на топографической основе, не может быть правильно и объективно решено без применения аэрометодов.

Виды аэрофотосъемок

Различают несколько видов аэрофотосъемок: плановую, перспективную, маршрутную.

При плановой съемке оптическая ось фотоаппарата направлена отвесно, перпендикулярно к среднему уровню поверхности Земли. Плановые снимки (рис. 1, *а*) имеют одинаковый масштаб во всех точках снимка. Сетка квадратов на местности (например, лесные просеки) изображается на снимках также сеткой квадратов соответственно меньшего размера. При геологических исследованиях используются главным образом плановые снимки. Допустимые отклонения оптической оси фотоаппарата от отвесного положения при плановой съемке не должны превышать 3°.

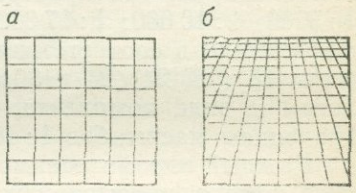


Рис. 1. Сетка квадратов на плановом (*а*) и перспективном (*б*) изображениях

При перспективной съемке оптическая ось фотоаппарата отклонена от отвесного положения, что приводит к разномасштабности изображения в различных точках снимка. Сетка квадратов на местности на перспективном снимке примет вид трапеций (рис. 1, *б*).

Наибольшее применение перспективная съемка находит при изучении крутых склонов, береговых обрывов, карьеров и т. п. При этом отклонение оптической оси от вертикали может достигать

30—60°. Большие трудности могут возникнуть при переносе результатов дешифрирования перспективных снимков на топографическую основу.

Маршрутная съемка может быть плановой или перспективной вдоль определенного направления. На снимках, в зависимости от назначения изображается узкая полоса местности, например, береговой линии, речной долины, трассы и т. д. Маршрут полета может быть выбран параллельным рельефу местности.

Высота съемки. Разрешающая способность аэрофотоснимков определяется предельной способностью глаз различать объекты размером не мельче 0,2 мм. При масштабе снимков 1 : 10 000 разрешение составит 2 м, при масштабе 1 : 30 000 — 6 м, при масштабе — 1 : 60 000 — 12 м. Учитывая, что средние размеры как точечных, так и линейных геологических объектов имеют поперечные размеры, исчисляемые первыми метрами, полноценное геологическое дешифрирование можно производить на снимках, имеющих масштаб не мельче 1 : 30 000—40 000. Однако для большей обзорности и генерализации геологического строения целесообразно применять снимки, сделанные с высот 6—7 км и имеющие масштабы от 1 : 100 000 до 1 : 300 000.

Виды аэрофотоматериалов

При геологической съемке используются следующие виды аэрофотосъемочных материалов: контактная печать, репродукция накидного монтажа, увеличенные АФС, фотосхемы, уточненные фотосхемы, фотопланы.

Контактная печать представляет собой контактные отпечатки с пленки и соответствует масштабу аэрофотосъемки. Наиболее широко распространены следующие масштабы съемки: 1 : 5000; 1 : 10 000; 1 : 17 000; 1 : 32 000; 1 : 65 000 и 1 : 100 000. Аэрофотоснимки в соответствии с принятыми стандартами имеют форматы 18×18, 24×24 и 30×30 см. Аэрофотоснимки выдаются геологам в виде комплекта, содержащего снимки, разложенные по трапециям масштабов 1 : 10 000; 1 : 25 000 и 1 : 100 000.

Каждый аэрофотоснимок имеет индекс в виде серии и порядкового номера, указываемых в правом верхнем углу. Снимки нумеруются по ходу съемки в направлении полета самолета. При аэрофотосъемке самолет покрывает намеченную к съемке площадь рядом параллельных маршрутов, расстояние между которыми зависит от масштаба съемки. Каждый последующий снимок располагается таким образом, что около 60% его площади перекрывает предыдущий снимок (продольное перекрытие); при полете самолета по параллельному маршруту предыдущий ряд снимков перекрывается на 15% (поперечное перекрытие). Качество снимков иногда снижается в результате следующих производственных дефектов: неточности продольного и поперечного перекрытия, криволинейности и волнистости маршрута, невыдержанности высоты полета и др.

Контактные снимки для более полного дешифрирования или при отсутствии более крупномасштабных снимков могут быть увеличены в 2—3 раза. Бóльшая степень увеличения не приносит дополнительных данных, так как этому препятствует зернистость эмульсий негативных пленок.

Репродукции накидного монтажа представляют собой соединение всех аэрофотоснимков, покрывающих заснятую трапецию и подобранных таким образом, что они дают изображение трапеции в целом и порядковые номера всех снимков. Репродукции накидного монтажа изготавливаются в произвольном масштабе; на них должны быть даны: номенклатура трапеции, названия населенных пунктов, крупных рек, озер, горных вершин и прочих опорных пунктов. Репродукция накидного монтажа служит для ориентировки и быстрого нахождения требуемого контактного отпечатка.

Фотосхемы представляют собой монтаж частей контактных отпечатков, составляющих изображение заснятой местности. Для составления фотосхем центральные части снимков вырезаются и наклеиваются на картон в виде сплошной мозаики. Фотосхемы составляются по трапециям масштабов 1 : 10 000; 1 : 25 000; 1 : : 50 000 или 1 : 100 000; их масштаб соответствует масштабу контактных отпечатков.

Мозаичные фотосхемы просты в изготовлении, но они имеют ряд неточностей. Склеенные части отпечатков не трансформированы и нередко не увязываются друг с другом в изображении, рамки фотосхем могут не вполне совмещаться с рамками соответствующих топографических планшетов. Указанные недостатки полностью отсутствуют в уточненных фотосхемах. Этот вид фотосхем хотя и сложен в изготовлении, но точно привязан к координатной топографической сетке и не имеет недочетов в соединениях отдельных частей снимков. Фотосхемы изготавливаются на матовой или полуматовой контрастной бумаге и снабжаются необходимой номенклатурой. С них могут быть сделаны репродукции в масштабах, соответствующих масштабу топографических карт.

Фотопланы и фотокарты изготавливаются в соответствии с требованиями, существующими для топографических карт того же масштаба. Они представляют собой фотографическое изображение местности с точным масштабом, приведенное к определенной системе координат и лишенное искажений. Фотопланы и фотокарты требуют длительного времени для изготовления и поэтому дороги.

Свойства аэрофотоснимков

Центральная точка снимка, координатные вершины. Точка на аэрофотоснимке (АФС), в которую направлена оптическая ось фотоаппарата, носит название центральной (главной) точки снимка. Для ее определения служат координатные вершины, отмеченные на краях снимка уголками. Централь-

ная точка снимка (O) располагается в пересечении прямых линий, соединяющих противолежащие координатные вершины (рис. 2).

Масштаб снимков. Масштаб плановых аэрофотоснимков определяется из следующих соотношений (рис. 3).

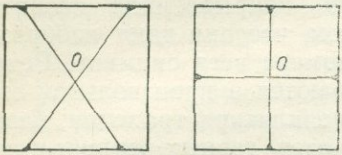


Рис. 2. Координатные вершины на аэрофотоснимках

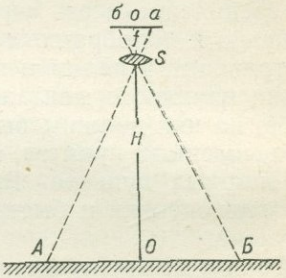


Рис. 3. Определение масштаба аэрофотоснимка.

б—а — снимок; *S* — объектив фотоаппарата; *А—Б* — поверхность рельефа; *о—О* — оптическая ось фотоаппарата; *H* — высота съемки; *f* — фокусное расстояние объектива фотоаппарата

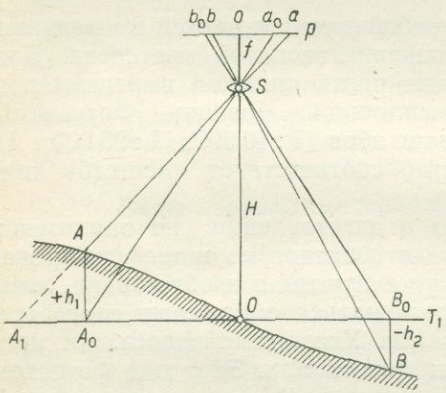


Рис. 4. Искажения аэрофотоснимка за счет рельефа

Из подобия треугольников aoS и AOS находим

$$ao/AO = f/H. \qquad (1)$$

Отношение ao/AO отвечает понятию масштаба, откуда

$$M = \frac{f}{H} \text{ или } \frac{1}{m} = \frac{f}{H}, \text{ отсюда } m = \frac{H}{f}, \qquad (2)$$

где m — знаменатель масштаба.

Таким образом, знаменатель масштаба снимка может быть определен делением высоты полета на фокусное расстояние объектива фотоаппарата.

Постоянство масштаба горизонтального снимка обусловливается тем, что величины f и H не меняются для данного снимка. При постоянной высоте полета масштаб аэроснимка тем меньше, чем меньше фокусное расстояние камеры фотоаппарата; при постоянном значении фокусного расстояния масштаб снимка уменьшается с увеличением высоты полета.

Искажения изображения на аэрофотоснимках. Искажение изображения местности на аэрофотоснимках может

быть вызвано различными причинами. Так, искажения, возникающие в производственных операциях (при крене самолета, отклонениях от маршрута, плохом качестве бумаги и т. п.), исправляются в процессе аэросъемочных работ. Наиболее существенным видом искажений, которые необходимо учитывать геологу, являются искажения, вызываемые рельефом снимаемой местности. Они возникают следующим образом.

Пусть на местности (рис. 4) выбрана начальная плоскость T_1, относительно которой точки A и B имеют превышения $+h_1$ и $-h_2$; ортогональные проекции точек A и B на начальную плоскость будут A_0 и B_0. Изображение точки A на снимке P будет находиться в точке a, точки B — в точке b. Если бы точки A и B не имели превышения относительно начальной плоскости ($+h_1$ и $-h_2$), то они совпали бы со своими ортогональными проекциями, т. е. точками A_0 и B_0. В этом случае изображения указанных двух точек получились бы на аэрофотоснимке в точках a_0 и b_0. Из рис. 4 видно, что отрезки aa_0 и bb_0 получаются в результате различия высот точек A и B местности относительно начальной плоскости. Они называются смещениями точек аэроснимков за рельеф (δh). Величина δh может быть выражена в математической формуле.

Треугольники Sa_0a и SA_0A_1, AA_0A_1 и SA_1O, Soa и SA_1O подобны, откуда следует

$$\frac{a_0a}{oa} = \frac{A_1A_0}{A_1O} = \frac{h_1}{H}. \qquad (3)$$

Так как $a_0a = \delta h$; $oa = r$, где r — отрезок на снимке от главной точки до изображения, то, подставив их значения, получим:

$$\frac{\delta h}{r} = \frac{h_1}{H} \text{ или } \delta h = \frac{rh}{H}, \qquad (4)$$

т. е. величина линейного смещения точки снимка (δh) прямо пропорциональна ее расстоянию от главной точки снимка (r) и превышению соответствующей точки местности относительно начальной плоскости (h) и обратно пропорциональна высоте полета (H).

При положительном превышении точки A над начальной плоскостью положение этой точки на снимке будет удаляться от главной точки снимка, при отрицательном превышении — приближаться к главной точке. Это приводит к тому, что на снимках с горным рельефом склоны, обращенные к центру снимка, получаются шире, чем если бы они были изображены на картах в ортогональной проекции, и, наоборот, склоны, обращенные от центра, изображаются суженными, в результате чего получается асимметрия хребтов и долин, отсутствующая в действительности.

Формула (4) может служить для определения полезной площади снимка, т. е. той его части, в пределах которой смещения

точек снимка за рельеф не будут превышать допустимых искажений.

Подставив в формулу (4) значение H из формулы (2), получим:

$$\delta h = \frac{rh}{fm}, \text{ откуда } r = \frac{\delta h f m}{h}, \tag{5}$$

где δh представляет собой допустимую величину искажения, обусловленную разрешающей способностью глаза. В зависимости от назначения аэрофотоснимка величина δh может изменяться от 0,1 до 0,2 мм. Зная максимальные превышения (h) для заснятой местности и масштаб снимка, легко рассчитать полезную площадь снимка, лишенную смещений изображения , вызываемых изменением рельефа местности. Формула (4) позволяет определить допустимый масштаб аэрофотоснимка в зависимости от величины относительных превышений местности.

Определение превышений по аэрофотоснимкам*

При вычислении углов наклона слоев, определении мощностей, решении вопросов, связанных с дешифрированием складок и разрывов, нередко прибегают к определению относительных превышений между точками, выбранными на аэрофотоснимке. С этой целью пользуются специальными фотограмметрическими приборами, позволяющими учитывать наклон базиса (разность фотографирования двух соседних аэроснимков) и взаимные углы наклона аэроснимков, а также измерять параллаксы с высокой степенью точности.

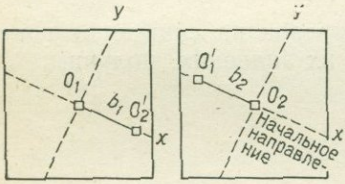


Рис. 5. Определение начального направления на стереопаре

Без применения этих приборов определять превышения по аэрофотоснимкам можно только приближенно по способу, изложенному ниже.

При определении превышений за начало координат на каждом аэрофотоснимке принимается его главная точка, за ось абсцисс (x) — начальное направление, за ось ординат (y) — линия, перпендикулярная к оси абсцисс. Начальное направление представляет собой линию, соединяющую главные точки двух смежных снимков и перенесенную на один из них (рис. 5).

Продольный параллакс любой точки местности, например точки A, изображенной на аэроснимках точками a_1 и a_2 (рис. 6), является разностью абсцисс этой точки на левом и на правом аэроснимках, конечно, с учетом знаков абсцисс. Следовательно, $a = x'_a - x''_a$. Поперечный параллакс этой же точки $a = y'_a - y''_a$.

* По Ф. Бродскому.

Продольный параллакс любой точки зависит, во-первых, от расстояния этой точки на местности до базиса фотографирования B, следовательно, при определенной высоте фотографирования от высоты данной точки на местности над уровнем моря; во-вторых, от углов наклона одного аэроснимка относительно другого; в-третьих, от разности высот фотографирования соседних аэроснимков, а следовательно, от наклона базиса B.

При определении приближенных превышений принимается, что угол наклона базиса и взаимные углы наклона аэроснимков равны нулю. В действительности ни угол наклона базиса, ни взаим-

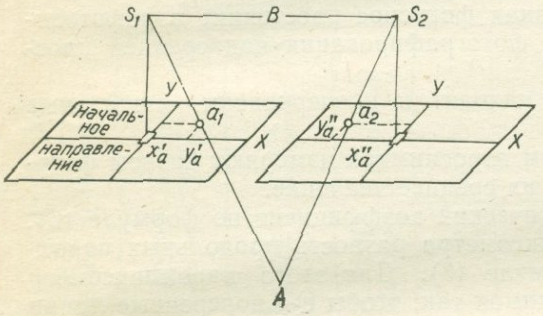
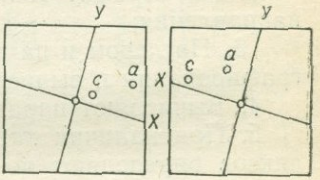


Рис. 6. Продольный параллакс на стереопаре

Рис. 7. Расположение опорных точек на снимках стереопары



ные углы наклона аэроснимков никогда не равны нулю и это является основным источником ошибок приближенного определения превышений по аэроснимкам. Вполне понятно, что эти ошибки будут тем больше, чем больше поперечные параллаксы отличаются от нуля.

Приближенные определения превышений в равнинной местности производятся по формуле: $h=k\Delta p$, где h — превышение между двумя точками; k — параллактический коэффициент, м/мм; Δp — разность продольных параллаксов определяемых точек, мм.

Параллактический коэффициент вычисляется по формуле

$$k=\frac{H}{b}, \tag{6}$$

где H — высота фотографирования, принимаемая одинаковой для двух соседних аэроснимков; b — базис фотографирования, принимаемый как среднее значение измеренного базиса на левом $b_1=O_1O'_2$ и на правом $b_2=O'_1O_2$ аэрофотоснимках (см. рис. 5), т. е. $b=(b_1+b_2)/2$.

Разность продольных параллаксов (рис. 7) $\Delta p=p_c-p_a$, где p_c и p_a — продольные параллаксы опорных точек c и a, равные соответственно

$$\left.\begin{aligned} p_c&=x_c'-x_c'';\\ p_a&=x_a'-x_a''. \end{aligned}\right\} \tag{7}$$

Величина Δp может быть получена так же, как и разность раз-

ностей абсцисс точек a и c на левом и правом аэроснимках. Следовательно,

$$\Delta p = (x_c' - x_a') - (x_c'' - x_a''). \qquad (8)$$

В горной местности превышения определяются по формуле

$$h = \frac{H\Delta p}{b + \Delta p}. \qquad (9)$$

Ниже указана последовательность в работе при определении превышений по аэроснимкам.

1. Пользуясь картой и зная фокусное расстояние аэрофотоаппарата, определяют высоту фотографирования над средней плоскостью местности.

2. На аэрофотоснимках находят и прочерчивают начальные направления.

3. На левом и на правом аэроснимках измеряют базисы фотографирования и вычисляют их среднее значение.

4. Вычисляют параллактический коэффициент по формуле (6).

5. При наличии параллаксометра разность продольных параллаксов определяют по формуле (8). Для этого параллаксометр кладут на левый аэрофотоснимок так, чтобы его поперечные линии были параллельны начальному направлению, крайняя левая линия проходила через точку a, а наклонная линия проходила через точку c и производят отсчет разности абсцисс $x'_c - x'_a$. На рис. 8 разность абсцисс равна 26,4 мм.

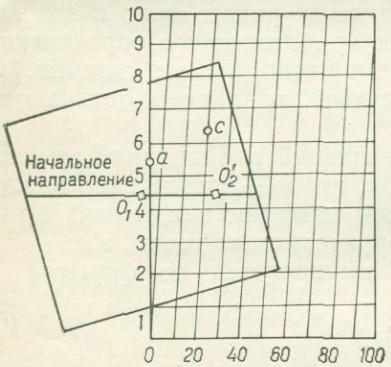


Рис. 8. Определение продольного параллакса с помощью параллактической линейки

Таким же способом измеряют на правом аэроснимке разность $x''_c - x''_a$ и затем вычисляют разность продольных параллаксов Δp. При этом если на левом аэроснимке точка, относительно которой определяют превышения (точка a), расположена дальше от оси Y, чем точка c, то разности $x'_c - x'_a$ и $x''_c - x''_a$ будут иметь знак минус.

Для уяснения сущности разности продольных параллаксов их можно определить по формулам (7) и (8). Для этого на каждом аэроснимке прочерчивают с максимальной тщательностью ось ординат, т. е. линию, проходящую через главную точку перпендикулярно к начальному направлению. Абсциссы измеряют при помощи измерителя как наикратчайшие расстояния до оси ординат и определяют с помощью поперечного масштаба.

Ниже приведен пример определения превышений по аэроснимкам:

$f_k = 201{,}65$ мм; $b_1 = 71{,}2$ мм;

$m = 17\,350$; $b_2 = 70{,}4$ мм;

$H = f\,km = 3499$ мм; $b = 70{,}8$ мм.

$$k = \frac{H}{b} = 49{,}4 \text{ м/мм}.$$

ТАБЛИЦА 1

Определение превышений

№ точек	Абсциссы, мм		Разность, мм	Δp, мм	h, м	Измерения параллаксометром			
	левый аэроснимок	правый аэроснимок				левый аэроснимок	правый аэроснимок	Δp, мм	h, м
1	18,7	—51,2	69,9	+0,7	+35	25,5	25,0	+0,5	+25
2	44,4	—26,2	70,6						
3	75,4	+4,1	71,3						
4	10,2	—59,6	69,8	—1,5	—74	—65,3	—63,9	—1,4	—69

Точность определения превышений по аэроснимкам указанным способом, как уже упоминалось, зависит от наклона базиса фотографирования, взаимных углов наклона аэроснимков и точности измерения разности продольных параллаксов. При помощи параллаксометра разности продольных параллаксов определяются примерно в два-три раза точнее, чем при помощи измерителя и поперечного масштаба.

Ошибка в определении разности продольных параллаксов с помощью параллаксометра составляет 0,15—0,2 мм, поэтому ошибка в определении превышения $\Delta h = k\mu$, где k — параллактический коэффициент; μ — ошибка определения разности продольных параллаксов (0,15—0,2 мм).

Влияние наклона базиса и взаимных углов аэроснимка может существенно увеличить ошибку определения превышения.

Методы геологического дешифрирования аэрофотоснимков

Дешифрирование аэрофотоснимков имеет своей целью определение изображенных на снимках объектов. Дешифрирование может быть топографическим, геологическим или иметь иное назначение.

При геологическом дешифрировании материалов аэрофотоснимка выявляются такие объекты, которые могут быть выражены геологическими условными обозначениями. Геологическое дешифри-

рование основано на использовании главнейших особенностей геологического строения и морфологии земной поверхности, отображенных на аэрофотоснимках.

Геологическое дешифрирование позволяет решать следующие задачи:

1) получать модель местности в заданном масштабе;

2) определять параметры геологических объектов в камеральных условиях путем фотограмметрических работ;

3) точно и рационально располагать точки наземных наблюдений и осуществлять надежную их привязку;

4) выявлять особенности геологического строения земной поверхности, не улавливаемые обычными средствами полевых наблюдений;

5) иметь возможность наблюдать не один, а несколько объектов исследования одновременно в их естественных соотношениях;

6) производить геологическое, а также геоморфологическое и иное изучение земной поверхности как по линиям маршрутов, так и на площадях, расположенных между маршрутами, и, пользуясь дешифрировочными признаками, вести интерполяцию наблюдений между маршрутами;

7) заблаговременно получать данные о геологических и геоморфологических особенностях местности путем предварительного дешифрирования аэрофотоматериалов; разрабатывать наиболее рациональные планы полевых работ;

8) выявлять степень обнаженности местности и расположения обнаженных участков и выбирать на этой основе наиболее полноценные полевые маршруты.

Применение аэрометодов значительно повышает документальную точность составляемых геологических карт, а также выводов, касающихся геологического строения, геоморфологии и размещения полезных ископаемых на площади исследований, и уменьшает влияние субъективных взглядов, неизбежное при обычном методе графического построения карты путем интерпретации данных точек и маршрутов наземных наблюдений, а также открывает широкие возможности уменьшения стоимости наземных работ.

Фотогеничность геологических объектов

Эффективность применения аэрометодов зависит от естественных условий района, от задач, поставленных перед исследователем, а также от принятой общей методики работ. Важную роль при этом играет так называемая «фотогеничность» района, т. е. степень отражения в физико-географическом ландшафте, прежде всего в рельефе, особенностей геологического строения, и отсюда степень возможности (или достоверности) распознавания геологической структуры по рисунку аэрофотоснимка.

Геологическая фотогеничность, а следовательно, и эффективность применения аэрометодов зависят в первую очередь от особенностей строения геологического объекта (литологии и тектони-

ки), характера рельефа и его расчлененности, обнаженности горных пород, наличия растительного покрова, покрова новейших континентальных образований и следов культурной деятельности человека. В связи с этим принято различать три степени геологической дешифрируемости аэрофотоматериалов: хорошую, среднюю и слабую (плохую).

При хорошей дешифрируемости можно выделить все элементы геологического строения: границы стратиграфических подразделений осадочных и эффузивных пород, контуры интрузивных массивов и основные разновидности слагающих их пород, генетические и возрастные группы новейших континентальных образований, элементы складчатой структуры и основную часть разрывных нарушений. Устанавливаются элементы залегания и мощность пород. При хорошей дешифрируемости уже на стадии предварительного дешифрирования можно получить весьма полное представление о геологическом строении местности.

При средней дешифрируемости выделяются только главные элементы геологического строения и тектоники. Устанавливаются границы литологически различных пород; слоистость в осадочных и эффузивных толщах выделяется лишь на отдельных участках, контуры интрузивных тел видны неповсеместно и частично устанавливаются по косвенным признакам, новейшие континентальные образования и разрывы дешифрируются более или менее четко. Элементы залегания и мощность пород удается определить лишь в отдельных пунктах. При предварительном изучении аэрофотоматериалов со средней дешифрируемостью удается составить лишь схематическое представление о геологическом строении.

При слабой (плохой) дешифрируемости выявляются лишь некоторые элементы геологического строения и тектоники. В осадочных и вулканогенных толщах намечается только преобладающее простирание слоев, границы интрузивных тел проводятся условно по косвенным признакам, новейшие континентальные образования оконтуриваются без расчленения, элементы складок и положение разрывов выявляются по косвенным признакам. При предварительном дешифрировании устанавливаются лишь отдельные черты геологического строения.

Дешифрируемость аэроснимков в значительной степени зависит от климатической зональности. В условиях сухого и полупустынного климата возникают мелкие формы рельефа, что при маломощном рыхлом покрове способствует полноте выражения на поверхности не только крупных черт геологического строения, но и его деталей. Равнинные области с длительно протекавшими процессами плоскостного смыва и мощным покровом новейших образований представляют значительные трудности для дешифрирования аэроснимков. Не меньшее значение имеет степень обнаженности пород. Обычно чем лучше обнаженность, тем совершеннее и фотогеничность. Однако известны случаи, когда хорошо обнаженные районы из-за отсутствия четких соотношений между современными физико-географическими ландшафтами (рельеф, расти-

тельность, гидросеть) и геологическим строением района квалифицируются как районы с плохой дешифрируемостью.

Существенное влияние на результативность применения аэрометодов оказывают особенности геологического строения района. Наибольший эффект дает изучение районов со сложной геологической структурой, разнообразными литологическим составом коренных пород и четким выражением различий между основными стратиграфическими комплексами по их окраске, крепости, слоистости, трещиноватости, составу и условиям залегания.

Растительный покров влияет на фотогеничность геологических структур двояко. В одних случаях густая древесная и кустарниковая растительность маскирует геологические структуры, а в других наблюдается зависимость растительности от состава горных пород, которая позволяет расшифровывать геологическое строение.

Травянистая растительность и низкий кустарник нередко тесно связаны с формами микрорельефа; они не только не мешают ясности изображения геологических объектов на аэроснимках, но и в большой степени способствуют их четкости. Расположенные на фоне крупных форм рельефа отдельные выступы, гребни и гривки всегда вытягиваются по простиранию слагающих их пластов.

В летнее время на вершинах гребней трава быстро желтеет и выгорает, а в разделяющих их ложбинах, где почва более влажная, трава гуще и дольше сохраняет свой зеленый цвет, образуя яркие полосы, видимые на аэроснимке. Использование изображений растительного покрова при геологическом дешифрировании должно применяться для конкретных ландшафтно-географических условий.

Покров новейших континентальных образований в виде делювиальных, золовых, ледниковых, покровных и других накоплений нередко полностью скрывает коренные породы. Тем не менее известны районы, на аэроснимках которых сквозь мощные пески, являющиеся серьезным препятствием при наземном картировании, можно ясно различать очертания разнородных коренных пород.

Элювиальные (остаточные) почвы могут отражать состав и структуру подстилающих коренных пород, хотя и не везде в одинаковой степени. В районах, где преобладают процессы химического выветривания, способность почв сохранять свойства материнских пород сильно понижается. Влияние коренных пород на почвы почти не сказывается в субтропиках. Чем суше климат, тем менее выражен процесс почвообразования и тем контрастнее и полнее изображаются коренные породы на аэроснимках.

Влияние делювиального и элювиального покрова на изображение коренных пород зависит от его мощности. Если мощность элювиально-делювиальных образований невелика, она почти не снижает общую фотогеничность коренных пород. Это объясняется тем, что при разрешающей способности глаза, равной 0,2 мм, на аэроснимках, например, масштаба 1 : 25 000 можно заметить все полоски, имеющие на местности ширину не менее 5 м. Если смещение делювия и элювия вниз по склонам не превышает указан-

ной величины и эти образования сохраняют основные свойства коренных пород (окраску и пр.), четкость изображения коренных пород на аэроснимке почти не снижается.

Деятельность человека, связанная с распахиванием почв и посевами, отрицательно влияет на дешифрируемость геологических структур. Систематическая вспашка земли нарушает естественные связи между микрорельефом, окраской почвенного покрова, растительностью и геологическим строением и уничтожает многие геологические дешифрировочные признаки. Однако нередко сквозь пашни удается довольно уверенно наметить залегание коренных пород.

В гористых областях выбранные для пашни склоны обычно террасируются. Террасовидные уступы устраиваются также для предохранения склонов от размывания дождевыми потоками. Изображение террасовидных склонов на аэроснимках очень напоминает изображение выходов горизонтально залегающих пластов, с которыми их не следует путать.

Дешифрировочные признаки

При дешифрировании аэроснимков прибегают к трем основным приемам: 1) сопоставлению с эталонными снимками; 2) сопоставлению и сравнению объектов в пределах одного снимка; 3) логической интерпретации. Логическая интерпретация, основанная на анализе сочетаний различных свойств объектов, отраженных в их изображении на аэроснимках, нередко может дать возможность определить и сами объекты. Например, дороги, сходящиеся к противоположным берегам реки, указывают на переправу или брод; дороги в степи, сходящиеся в одной точке, свидетельствуют о существовании колодца и т. п.

По используемым средствам дешифрирование делится на визуальное, или глазомерное, визуально-инструментальное, производимое с помощью стереоскопов, параллаксометров и других простейших приборов, и инструментальное, выполняемое с применением специальных приборов и машин.

В полевых условиях геологи прибегают в основном к визуальному и визуально-инструментальному дешифрированию.

При геологическом дешифрировании используются как прямые признаки, отображающие на аэроснимке непосредственно дешифрируемый объект, так и косвенные, передающие те или иные геологические свойства объекта не прямо, а через посредство других явлений: растительность, почвы, обводненность и т. п. Сложность геологического дешифрирования аэроснимков заключается в многообразии объектов и изменчивости их изображения.

Прямые признаки. К прямым дешифрировочным геологическим признакам относятся: геометрическая форма, размеры, тон (цвет), рисунок форм земной поверхности.

Форма. Изображение на плановом снимке близко к ортогональной проекции, и лишь высокие предметы по краям снимка

видны наклоненными от центра. Обычно обращают внимание на направление и форму линейных границ и других элементов, площадную конфигурацию объектов и объемную форму. Наиболее обычные задачи, которые приходится решать при геологическом дешифрировании, связаны с определением углов наклона рельефа и углов падения слоистых толщ, сместителей разрывов, контактов интрузивных массивов и т. д. Эти задачи решаются фотограмметрическими приемами.

Размер изображения предмета на аэрофотоснимке, умноженный на знаменатель масштаба снимка, дает размер предмета на местности, что в сочетании с формой является существенным дешифровочным признаком: $L = lm$, где L — размер предмета на местности; l — то же, на снимке; m — знаменатель масштаба.

Размер изображения на аэроснимке определяется при помощи лупы, в поле зрения которой устанавливается измерительная шкала. Минимальный размер изображения предметов, различаемых на аэроснимке, принимается равным 0,2 мм.

На возможность выявления контура влияет также его форма. Линейные контуры большой протяженности хорошо опознаются даже и в тех случаях, когда ширина их меньше разрешающей способности. Точечные контуры видны на аэроснимках лишь тогда, когда размеры их больше расчетных.

Сравнение объектов возможно при разности их размеров на аэроснимке не менее 0,1 мм. Величина объектов на снимках при разрешающей способности глаза равной 0,2 мм составляет: в масштабе 1 : 5000 — 1 м; в масштабе 1 :30 000 — 6 м, в масштабе 1 : 100 000 — 20 м.

Тон. Тоном называется степень почернения или яркость изображения на аэроснимке. При нормальном зрении удается различать 32—35 оттенков от белого до черного цвета. Тон изображения зависит от большого числа факторов, из которых основными являются: яркость объекта, цвет, условия фотографирования, состав пленки, бумаги. Яркость объекта складывается из освещенности солнечным светом, свойств и отражательной способности его поверхности. Максимальную освещенность имеют поверхности, расположенные нормально к солнечным лучам.

Отражательная способность зависит от структуры поверхности, которая может быть гладкой, матовой или шероховатой. Гладкая поверхность воды дает зеркальное отражение солнечных лучей и изобразится на аэроснимке ярко- белым тоном; при обычных условиях вода поглощает свет и изображается темными тонами. Матовая поверхность дает равномерный серый тон. Изображение шероховатой поверхности характеризуется неровной окраской, вызываемой повышениями рельефа, отбрасывающими тень.

Цвет объекта зависит от окраски падающего света и от отражательной способности поверхности предмета. Солнечный свет несколько меняется в зависимости от метеорологических условий. При освещенности объекта солнечными лучами часть лучей спектра поглощается, а часть отражается. Отраженные лучи имеют оп-

ределенную окраску, дающую представление о цвете объекта. Попадая на светочувствительный слой пленки, отраженные лучи в зависимости от их окраски вызывают различную плотность изображения, по которой и судят о спектральной отражательной способности — цвете соответствующего объекта.

Большое значение при дешифрировании аэроснимков имеет тень. Последней называется пространство, не освещенное прямым светом. Не освещенная солнцем сторона предмета образует собственную тень, а тень, отбрасываемая предметом на земную поверхность, — падающую тень. Тень является дешифрировочным признаком, позволяющим отличать объемный предмет от обрывов, промоин, гребней, водоразделов и т. п.

Наряду с положительным эффектом при съемке местности с горным рельефом тени имеют и отрицательное значение, так как они затемняют значительные площади.

Рельеф. Рисунок рельефа на аэроснимке часто полностью подчинен геологическому строению и геоморфологическим особенностям. В большинстве случаев своеобразный, хорошо фиксирующийся на аэроснимках рельеф обусловлен структурными особенностями, *литологическим составом, физическими свойствами или* генетическими условиями формирования различных горных пород. Все эти факторы в силу различного проявления селективного выветривания и денудации, определенной избирательности эрозии и аккумуляции рыхлого материала отражаются на поверхности в виде характерных форм мезо- и микрорельефа, в развитии мелкой гидрографической сети и в характере распределения растительности.

Особенности рисунка рельефа свойственны не только комплексам горных пород, но и каждой пачке и даже каждому пласту в отдельности (микрорельеф). Различают струйчатый рисунок рельефа, развивающийся на крутых склонах и мягких породах, ветвистый, формирующийся на породах с массивной текстурой (например, на гранитах), сетчатый и др.

Характер эрозионной сети (рис. 9) отражает различные свойства горных пород и условия их залегания. Густота, ориентировка и сочетание речных и овражных долин и водотоков позволяют создать *представление о водонепроницаемости, трещиноватости, литологическом* составе пород, условиях их залегания, нарушенности разрывами и т. п.

Косвенные признаки. Все явления и предметы в природе находятся в тесной взаимосвязи и дают определенные сочетания. Из этой взаимосвязи и возникают так называемые косвенные признаки. Среди них основное значение имеют геоморфологические *признаки, характер растительности, цвет и степень увлажнения почв*, водные источники и некоторые другие.

Геоморфологические признаки. Крепость пород и устойчивость их к процессам выветривания играют основную роль в формировании макро- и микроформ рельефа. Большое значение имеет нарушенность пород трещинами и разрывами со смещения-

ми, предопределяющими рисунок и ориентировку сети речных и овражных долин. Обособленные типы рельефа развиваются на всей площади распространения пород с определенными физическими и структурными свойствами. Это дает возможность выделять распространение одновозрастных толщ или пород, близких по составу

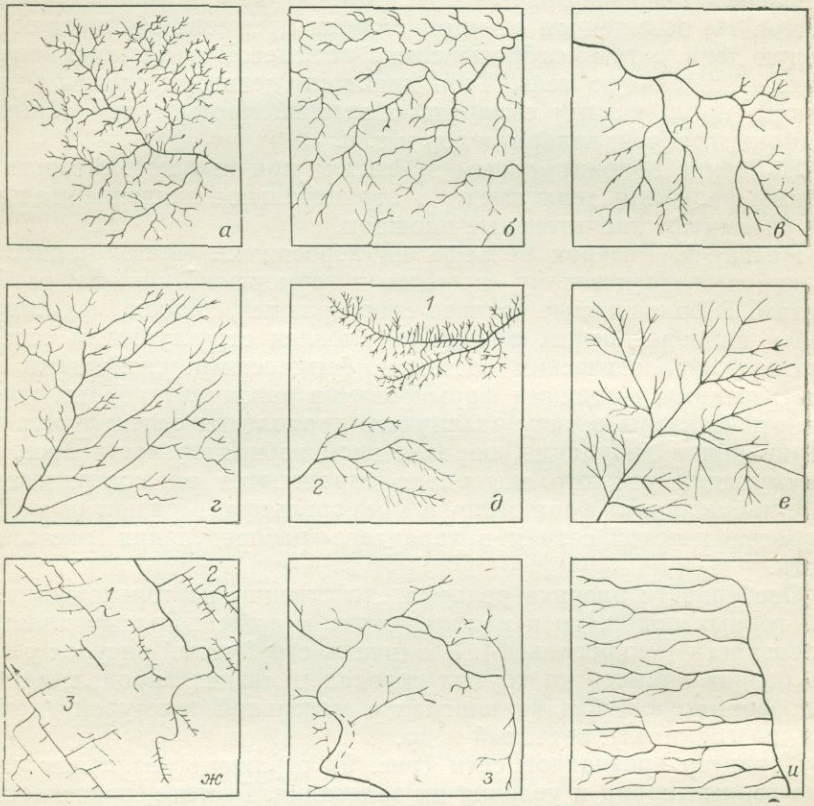


Рис. 9. Виды расположения эрозионной сети (масштаб рисунков одинаковый), по Г. В. Гальперову.

а, б — дендритовидный; *в* — субдендритовидный; *г* — субпараллельный; *д* — дендритовидно-гребенчатый (*1*) и дендритовидно-игольчатый (*2*); *е* — перисто-дентритовидный; *ж* — диагональный (*1*) и сетчатый (*2*); угловатый (решетчатый, *3*); *з* — беспорядочный; *и* — субпараллельный

и происхождению (например, новейшие континентальные образования, кислые интрузивные породы, закарстованные известняки и т. д.), а также прослеживать по простиранию отдельные слои, пачки или свиты даже при отсутствии обнажений этих пород на земной поверхности. Особенно важны линейные повышения в рельефе, возникающие обычно над крепкими жилами и дайками изверженных пород.

Растительность. Хорошо известно произрастание отдельных видов древесной, кустарниковой и травянистой растительности на почвах определенного состава. На сильно известковистых почвах травянистая растительность редкая или совершенно отсутствует, но охотно расселяются кустарники. В условиях Степного Казахстана этот признак легко позволяет выявлять слои и линзы карбонатных пород. Прорывы в полосе сплошной древесной растительности нередко возникают на крутых или обрывистых участках рельефа, сложенных крепкими породами. Особенно в большой степени древесная растительность способствует успешности геологического дешифрирования при горизонтальном или слабонаклонном залегании пород с развитым на них расчлененным рельефом.

Почвы. Основными индикаторами почв являются их цветовые оттенки, проявляющиеся на аэроснимках в изменении фототональности. При использовании их изображений на аэроснимках для целей геологического дешифрирования почвы должны быть хорошо обнажены и лишены сплошного растительного покрова. Окраска почв зависит главным образом от литологических особенностей исходных пород, соотношения гумусовых и минеральных частиц, механического состояния, засоленности и степени увлажнения.

Наибольший эффект использования изображения почв достигается в тех случаях, когда почвы залегают непосредственно на коренных породах или на их элювии. Наиболее часты пятнистые, точечные, полосчатые, прямолинейные, извилистые монотонные рисунки почв.

Солончаковые почвы имеют обычно неровную пятнистую окраску; загипсованные и соленосные породы покрываются светлыми неровными полосами, вытянутыми вдоль долин и водораздельных гряд. Своеобразный точечный или волнистый рисунок образуют песчанистые почвы, развитые на дюнных песках и песчаных аллювиальных шлейфах. На делювиально-пролювиальных образованиях, лёссовидных и покровных суглинках развиваются почвы, дающие ровные монотонные изображения.

Степень увлажнения почв. Увлажнение почв прежде всего сказывается на характере травянистой растительности, что может служить важным дешифровочным признаком в степных, полупустынных и пустынных зонах. Особенно большое значение этот дешифровочный признак имеет при выявлении разрывных нарушений и других проницаемых участков в земной коре. Этим же целям могут служить и водные источники. По выходам последних нередко удается устанавливать положение поверхностей несогласий, сместителей разрывов и иных структур.

Применение цветной и спектрозональной аэросъемок

Цветная фотография с наибольшей реальностью передает цвет дневной поверхности Земли и окраску горных пород, являющуюся в ряде случаев одним из основных геологических дешиф-

рировочных признаков. Наилучшие результаты при дешифрировании цветных аэроснимков дают крупномасштабные аэроснимки от 1 : 25 000 до 1 : 3000.

Цветные аэроснимки имеют ряд несомненных преимуществ перед черно-белыми. Особенно успешно применяется цветная аэросъемка для районов с хорошей обнаженностью и наличием резкого цветового контраста между разнородными и ярко окрашенными горными породами, а также для районов развития рыхлых элювиально-делювиальных образований, если они сохраняют свойства коренных пород.

Как показывают наблюдения, горные породы на поверхности далеко не всегда имеют свой естественный цвет (т. е. их цвет в свежем изломе). Последний чаще характерен для осыпей на крутых склонах, состоящих из обломков со свежим изломом.

Коренные выходы горных пород нередко покрыты коркой загара красно-бурого, темно-бурого и даже черного цвета, которая часто маскирует их истинную, относительно более светлую окраску. Такую же роль играют лишайники, развивающиеся на поверхности скальных выходов горных пород и имеющие яркие желтые, оранжевые и зеленовато-серые цвета.

К естественной окраске горных пород в условиях хорошей обнаженности почти всегда примешивается зеленый цвет произрастающей на их поверхности травянистой растительности (например, сизо-зеленый цвет полыни в степных районах), который также несколько искажает цвет горных пород на аэроснимках. Большое значение для резкости изображения на цветных аэроснимках имеют масштаб съемки, размеры объектов, крутизна склонов рельефа. По мере уменьшения масштаба отличия и границы между отдельными неодинаково окрашенными горными породами постепенно исчезают.

Резкость цветного изображения возрастает с увеличением размеров объектов. Так, при масштабе 1 : 10 000 цветная аэросъемка будет иметь значительные преимущества перед черно-белой только в том случае, если мощность контрастно окрашенных пластов будет не менее 20—30 м. Пестроцветные толщи, состоящие из различно окрашенных маломощных пластов, имеют на цветных аэроснимках общий преобладающий или суммарный цвет этих пород.

Цветные аэроснимки увеличивают эффективность геологического дешифрирования при наличии в составе пород ярко окрашенных и хорошо обнаженных свит, пачек или достаточно мощных пластов, окраска которых сохраняется и может быть прослежена по простиранию на значительные расстояния. Используя такую свиту, пачку или пласт в качестве «маркирующего горизонта», можно производить на цветных аэроснимках достаточно надежное дешифрирование геологических структур.

Для повышения контрастности изображения применяют спектрозональное фотографирование.

Успешные опыты применения спектрозональной аэросъемки были проведены при поисках зелено-серых меденосных песчани-

ков, залегающих среди красноцветных верхнепалеозойских толщ Казахстана. В качестве позитивного материала при печатании со спектрозональных негативных пленок может быть использована и бумага для черно-белой печати.

Глава 5

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЕОЛОГИИ

Начало исследований поверхности Земли из космоса было положено в СССР при запуске первого в мире искусственного спутника Земли 4 октября 1957 г. В настоящее время высота орбиты спутников превышает 90 000 км, что может обеспечить получение информации о земной поверхности в любом масштабе вплоть до 1 : 100 000 000. Первый в мире полет человека в космос был осуществлен 12 апреля 1961 г. Ю. А. Гагариным, а 6 августа 1961 г. летчик-космонавт Г. С. Титов впервые сфотографировал Землю из космоса. Эта дата стала началом планомерного изучения земной поверхности из космического пространства.

Весь накопленный в последнее десятилетие опыт геологического изучения поверхности Земли из космоса обобщен в большом количестве специальных монографий и сборников, составленных как советскими, так и зарубежными авторами. Из учебных пособий наиболее полным и доступным является учебное пособие по космическим методам в геологии, составленное Я. Г. Кацем, А. Г. Рябухиным и Д. М. Трофимовым, из которого ниже приведены многие сведения.

В настоящее время методы изучения поверхности Земли из космоса делятся на две группы. К первой из них относятся визуальные наблюдения, фотосъемка и телевизионная съемка, использующие видимую и ближнюю инфракрасную области электромагнитного спектра, и ко второй — инфракрасная съемка, радиолокационная съемка, спектрометрическая съемка и специальные съемки (лазерная, ультрафиолетовая и др.), регистрирующие невидимую часть электромагнитного спектра.

Космофотоснимки и их свойства

Космофотоснимки (КФС) являются пока основным видом информации, получаемой из космоса. Они отражают различные ландшафтные условия земной поверхности, открывают возможности геологического дешифрирования КФС, так как между ландшафтами и строением земной коры существуют тесные связи.

КФС позволяют измерять все три координаты рельефа местности и тем самым определять положение тектонических структур в пространстве. Но основные, не повторяющиеся в других видах информации свойства КФС заключаются в обзорности и генерализации изображения, что устраняет мешающее при дешифриро-

вании крупномасштабных снимков маскирующее влияние мелких и второстепенных геологических объектов и элементов ландшафта (рис. 10).

Оптимальные соотношения между масштабом космических материалов и составляемых с их помощью карт земной поверхности выражаются соотношением 1 : 3-5. Имея в виду наиболее обычные масштабы КФС от 1 : 800 000 до 1 : 3 000 000, можно на их основе составлять геологические карты масштаба от 1 : 200 000 до 1 : : 1 000 000.

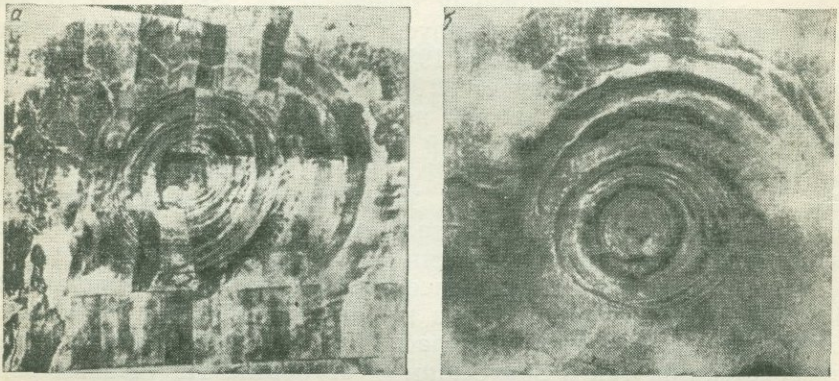


Рис. 10. Монтаж аэрофотоснимков кольцевой структуры Ришат в Мавритании (*а*) и космический снимок той же структуры (*б*), по Г. Т. Береговому и др.

Помимо плановых снимков начала применяться конвергентная съемка, выполняемая синхронным фотографированием местности двумя аналогичными жесткосоединенными аэрофотоаппаратами, оптические оси которых симметрично отклонены от вертикали. Подбор стереопар осуществляется через один или два кадра. Точность измерений по снимкам, полученным при конвергентной съемке, сравнительно выше, чем при плановом изображении.

В СССР при фотографировании из космоса применяются следующие виды фотопленок: черно-белая, цветная трехслойная и спектрозональная двухслойная пленка (СН-6М).

Спектрозональные пленки не точно воспроизводят цвета, но дают наибольшее количество цветовых градаций по сравнению с другими пленками.

Фотографирование из космоса может производиться путем применения многозональной съемки, осуществляемой с помощью многокамерных аппаратов, каждый из которых имеет специальный светофильтр, рассчитанный на получение изображения в определенном диапазоне спектра или многообъективных фотоаппаратов.

Съемка может производиться на чёрно-белую, спектрозональ-

ную или цветную пленки. В многообъективном аппарате используется один вид пленки. Обработка снимков возможна для каждого диапазона спектра и в виде совмещенных изображений.

Одновременные изображения, получаемые в различных зонах спектра, могут быть использованы для синтеза цветных составных изображений. Для выявления специфических особенностей объектов производится цветовое кодирование по определенным уровням оптических плотностей. С этой целью при проектировании исходных пленок на фотобумагу применяют различные цветные фильтры.

Достоинства многозональных съемок заключаются в возможности получения составных цветных изображений, а также в высокой контрастности изображений поверхностных объектов, передаваемых только в определенных зонах спектра.

К недостаткам метода относится большой объем работ по дешифрированию при многократном повторении одного и того же изображения.

При геологических исследованиях основными видами космофотоматериалов являются космофотоснимки (перспективные и плановые), трансформированные космофотоснимки и космофотосхемы.

Каждый из КФС имеет два номера: порядковый в процессе съемки и инвентарный, а также дату и время фотографирования. Почти все первичные КФС являются перспективными и приводятся к плановым после трансформирования.

При отсутствии данных о высоте съемки и фокусном расстоянии объектива масштаб космофотоснимка может быть определен с помощью топокарты снимка. Как указывает М. Н. Петрусевич, масштаб КФС может быть вычислен по формуле:

$$M_c = \frac{AB \cdot M_k}{ab}, \qquad (10)$$

где M_c — знаменатель масштаба КФС; M_k — знаменатель масштаба карты; ab — расстояние между точками a и b на КФС, мм; AB — расстояние между аналогичными точками на карте, мм.

Важнейшие особенности КФС, резко отличающие их от обычных АС, выражены в обзорности и генерализации. Обзорность зависит от высоты нахождения космического летающего аппарата (КЛА) в момент съемки, типа объектива фотоаппарата и условий съемки. Генерализация или уровень генерализации — понятие более сложное. Под ним понимают единство в изображении ландшафтов на КФС. При уменьшении масштаба съемки возрастает уровень генерализации, так как при этом происходит отфильтрование всех второстепенных элементов ландшафта, размеры которых меньше разрешающей способности конкретного изображения. Характеристика изображений, получаемых на КФС на различных уровнях генерализации, приведена в табл. 2.

Трансформированные КФС представляют собой снимки, приведенные к плановому путем трансформации как угла наклона оп-

ТАБЛИЦА 2

Характеристика изображений, полученных из космоса на различных уровнях генерализации, по Г. Т. Береговому, Н. К. Абросимову и др.

Уровни генерализации	Вид съемки	Разрешающая способность	Масштаб изображения	Высота съемки, км	Преимущества	Недостатки
Глобальный	Фотографирование и телевизионная	Больше 10 км	1 : 35 000 000 и мельче	более 1000	Большой охват поверхности Земли на одном изображении; одновременность и быстрота информации о большой территории; отсутствие мозаичности и фотограмметрической несопоставимости	Трудности с получением и передачей изображения на Землю. Сильная сферичность проекции, неравномерность в освещении
Континентальный	Фотографирование, телевизионная	1 км	10 000 000	1000		
Региональный	Сканеры	100 м	1 : 3 000 000 — 1 000 000 (увеличение до 1 : 500 000)	400—200		
Локальный	Фотографирование	30—20 м	1 : 500 000 1 : 300 000 (увеличение до 1 : 150 000)	100—20	Высокое пространственное разрешение и высокая информативность геологических объектов	Меньшая степень обзорности по сравнению с региональными снимками
Детальный		До 10 м	1 : 200 000 и крупнее	20 и ниже	По качеству изображения близки к крупномасштабным аэрофотоснимкам	

тической оси фотоаппарата, так и кривизны земной поверхности и имеющие сетку меридианов и параллелей.

Космофотосхемы представляют собой монтаж КФС с трансформированным углом наклона. Они не очень точны, так как плохо увязаны по границам склейки; космофотокарты составляются из полностью трансформированных КФС. Как космофотосхемы, так и космофотокарты можно получить в репродукциях необходимого масштаба.

Ландшафтный метод геологического дешифрирования базируется на выделении на КФС участков с однообразным выражением ландшафта земной поверхности. Оптические свойства ландшафтов (включая спектрозональную и многозональную съемки) влияют на фотоизображение природных объектов в виде различий по цвету или фототону.

Ю. С. Толчельников и Т. М. Хазанов при определении однообразности ландшафта рекомендует учитывать цвет (интенсивность и спектральный состав, отражаемый объектами излучения), угловое распределение отражательного излучения (степень освещенности), размер, форму и текстуру изображения объекта. При этом необходимо иметь в виду, что оптические параметры претерпевают ряд изменений в зависимости от сезонных и временных условий.

В результате дешифрирования производят ландшафтное районирование и устанавливают взаимосвязи единичных компонентов ландшафта с элементами геологического строения.

Для каждого из ландшафтных районов выявляется комплекс геологических, геоморфологических, неотектонических, почвенно-биологических и других природных условий, отражающихся на КФС в виде комплекса дешифрировочных признаков — ландшафтных индикаторов. Комплексы ландшафтных индикаторов соответствуют определенным условиям осадконакопления, магматизма, метаморфизма и тектонического строения. Изменение перечисленных условий отразится на ландшафте, а следовательно, и на сочетании ландшафтных индикаторов.

Телевизионная съемка

Телевизионная съемка использует видимую область спектра и ближнюю часть инфракрасного излучения в диапазоне 0,8—1,1 мкм. Изображение земной поверхности при телевизионной съемке проектируется на приемное устройство — видикон, с которого электрические сигналы по радиоканалу передаются на Землю, либо записываются на магнитную пленку, с которой они затем передаются на Землю. В наземном пункте телесигналы принимаются, усиливаются и с помощью электронно-лучевой трубки, фототелеграфного устройства или других приборов воспроизводятся в виде изображения (рис. 11).

Телевизионная система с передающей камерой обычно производит покадровую съемку, а заснятая полоса составляется из от-

дельных кадров. Возможно ведение съемки с перекрытием для получения стереомодели.

При вертикальной ориентации телекамеры телеизображение приближается к плановому, а перспективные искажения на его краях вызываются кривизной Земли. Масштабы телеснимков ко-

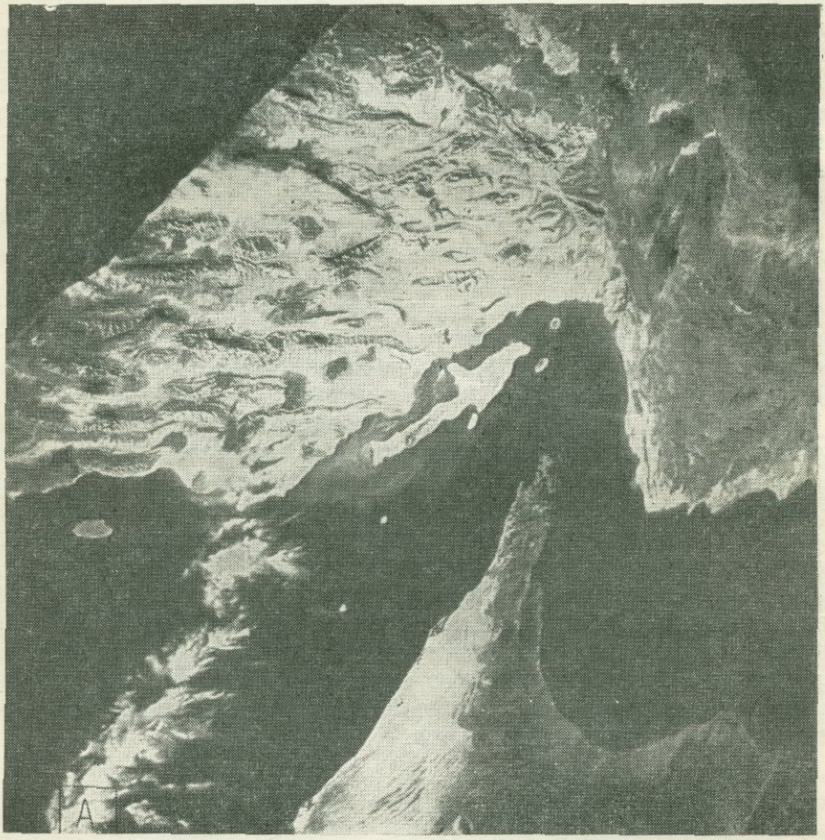


Рис. 11. Телевизионный снимок территории гор Загрос, Юго-Западный Иран

леблются от 1 : 6 000 000 до 1 : 14 000 000; разрешающая способность 0,8—6 км. Снимки хорошего качества могут быть увеличены в 2—3 раза.

Для увеличения полосы захвата съемка может производиться одновременно двумя телекамерами, оптические оси которых отклонены по вертикали на 19°.

Съемка может быть произведена не только с помощью телевизионных камер, но и путем применения сканирующих устройств. Сканер представляет собой качающийся импульсный датчик, под

который непрерывно подходят новые полосы земной поверхности, позволяющие при суммировании получать изображение той или иной площади. Отраженные лучи могут быть приняты на видеомагнитофон или телевизор.

Сканирующая система при угле зрения сканера 50° может дать изображение сплошной полосы захвата. Излучение преобразуется в электрический сигнал, который переводится в цифровую систему и записывается по борту корабля на магнитную пленку либо передается по радиоканалам на Землю для записи в приемном пункте, где она трансформируется с помощью ЭВМ в видеоизображение.

Для геологических целей используются два вида телевизионных материалов: отдельные телеснимки и телефотосхемы. Последние представляют собой монтаж телевизионных снимков, составляющий изображение снятого района. Телесхемы монтируются из нетрансформированных снимков и имеют ряд неточностей; стереопары из телеснимков подобрать трудно, что исключает при их дешифрировании использование рельефа.

Основными дешифровочными признаками телеснимков являются фотоны и рисунок изображения. И. И. Башилова рекомендует выделять на снимках участки, отличающиеся по фототону и рисунку изображения; результаты дешифрирования переносятся на телесхему, на которой производят увязку всех данных, получаемых при дешифрировании. Далее производят сопоставление результатов дешифрирования с природными объектами, изображенными на топографических, географических, геологических и тектонических картах. Особое внимание должно быть обращено на линеаменты, являющиеся в большинстве случаев разрывными нарушениями. Они выражаются в виде прямолинейных границ между различными по тональности участками или выделяются в виде линий, контрастно выделяющихся на общем фоне. Часто разрывы приурочены к линейным элементам или гидрографической сети. При выявлении разрывных нарушений на телеснимках надо быть особенно осторожным, чтобы не принять телепомехи за разломы.

Телевизионные снимки, более мелкие по масштабу изображения, чем КФС, отличаются большой обзорностью и высокой степенью генерализации и могут быть с успехом использованы для исследования региональных и глобальных тектонических процессов, осадконакопления, вулканизма, сейсмологии, при геоморфологических построениях и т. д.

Телевизионные изображения и КФС дополняют друг друга, образуя вместе с АФС единый последовательный комплекс материалов дистанционного изучения поверхности Земли.

Космические исследования в невидимой области спектра

При геологических исследованиях наиболее широкое распространение получили инфракрасная, радарная, радиотепловая, спектрометрическая съемки. Другие виды съемок: ультрафио-

летовая, лазерная и радиационная — пока еще не нашли достаточного применения.

Инфракрасная съемка основана на использовании ИК-излучения нагретых тел в полосе от 0,76 до 1000 мкм. Источники тепла могут быть первичными (Солнце, эндогенное тепло Земли) и вторичными, нагрев и излучение которых происходят под воздействием других источников (атмосфера, поверхность Земли и др.). Первый вид излучения вызывает основные тепловые аномалии поверхности Земли.

При ИК-съемке применяют специальные фотоэлектрические и тепловые приборы, преобразующие невидимое инфракрасное излучение в видимое на электронно-лучевых трубках. Регистрация полученного сигнала производится на двигающуюся пленку, скорость которой пропорциональна скорости самолета.

Фотографии, полученные в ближней части ИК-спектра, по сравнению с обычной фотографией дают четкие границы распространения растительности, водных поверхностей и границы между различными степенями увлажнения почв. Линейность границ может быть связана с увлажнением тектонических разрывов. Кроме того, ИК-фотография дает возможность получить снимки при малой освещенности и в темноте. Однако в комплексе свойств снимки ИК близкого диапазона имеют более низкую разрешающую способность, меньшую чувствительность и стабильность изображений.

Температурные аномалии в зонах высокой современной вулканической активности и интенсивности гидротермальной деятельности могут достигать десятков градусов; суточные и сезонные перепады температур составляют до 20—30°. Так как то или иное тепловое излучение свойственно всем окружающим нас предметам, ИК изображение характеризует пространственное распределение тепловых неоднородностей поверхности Земли.

Спектр ИК излучения условно разделен на три диапазона: ближний — 0,76—1,40, средний — 1,40—3,0 и дальний — 3,0—1000 мкм.

В пределах ближнего диапазона в основном регистрируется отраженное излучение Солнца, и поэтому основное применение находит средний и начало дальнего диапазона (2—14 мкм), улавливающие главным образом эндогенное и другие виды тепла на поверхности Земли. Свойства этих волн мало чем отличаются от видимой части спектра и поэтому могут быть зарегистрированы на специальную фотопленку, чувствительную к ИК-излучению. Пороговая тепловая чувствительность пленок составляет 0,3—0,5°.

При прохождении инфракрасного излучения через атмосферу отмечается избирательное поглощение излучения газом и водяным паром. Наименьшим поглощением обладают «окна пропускания» в диапазонах 8—13 мкм (так называемый «термический» диапазон ИК излучения) и 1,8—5,8 мкм.

На ИК изображениях яркими тонами изображаются участки, имеющие более низкую температуру; темный фон соответствует

участкам с более высокой температурой. Чем интенсивнее тепловая аномалия, тем ярче тон изображения (рис. 12).

Как известно, с увеличением влажности температура поверхности значительно снижается. Пользуясь этим свойством, на ИК изображениях по изменению тепловых контрастов земной поверх-

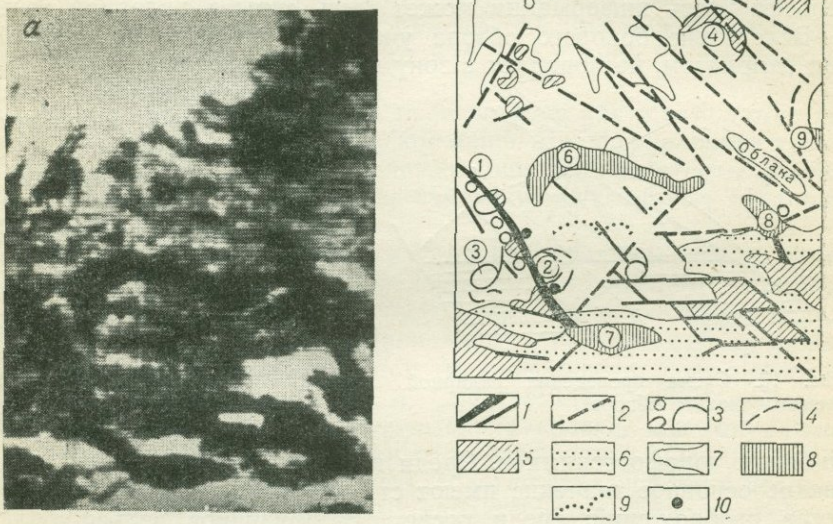


Рис. 12. Космический ИК снимок *(а)* и схема дешифрирования *(б)* Юго-Восточного Казахстана (спектральный интервал 8—12 мкм), по В. З. Сахатову, Н. В. Скубловой, Н. Я. Яковлеву.

1 — линейно-полосовые и линейные тепловые аномалии, выделяемые уверенно (1 — Джалаир-Найманская зона); *2* — те же аномалии, выделяемые менее уверенно; *3* — кольцевые тепловые аномалии, выделяемые уверенно (2—3 — обусловленные особенностями геологического строения); *4* — те же аномалии, выделяемые менее уверенно (4—5 — обусловленные особенностями орографии); *5* — площадные тепловые аномалии; *6* — участки с минимальной инфракрасной радиацией; *7* — граница участков различной интенсивности радиации; *8* — аномалии, обусловленные нагретыми поверхностями озер (6 — Балханы, 7 — Иссык-Куль, 8 — Алаколь и Сарыкколь, *9* — Эби-Нур); *9* — реки; *10* — локальные тепловые аномалии в пределах Джалаир-Найманской зоны

ности можно выделить места повышенной влажности, связанные с наличием грунтовых и пластовых вод. Особенно важно использование ИК метода при поисках грунтовых вод в пустынных и полупустынных областях.

При радарной съемке используется микроволновый диапазон электромагнитного спектра от 0,3 до 1 м. При этом могут фиксироваться естественное радиоизлучение и искусственный радиосигнал, отраженный от различных объектов. В зависимости от природы электромагнитного излучения радарная съемка делится на радиолокационную (радарную) и радиотепловую.

Для решения геологических задач применяются радиолокаторы бокового обзора, которые устанавливаются на летающих аппаратах. Обычно устанавливаются два локатора, которые ведут съемку двух полос, параллельных маршруту самолета (рис. 13).

Посланный радиосигнал по нормали отражается от встречающихся на его пути объектов и неровностей поверхности Земли и улавливается специальной антенной, а затем передается на видикон или фиксируется на движущейся фотопленке.

Радарную съемку можно вести в любое время суток и при любой погоде (кроме грозовых туч). Лишь при резко расчлененном рельефе часть информации может быть скрыта радарной тенью.

Вследствие бокового обзора участок местности, находящийся под самолетом, не попадает в зону обзора радиолуча.

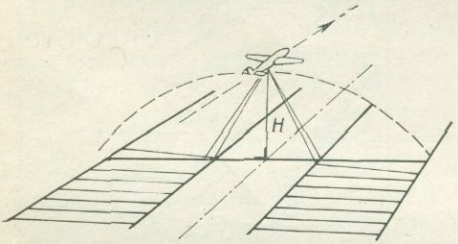


Рис. 13. Схема проведения радарной съемки бокового обзора

При геологических исследованиях обычно используются радиолокационные (РЛ) съемки двух фиксированных масштабов 1 : 90 000 и 1 : : 180 000; ширина полос соответственно достигает 13,5 и 27 км, ширина незаснятой полосы равна двум высотам (H) полета самолета.

Дешифрирование РЛ снимков основано на тех же методических приемах, что и черно-белых аэрофотоснимков. Среди прямых дешифровочных признаков основное значение имеют структурный рисунок, тон и текстура изображений; среди косвенных признаков рельеф, влажность и характер растительности. Следует иметь в виду, что наибольшую информативность имеют РЛ снимки, сделанные по простиранию структур.

РЛ снимки значительно полнее, чем аэрофотоснимки могут отразить структуры коренных пород, перекрытых рыхлыми осадками (рис. 14), или на местности, покрытой густым растительным покровом (рис. 15).

Радарную съемку для геологических целей можно вести и из космоса с высот более 180 км. Однако разрешающая способность таких съемок ниже фотографических снимков, а само изображение отражает лишь генерализованные структуры.

Радиотепловая съемка регистрирует тепловое радиоизлучение (радиоизлучение Солнца, земной поверхности и др.) в диапазоне 0,3—10 см. Различие природных объектов по тепловым неоднородностям в области радиочастот зависит от температуры тела и коэффициента излучения природных объектов. При изменении влажности, солености и других параметров, влияющих на естественно электромагнитное поле горных пород, а также при изменении состава пород земной поверхности коэффициент излучения изменяется и это дает возможность фиксировать тепловую анома-

лию. При наблюдении за земными объектами максимальные радиотепловые контрасты наблюдаются между водой и сушей, но позволяют обнаруживать скрытые водоемы, причем радиотепловая съемка не зависит от состояния атмосферы. Наибольший эффект съемка дает при изучении береговых линий, вулканической и гидротермальной деятельности, а также ледового покрова.

Спектрометрическая съемка заключается в регистрации отражающих свойств земной поверхности и атмосферы в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне. Измерив общий поток падающей радиации и поток радиации, отраженный от земной поверхности и рассеянный атмосферой, мы можем вычислить величину спектрального альбедо и коэффициента спектральной яркости поверхности Земли.

Спектрометрическая съемка производится как с самолетов, так и с пилотируемых космических кораблей. Дешифрирование спектральной яркости природных образований заключается в сравнении с эталонным экраном. Для измерений существуют специальные спектрографы.

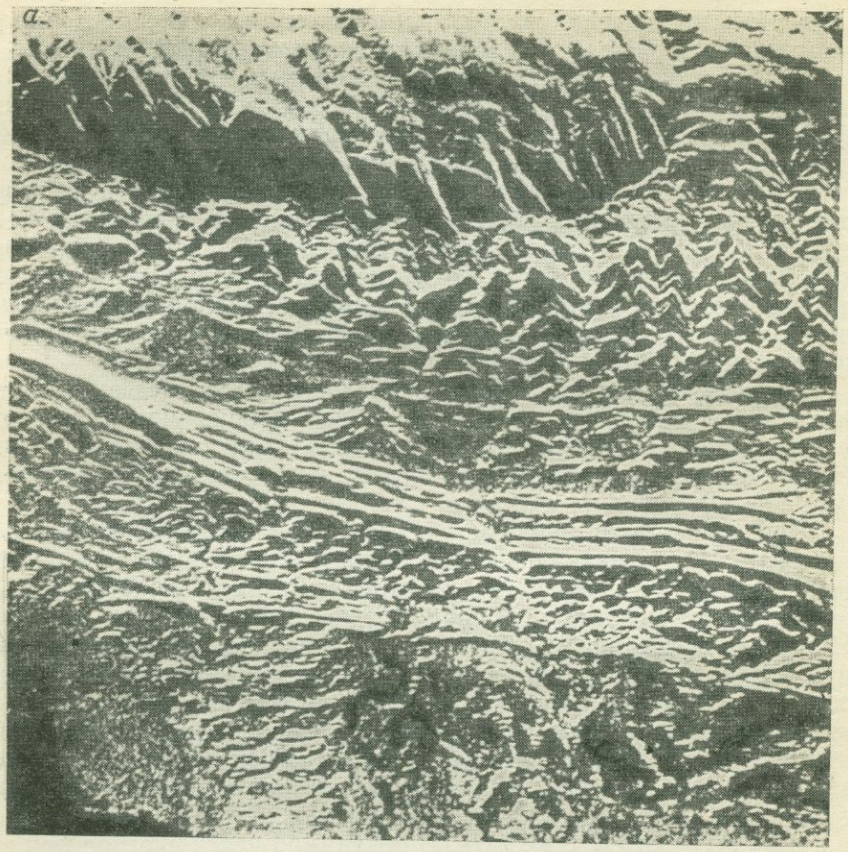
Процесс съемки включает в себя сканирование изображения на местности, спектральное разделение попадающего в прибор излучения, преобразование лучистой энергии в электрическую и регистрацию величин пропорциональных получаемым сигналом. Наиболее эффективной является микроволновая спектрометрия при длине волны 0,3 см — 1,0 м. Спектрометрические характеристики в некоторых случаях значительно полнее, чем интегральные, которые получаются при фотографировании. Однако сложность ее использования для целей геологии заключается в недостаточной изученности спектральных характеристик природных объектов.

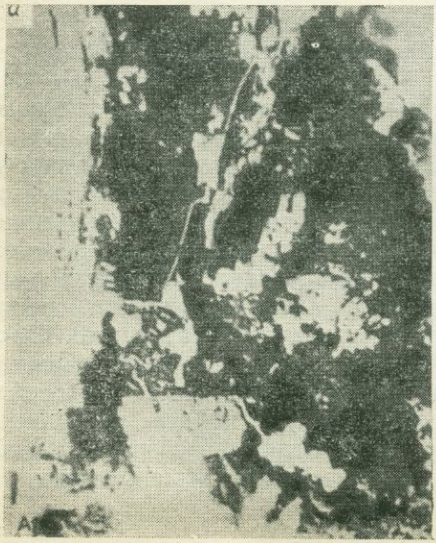
Другие виды съемок. В невидимой части спектра при геологических исследованиях используются ультрафиолетовая и лазерная съемки.

Ультрафиолетовая съемка использует часть невидимого спектра излучения между видимым спектром и рентгеновским излучением (0,38—0,2 мкм).

Изучение особенностей строения земной поверхности при помощи ультрафиолетовой съемки затруднено вследствие сильного поглощения и рассеивания ультрафиолетового излучения атмосферой. Известно, что при облучении ультрафиолетовыми лучами некоторые геологические тела начинают флюоресцировать, причем интенсивность свечения увеличивается с повышением содержания радиоактивных элементов. На снимках в ультрафиолетовых лучах помимо флюоресцирующих объектов, например пленок нефти, удается распознать карбонатные отложения на фоне других пород.

Применение лазерной съемки основано на облучении монохроматической волной лазера природных объектов. Если лазер установить на самолет и облучить по профилю полета поверхность Земли, то отраженные от поверхности лазерные лучи и опорное изображение самого источника, одновременно фиксируемые на


а


а


б

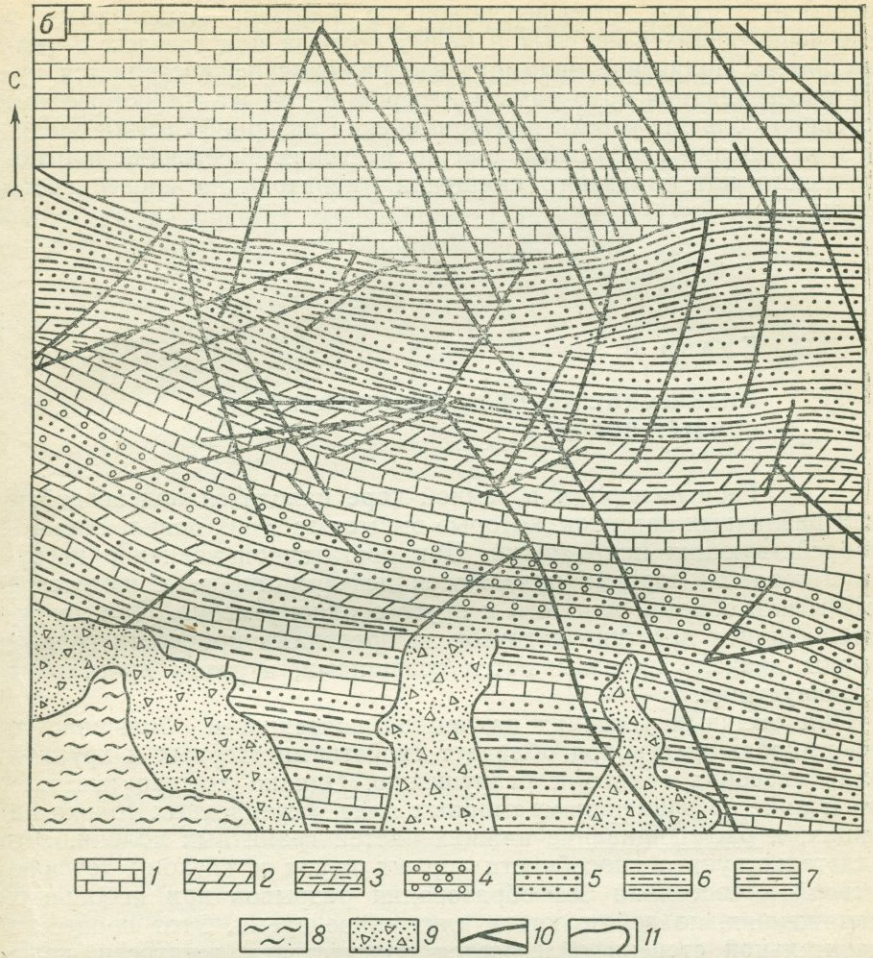


Рис. 14. Радиолокационное изображение (*а*) и геологическая схема (*б*) горного района (Туркмения), составленная по материалам радиолокационного изображения, по В. Б. Комарову, В. А. Старостину, Б. П. Нявро.

1 — известняк K_1br; *2* — мергель N_1ak; *3* — глинистые мергели K_2cm+cn_1; *4* — конгломераты N_1; *5* — песчаники $K_1apt+alb$; *6* — алевролиты; K_2cm; *7* — глины; *8* — суглинки Q_{III-IV}; *9* — супеси Q_{II}; *10* — разрывные нарушения; *11* — границы литолого-стратиграфических комплексов

←

Рис. 15. Аэрофотоснимок (*а*) и радиолокационное изображение (*б*) района Сивайд, штат Орегон, по Г. Смиту

фотопленке, дадут интерференционную картину — голограмму в виде чередующихся светлых и белых полосок или светлых и темных пятен. Получение видимого изображения осуществляется путем просвечивания голограммы лазером с той же длиной волны. Особенно большие успехи при применении лазерной съемки сделаны в измерении глобальных или космических расстояний и относительного или взаимного смещения пунктов на поверхности Земли.

Глава 6

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы в земной коре находятся под воздействием различных нагрузок, которые вызывают в них появление противодействующих напряжений. При достаточной величине нагрузок в горных породах появляются деформации, т. е. изменение формы или объема, или того и другого одновременно. При непрекращающемся действии нагрузок за пределами прочности горные породы вначале пронизываются трещинами, а затем происходит их разрушение.

При обычных условиях на земной поверхности большинство деформированных пород обладает свойствами твердых и хрупких тел и способна только к разрушению. Однако хорошо известно прогибание со временем мраморных плит, укрепленных только на концах, и расплющивание нижних частей гранитных колонн. Это свидетельствует о способности горных пород к вязкому течению в твердом состоянии без образования разрывов при небольших напряжениях, но действующих длительное время. Этот процесс в значительной степени облегчается присутствием жидкости, чаще всего воды, находящейся в пустотах между зернами или кристаллами горных пород, которая может обладать и собственным давлением, способным в значительной степени ослабить внешние нагрузки.

В результате течения пород в твердом состоянии в них образуются складки, сланцеватость, кливаж и другие виды деформаций. Следует иметь в виду, что изучение прочности и разрушения твердых тел производилось преимущественно на металлах, от которых горные породы отличаются прежде всего своей неоднородностью. Тем не менее в деформациях горных пород и металлов есть много общего, что позволяет с известным приближением применять качественную основу теории деформации металлов к процессам деформации горных пород.

Существенную помощь в решении этих вопросов оказывает также экспериментальное моделирование природных процессов.

Виды деформаций и напряженное состояние

При деформациях происходит перемещение частиц породы относительно друг друга. При этом породы могут подвергнуться растяжению, сжатию, сдвигу, изгибу, кручению или иным видам деформаций (рис. 16). Если все частицы породы перемещаются с одной и той же величиной и по одному направлению, деформация называется однородной. При однородной деформации квадрат превращается в прямоугольник, ромб, круг и т. д. При

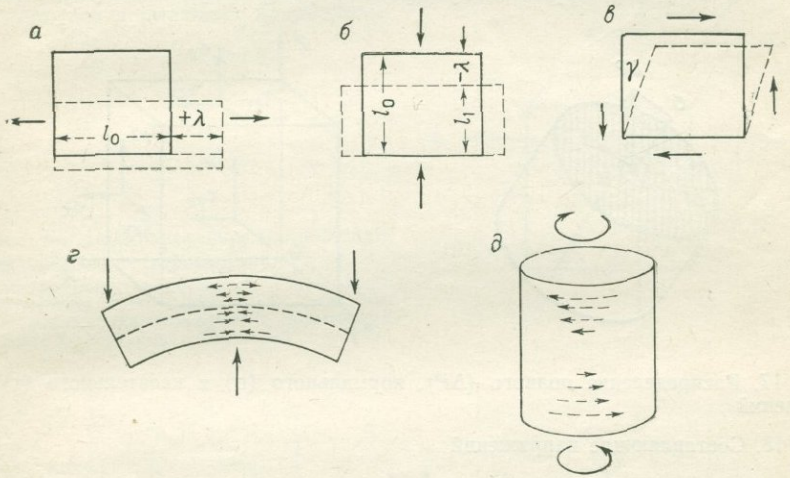


Рис. 16. Различные виды деформации.
а — растяжение; *б* — сжатие; *в* — чистый сдвиг; *г* — изгиб; *д* — кручение; сплошные стрелки — действующие силы, пунктирные — смещения

неоднородной деформации частицы породы испытывают различную деформацию или перемещаются в различных направлениях. Примером может служить изгиб бруска (рис. 16, *г*), скручивание цилиндра (рис. 16, *д*) и т. д. При этом действующие на породы силы не должны вызывать их перемещения или вращения.

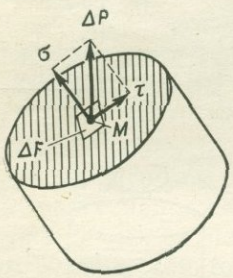
Все даже самые сложные деформации можно свести к комбинации трех простейших видов: сжатию, растяжению и сдвигу. Деформации сжатия и растяжения определяются отношением изменения длины тела ($\pm\lambda$) по выбранному направлению к его первоначальной длине (l_0) по тому же направлению (рис. 16, *а*, *б*). Сдвиг вызывается двумя силами, действующими в разные стороны по параллельным направлениям. Для того чтобы тело при сдвиге не вращалось, помимо активных сил должны существовать реактивные силы (рис. 16, *в*).

Величина сдвига характеризуется тангенсом угла скашивания прямых линий, проведенных до начала деформации, или самим углом γ при малой величине сдвига.

Различают два вида сдвиговых деформаций: простой сдвиг и чистый. При простом сдвиге расстояние по нормали между граня-

ми квадрата сохраняет свое значение, а две другие грани поворачиваются и удлиняются. Этот вид сдвига не имеет сколько-нибудь реального значения при деформациях горных пород. При чистом сдвиге все грани квадрата сохраняют свои размеры, но расстояния по нормали между гранями уменьшаются (рис. 16, *в*).

При сдвиге происходит скольжение вещества породы по сближенным параллельным поверхностям в том же направлении, в котором действует активная пара сил. При этом исходные размеры квадрата будут удлиняться в одном направлении и укорачиваться в другом, перпендикулярном к первому. Поэтому любую



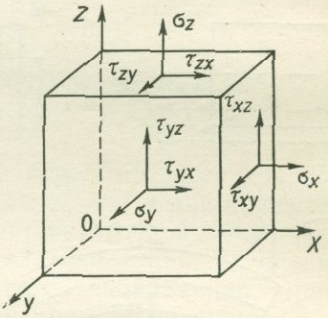


Рис. 17. Распределение полного (ΔP), нормального (σ) и касательного (τ) напряжений

Рис. 18. Составляющие напряжений

деформацию с небольшой величиной смещения можно рассматривать как комбинацию удлинение-сокращение.

Напряжением называются внутренние силы, возникающие в горных породах под воздействием внешних сил. Для характеристики напряжений обычно используют метод сечения, при котором определенный объем породы мысленно рассекается поверхностью на две части, из которых одна отбрасывается, а действие на оставшуюся часть заменяется силами, распределенными по поверхности сечения, равными по значению внешней нагрузке.

Если напряжения на любой из граней условно выделенного объема горной породы равны и противоположны напряжениям, действующим на какой-либо выбранной грани, такое напряженное состояние называется однородным. Примерами могут служить осевое растяжение стержня или чистый сдвиг.

При неоднородной деформации в различных точках тела напряжения различны. Например, при изгибе бруска, закрепленного на концах, на выпуклой стороне происходит растяжение, а на вогнутой — сжатие (см. рис. 16, *г*).

Силы, действующие на горные породы при их деформации, могут быть внешними и внутренними. Внешние силы действуют или как объемные (сила тяжести и инерции), или как поверхностные (тектонические движения, давление воды, ветра и т. п.). И те и

другие могут вызвать деформации в горных породах, а следовательно, и напряжения.

В теории упругости различают три вида напряжений: полное, нормальное и касательное (тангенциальное). Если через Δp обозначить усилие, приходящееся на элементарную площадку ΔF (рис. 17), а затем перейти к пределу, стягивая контур площадки

Рис. 19. Изображение бесконечно малого куба, грани которого представляют главные плоскости, а ребра — главные оси нормальных напряжений

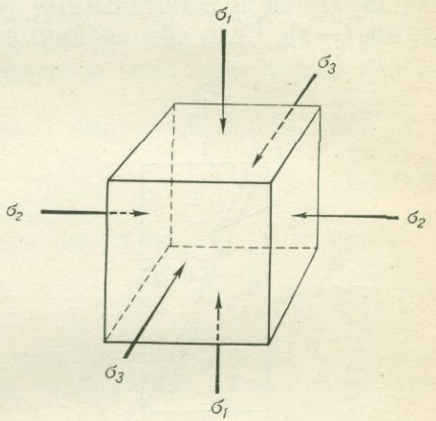
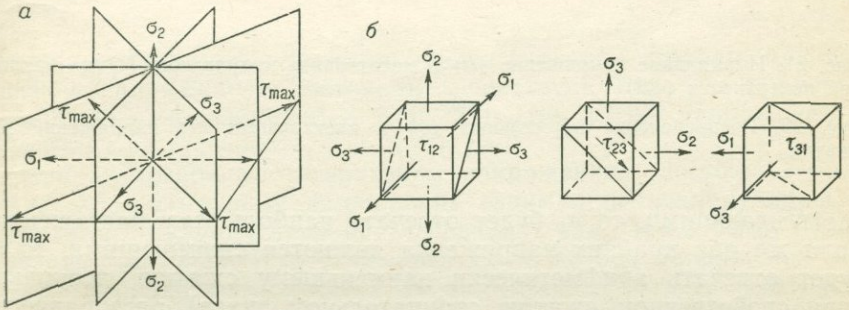


Рис. 20. Распределение напряжений при трехосной деформации.

Максимальные, нормальные (σ) и касательные (τ) напряжения; *а—б* — *касательные напряжения, связанные с различными* парами нормальных напряжений



ΔF к точке M, то полное напряжение (p) в плоскости сечения будет равно $p = \lim \Delta P/\Delta F$, т. е. полное напряжение представляет собой силу, отнесенную к единице площади.

Вектор, характеризующий полное напряжение в точке M, может быть разложен на силу, действующую нормально к площадке, — нормальное напряжение (σ), и силу, действующую в плоскости площадки, — касательное напряжение (τ).

Существуют различные системы обозначения напряжений. У нормальных напряжений ставится один индекс, указывающий ось, параллельно которой направлено напряжение, например σ_z; одновременно этот индекс обозначает нормаль к площадке, на которой действует напряжение, для σ_z эта площадка будет лежать в плоскости осей x и y (рис. 18).

При объемном напряженном состоянии через каждую точку тела можно провести три взаимно перпендикулярные площадки, на которых касательные напряжения равны нулю, а нормальные напряжения являются максимальными, или главными (σ_{max}). В общем случае главные напряжения не равны между собой: наибольшее из них обозначают σ_1, наименьшее σ_3 и промежуточное — σ_2, т. е. $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (рис. 19). Растягивающие напряжения *принимаются положительными* ($+\sigma$), *а сжимающие — отрицательными* ($-\sigma$). Если оба крайних по величине напряжения являются

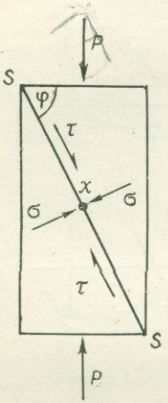


Рис. 21. Нормальное напряжение (σ) и касательное напряжение (τ) на наклонной поверхности (SS)

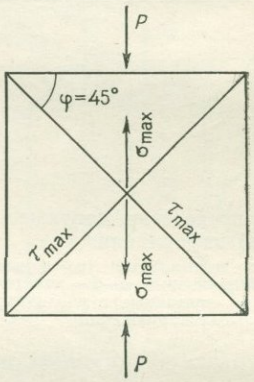


Рис. 22. Распределение нормальных (σ) и касательных (τ) напряжений при сжатии

растягивающими, то σ_1 будет отвечать наибольшему растяжению. Если же оба крайних напряжения являются сжимающими, то σ_1 будет отвечать арифметически наименьшему сжатию, поскольку (при свойственном сжатию отрицательном знаке) алгебраически оно будет максимальным.

На площадках, образующих угол в 45° с соответствующими главными нормальными напряжениями (рис. 20, *б*), возникают наибольшие касательные напряжения (τ_{max}). Абсолютные значения наибольших касательных напряжений составят

$$\tau_{12} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}; \qquad \tau_{23} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}; \qquad \tau_{31} = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}. \tag{11}$$

При обозначениях касательных напряжений ставят два индекса: первый из них указывает, какой оси параллельна нормаль к площадке, а второй — какой оси параллельно напряжение. Например, $\tau_{x,y}$ означает, что касательное напряжение действует на площадке, нормаль к которой параллельна оси x, а направление параллельно оси y (см. рис. 18).

Напряжения могут возникнуть по одной из осей и создать одноосное или линейное напряженное состояние; если напряжения проявляются по двум осям, а по третьей оно равно нулю, напряженное состояние будет двухосным , или плоским; при существовании по всем трем осям напряженное состояние окажется трехосным, или объемным (рис. 20, *а*).

При линейном одноосном напряженном состоянии величина полного напряжения в произвольной точке x на плоскости SS, находящейся в теле, подвергнутому сжатию, и наклоненной под углом φ (рис. 21), будет равно $P=P\cos\varphi$; величина плоскости SS будет равна $A/\cos\varphi$, где A — поверхность тела, на которую действует сила P.

Нормальное напряжение в точке x выразится формулой

$$\sigma=\frac{P\cos\varphi}{A/\cos\varphi}=\frac{P}{A}\cos^2\varphi=\frac{P}{A}\left(1+\frac{\cos 2\varphi}{2}\right). \tag{12}$$

Касательное напряжение в той же точке равно

$$\tau=\frac{P}{A}\sin\varphi\cos\varphi=\frac{P}{A}\,\frac{\sin 2\varphi}{2}. \tag{13}$$

Из этих выражений следует, что σ максимально при $\varphi=0$, так как тогда σ_{max} равно P, а касательное напряжение максимально при $\varphi=45°$, причем

$$\tau_{max}=\frac{\sigma_{max}}{2}. \tag{14}$$

Так как угол φ может быть направлен в разные стороны, при одноосном напряженном состоянии существует одно направление σ_{max} и два направления τ_{max} (рис. 22). При $\varphi=90°$ напряжения в теле будут отсутствовать, т. е. $\sigma=0$; $\tau=0$.

При двухосном растягивающем напряженном состоянии максимальные нормальные напряжения взаимно перпендикулярны и совпадают с направлением растягивающих сил. При этом σ_1 будет отвечать наибольшему растяжению. Если же оба напряжения являются напряжениями сжатия, то σ_1 будет отвечать арифметически наименьшему сжатию, поскольку (при свойственном сжатию отрицательном знаке) оно будет максимальным (рис. 23).

Максимальное тангенциальное напряжение (τ_{max}) при двухосном напряженном состоянии возникнет по двум сопряженным направлениям, являющимся биссектрисами между осью сжатия и осью растяжения, т. е. между двумя направлениями, по которым действуют σ_1 и σ_2 (см . рис. 23).

Таким образом, касательные напряжения могут возникнуть только в том случае, если $\sigma_1\neq\sigma_2$, т. е. если нормальные напряжения окажутся различными по величине или знаку. Если нормальные напряжения по обеим осям будут одинаковы и по знаку, и по величине, то тангенциальные напряжения не возникнут.

При плоской деформации сдвига тело, подвергшееся сдвигу, не может ни двигаться, ни вращаться, поэтому должна быть и вто-

рая пара реактивных сил, препятствующих тому движению тела, которое может быть вызвано первой парой.

Сложив пары сил (активную и реактивную), как это изображено на рис. 24, получим для рассматриваемого случая две главные оси деформации, из которых одна является осью растяжения, а другая — осью сжатия. Для малого угла сдвига оси деформации повернуты под углом 45° к направлению приложенных сил. Отсюда следует, что деформация тела при сдвиге равносильна растяжению и сжатию по осям, расположенным под углом 45° к на-

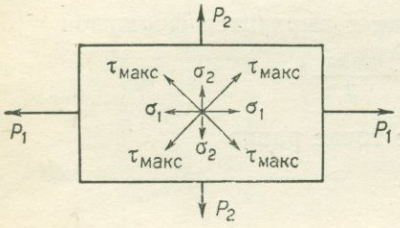


Рис. 23. Схема расположения максимальных нормальных (σ) и касательных (τ) напряжений при двухосном растяжении

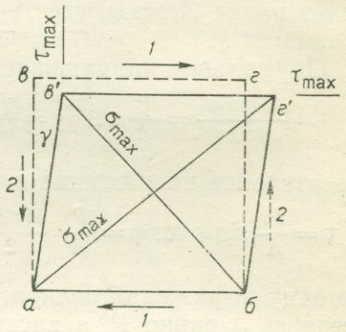


Рис. 24. Расположение напряжений при сдвиге.
аг' — ось максимального удлинения; *бв'* — ось максимального сокращения; *1* — активная пара сил; *2* — реактивная

правлению приложенных пар сил. Соответственно и направления с крайними значениями максимальных нормальных напряжений будут ориентированы под углом 45° к действующим силам, а максимальные касательные напряжения параллельны этим силам. Пластинка, изображенная на рис. 24, может представлять в сечении часть слоя горной породы, покрываемого и подстилаемого другими слоями, которые движутся параллельно границам между слоями в плоскости чертежа: один (верхний) — вправо, другой (нижний) — влево. Она же может изображать любой другой блок пород, находящийся на границе двух участков земной коры, двигающихся параллельно, но в противоположных направлениях.

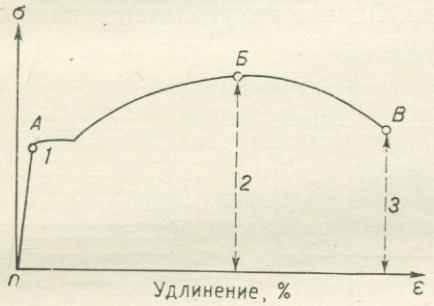
Упругая деформация

В процессе деформации горные породы могут испытать три последовательные стадии: упругую, пластическую и разрушения. Под упругостью понимают способность тел восстанавливать свою первоначальную форму и размеры после устранения сил, вызывающих деформацию.

Все положения теории упругости основываются на законе Гука о прямой пропорциональности между напряжением и деформаци-

ей. Если силы, вызывающие деформации, не превосходят определенной величины, то можно рассматривать материал как упругий. Как показывают многочисленные опыты, для многих горных пород, таких как граниты, кварциты, известняки, прямая пропорциональность между напряжениями и деформациями сохраняется вплоть до начала их разрушения.

Для одноосного напряженного состояния общая кривая деформации будет иметь вид, изображенный на рис. 25, и определяется уравнением $\sigma = E\varepsilon$, где σ — нормальное напряжение; ε — деформация; E — коэффициент пропорциональности, называемый модулем упругости или модулем Юнга.



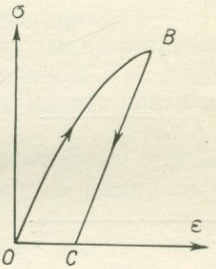


Рис. 25. Общая кривая деформации.

ОА — упругая деформация; *АБ* — пластическая деформация с упрочнением; *БВ* — деформация при ослаблении тела перед разрывом; *В* — точка разрыва; *1* — предел упругости; *2* — предельная прочность; *3* — конечная прочность

Рис. 26. Диаграмма напряжений при упруго-пластической деформации

Таким же уравнением определяется связь между касательным напряжением (τ) и величиной сдвига (γ): $\tau = G\gamma$, где G — модуль сдвига.

Модули упругости и сдвига меняются в широких пределах для различных горных пород. Так, E для гранита равен 600 МПа, а для глин 3 МПа.

Горные породы могут быть упругими, но не подчиняться закону Гука. Многие из них, например мрамор, гранит, при нагрузке деформируются по кривой *ОВ* (рис. 26), а разгрузка — возвращение в исходное положение происходит по кривой *ВС*. Отрезок *ОС* соответствует остаточной деформации.

Пластическая деформация

Пластичностью называется способность тела получать под действием нагрузок остаточные деформации. Примером пластичного материала является свинец, который не возвращается в первоначальную форму после удаления деформирующих сил. Почти все горные породы в той или иной степени обладают свой-

ством пластичности. При больших давлениях и длительном воздействии могут пластически деформироваться или течь даже такие породы, которые при обычных условиях принято считать хрупкими. При этом в расчетах нередко прибегают к модели идеально пластичного тела (рис. 27), в которой вещество при достижении предела текучести (B) в дальнейшем может течь без ограничения. В действительности площадка течения (B на рис. 27) во многих случаях имеет небольшую длину, после которой рост деформации сопровождается ростом напряжений. В горных породах площадка текучести, как правило, не наблюдается.

На кривой деформаций (см. рис. 25) за пределами упругости кривая некоторое время поднимается, т. е. для роста деформации требуется увеличение нагрузки. Однако это увеличение напряжения

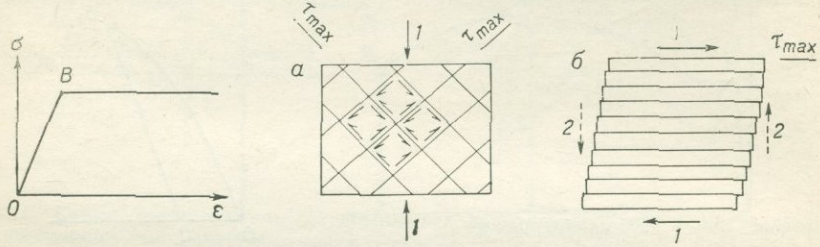


Рис. 27. Кривая деформации идеально пластичного тела

Рис. 28. Схема расположения поверхностей скольжения при сжатии пластического тела ($а$) и при сдвиге ($б$).
1 — активная пара сил; *2* — реактивная

значительно меньше, чем в упругой области, и кривая в соответствии с этим в пластической области гораздо положе, чем в упругой. Отрезок кривой $БВ$ на рис. 25 соответствует деформации при ослаблении тела перед разрывом.

Механизм пластической деформации состоит в том, что упругая деформация, вызванная той или иной нагрузкой, закрепляется путем перераспределения частиц и принятия ими нового устойчивого положения. При этом напряжения падают до величины, отвечающей пределу упругости.

Пластическая деформация в твердом теле связана со сдвиговыми перемещениями частиц в направлении максимальных касательных напряжений. Последние могут быть заменены полуразностью максимального и минимального нормальных напряжений $(\sigma_{max}—\sigma_{min})/2$. На гранях деформированных образцов горных пород эти поверхности скольжения, совпадающие с плоскостями максимальных касательных напряжений, представлены так называемыми линиями Чернова—Людерса.

При растяжении тела, например медной проволоки, последняя вначале упруго вытягивается, а за пределами упругости начинает течь с образованием на том или ином отрезке так называемой

шейки. Изучение проволоки в состоянии течения под электронным микроскопом показывает, что пластическая деформация в шейке происходит вследствие относительного скольжения внутри нее очень тонких пластинок в направлении максимальных касательных напряжений по плоскостям, наклоненным под углом 45° к оси растяжения. Толщина пластинок оказывается неодинаковой у различных материалов и зависит от строения кристаллической решетки.

При сжатии плоскости максимальных касательных напряжений располагаются под углом 45° к оси сжатия и в этом же направлении развиваются поверхности скольжения. Последние разделяют тело на множество мельчайших призм, из которых одни выжимаются в стороны, а другие вклиниваются между ними (рис. 28, *а*). При сдвиге скольжение происходит в большинстве случаев под углом 45° к оси растяжения, в направлении действия активной пары сил (рис. 28, *б*). При отсутствии касательных напряжений пластическая деформация невозможна. Например, равномерное всестороннее сжатие или растяжение не может привести к пластической деформации, так как при этом отсутствуют касательные напряжения.

В. В. Белоусов указывает, что кристаллическое и в особенности зернистое строение горных пород вносит в механизм их пластической деформации ряд особенностей.

При деформации породы, состоящей из зерен, поверхности скольжения, как правило, приспосабливаются к уже готовым разделам, возникающим на границах между зернами пород. При этом цемент породы должен быть менее прочен, чем сами зерна. Поверхности скольжения, находя более легкие пути, могут отклоняться от плоскостей максимальных касательных напряжений, а сами зерна нередко повертываются и перекатываются. Межзерновое скольжение использует также поверхности наслоения и контакты различных геологических тел там, где эти контакты по залеганию близки к направлениям максимальных сдвигов. Оно развивается в рыхлых породах, в приповерхностных зонах земной коры, где гидростатическое давление низкое. Внутризерновое скольжение происходит в породах, в которых прочность цемента не меньше, чем прочность зерен, или в породах, представляющих собой плотные агрегаты более или менее одинаковых по свойствам кристаллов. В процессе деформации кристаллы могут поворачиваться до тех пор, пока поверхности наиболее легкого скольжения не займут положения, совпадающего с плоскостями максимальных касательных напряжений.

В некоторых случаях внутризерновое скольжение заменяется раздроблением зерен (катаклаз), после чего происходит перераспределение возникших мелких зерен, как при межзерновых скольжениях.

Изменение формы зерен возможно также путем перекристаллизации. При неравностороннем давлении перекристаллизация происходит в соответствии с принципом Рикке, согласно которому грани кристаллов, находящихся под относительно большим сдав-

ливанием, растворяются в имеющихся в породе растворах, а на гранях кристаллов, находящихся под меньшим давлением, этот же материал из растворов кристаллизуется. В результате размеры кристалла в направлении наибольшего сжатия уменьшаются, а в направлении меньшего сжатия или растяжения увеличиваются. В процессе перекристаллизации длинные оси минералов ориентируются не параллельно плоскостям максимальных касательных напряжений, а перпендикулярно к оси максимального сжатия. Внутризерновое скольжение и перекристаллизация свойственны относительно крепким породам и глубоким областям земной коры, в которых гидростатическое давление велико. Оно типично для метаморфических толщ, подвергающихся деформации в обстановке высоких давлений и температур.

Наряду с упругостью и пластичностью важное значение имеет вязкость горных пород. Последняя представляет собой свойство тела оказывать сопротивление при перемещении одной части тела относительно другой, вызываемое внутренним трением. Чем больше вязкость, тем большее сопротивление оказывает тело пластической деформации. Так, например, вязкость воды 0,001 Па·с, глицерина 0,85 Па·с, влажной глины 100 Па·с, а горных пород до 10^{23} Па·с.

Вещество называется вязким, если скорость необратимых деформаций растет с ростом напряжений, вызывающих деформацию. В идеально пластичных телах напряжения в состоянии текучести зависят лишь от скорости деформации, но не от самой деформации. Существуют также материалы с промежуточными упруго-вязкими свойствами, в которых упругая и пластическая деформации развиваются одновременно, начинаясь совместно при минимальных напряжениях.

Скорость пластической деформации (ε^0) определяется вязкостью тела $\varepsilon^0 = \tau/\eta$, где τ — касательное напряжение; η — вязкость.

Жидкость начинает течь при очень малых напряжениях. В твердых телах пластические деформации начинаются за пределами упругости. Так как в дальнейшем скорость пластической деформации определяется вязкостью, о твердых телах говорят как о вязко-пластичных.

Свойство вязкости используется при моделировании тектонических процессов. Так как скорость деформации обратно пропорциональна вязкости, подбирая в опытах материалы с низкой вязкостью, можно соответственно ускорить деформацию.

Пластичные материалы и породы способны выдерживать значительную пластическую деформацию без разрушения. В хрупких телах непосредственно вслед за упругой деформацией или после очень незначительной пластической деформации наступает разрушение. Таким образом, для пластических тел между пределом упругости и пределом прочности имеется широкий интервал, тогда как для хрупких тел оба эти предела совсем или почти совсем совпадают.

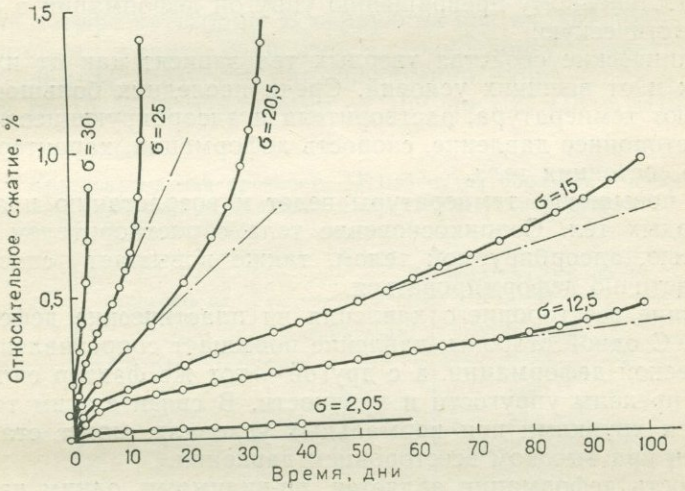
Ползучесть и релаксация

Ползучестью называют способность твердых тел (всех без исключения горных пород) пластично деформироваться при напряжениях ниже предела упругости в течение определенного времени. Если приложить к телу нагрузку, вызывающую в нем напряжения ниже предела упругости, и сохранить эту нагрузку в течение определенного времени, то деформация в телах станет



Рис. 29. Релаксация (*а*) и ползучесть (*б*), по Я. Фридману

Рис. 30. Кривые ползучести сухого гипса под различными нагрузками (МПа), по Д. Т. Григгсу



непрерывно возрастать, причем нарастающая часть деформации будет остаточной (рис. 29).

Ползучесть отражает зависимость предела упругости от времени. С другой стороны, основные положения теории упругости и пластичности в механике рассматриваются в условиях, при которых время исключается из уравнений. Механизм пластической деформации при ползучести в основном остается тем же, что и при обычной пластической деформации: ползучесть происходит в результате сдвигов, вызываемых касательными напряжениями. С увеличением нагрузки деформация, обусловленная ползучестью, развивается быстрее и разрушение происходит раньше. При ма-

лых нагрузках деформация нарастает медленно, но может развиваться чрезвычайно долго без каких-либо признаков (рис. 30).

Ползучесть имеет огромное значение в процессах деформаций, с нею связано образование многих складок в горных породах.

Релаксация выражается в самопроизвольном ослаблении напряжений в теле, находящемся под нагрузкой (см. рис. 29). Это явление объясняется развитием в теле ползучести, вследствие чего снижается величина упругой деформации. Процесс релаксации можно представить как ползучесть, протекающую при уменьшении напряжений. Релаксация приводит к тому, что концентрация напряжений со временем ослабевает, распределение напряжений в теле становится более равномерным и максимум напряжений снижается.

При релаксации частицы тела, смещаясь в процессе пластической деформации, будут находить новые устойчивые положения и напряжения, вызывающие перемещения частиц, при достижении ими устойчивого положения будут исчезать.

Таким образом, релаксация приводит к закреплению деформации, к постепенному превращению упругой деформации в остаточную, пластическую.

Механические свойства твердых тел зависят как от их строения, так и от внешних условий. Среди последних большое значение имеют температура, растворители и адсорбирующиеся жидкости, всестороннее давление, скорость деформации, характер напряженного состояния тела.

Так, повышение температуры ведет к возрастанию пластичности твердых тел. Соприкосновение тела с растворителем или с жидкостью, адсорбируемой телом, также повышает способность тела пластично деформироваться.

Влияние всестороннего давления на пластические деформации двоякое. С одной стороны, давление повышает сопротивление тела пластической деформации, а с другой — тот же фактор сильно повышает пределы упругости и прочности. В связи с этим тела, являющиеся хрупкими при нормальных условиях, могут стать пластичными при высоком всестороннем давлении.

Скорость деформации является, по-видимому, одним из основных факторов, влияющих на пластические свойства горных пород. Это влияние заключается в том, что повышение скорости деформации приводит к увеличению сопротивления тела деформации и понижению его пластичности. Наоборот, относительно медленная деформация повышает пластичность тела. Поэтому тело, ведущее себя при быстром механическом воздействии как хрупкое, при медленном воздействии малых напряжений медленно, но значительно деформируется.

Зависимость пластичности и пластических деформаций от напряженного состояния твердых тел выражается таким образом, что наиболее благоприятным для повышения пластичности оказывается сжатие, а наименее благоприятным — растяжение. Объясняется это тем, что сжатие уменьшает объем тела и повышает его

пластичность, а растяжение, наоборот, увеличивает хрупкость тела и ослабляет его способность к необратимой деформации без разрыва.

Разрушение горных пород

Если напряжения в деформируемых горных породах достигают предела прочности, породы начинают разрушаться. Предел прочности колеблется в широких рамках для различных горных пород. Для многих из них предел прочности может быть достигнут еще в процессе упругой деформации, а разрушение последует непосредственно за упругой деформацией и может рассматриваться как хрупкое. Разрушение может наступить и в процессе пластической деформации, т. е. когда уже достигнут предел упругости. Такое разрушение, следующее за пластической деформацией, называется вязким.

М. В. Гзовский указывает, что горные породы могут быть разделены на четыре категории. В первую из них входят породы с малой вязкостью: глины, соли, гипсы, тонкослоистые алеврито-глинистые толщи. Их вязкость при увеличении напряжений от малой величины до 15 МПа изменяется от 10^{17} до 10^{14} Па·с. Вторая категория представлена тонкослоистыми известняками, мергелями и песчано-глинистыми толщами. Их вязкость при тех же условиях изменяется от 10^{18} до 10^{15} Па·с. Третья категория состоит из слабослоистых песчаниковых, конгломератовых, карбонатных, вулканогенных, а также сильно дислоцированных и слабометаморфизованных песчано-глинистых толщ (изменение вязкости от 10^{20} до 10^{17} Па·с). К четвертой категории относятся граниты, другие интрузивные породы, гнейсы и кристаллические сланцы. Вязкость этих пород при касательных напряжениях 15—20 МПа равна 10^{19}—10^{18} Па·с.

ТАБЛИЦА 3

Кратковременная прочность (МПа) сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре, по М. В. Гзовскому

Порода	Прочность на отрыв	Прочность на скалывание		
		минимальная	максимальная	средняя статистическая
Гранит	3	60	180	75
Диабаз	5	65	230	90
Кварцит	8	13	160	100
Мрамор	5	12	130	50
Песчаник	2—6	20	75	—
Глинистый сланец	3—4	18	26	—
Каменная соль	1—5	9	—	—

Различают два вида разрушения в зависимости от положения разрыва в поле напряжений: отрыв и скалывание. Отрыв вызывается нормальными растягивающими напряжениями, и поэтому тело распадается в плоскости максимальных растягивающих нормальных напряжений. Скалывание вызывается касательными напряжениями, и распад тела в этом случае образуется в плоскости максимальных касательных напряжений. Отрыв обычно бывает хрупким, а скалывание — вязким.

Различают два вида пределов прочности (табл. 3): один для отрыва, другой для скалывания. Разрушение при возрастании напряжений происходит по тому типу, для которого в данных условиях предел прочности ниже и, следовательно, достигается раньше.

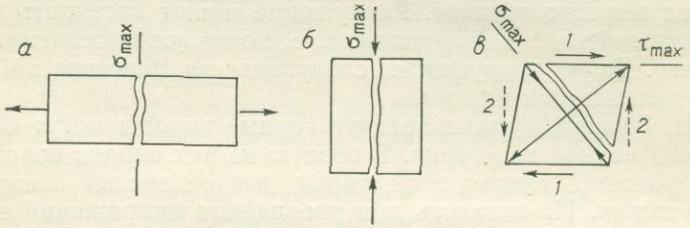


Рис. 31. Хрупкое разрушение при растяжении (*а*), сжатии (*б*) и сдвиге (*в*). *1* — активная пара сил; *2* — реактивная

Рассмотрим хрупкое и вязкое разрушение тел, возникающее при растяжении, сжатии и сдвиге.

При растяжении тела и его разрушении хрупким путем оно ломается в направлении, поперечном к оси растяжении (рис. 31, *а*). При сжатии трещины отрыва возникают параллельно оси сжатия и нормально к оси поперечного удлинения. Возникновение трещин отрыва при сжатии связано с некоторой неодинаковой для разных материалов и условий критической величиной относительно поперечного удлинения (рис. 31, *б*). При сдвиге образования трещин отрыва произойдет нормально к диагонали растяжения, под углом 45° к активным силам (рис. 31, *в*).

При вязком разрушении распадению тела на части предшествует значительная пластическая деформация. Как уже отмечалось, в процессе пластической деформации медной проволоки при ее растяжении образуется шейка, т. е. участок, на котором происходит скольжение тонких пластинок по поверхностям, ориентированным под углом, равным приблизительно 45° к оси растяжения. При приближении допустимого растяжения проволоки к пределу ее прочности скольжение сосредоточивается на одной из плоскостей и, после того как будет превзойден предел прочности, проволока распадается на части (рис. 32, *а*). При сжатии разрушение тела произойдет вдоль трещин скалывания, образующихся под углом примерно 45° к оси сжатия. В реальных условиях трещины скалывания возникают под углом, меньшим 45° к оси сжа-

тия и большим 45° к оси растяжения. Отклонение в расположении трещин скалывания от направления максимальных касательных напряжений объясняется внутренними силами трения, препятствующими разрыву пород (рис. 32, *б*).

Разрушение тела при сдвиге вызывается возникновением трещин скалывания, ориентированных под углом, несколько меньшим 45° к оси наибольшего сжатия. Обычно возникает одно направление, параллельное активной паре сил; но могут появиться и два направления, одно из которых параллельно силам активной пары, а другое — перпендикулярно (рис. 32, *в*).

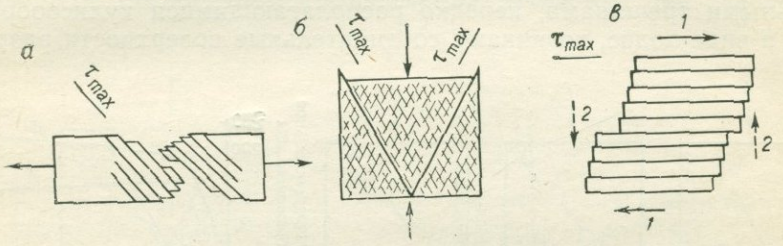


Рис. 32. Вязкое разрушение при растяжении (*а*), при сжатии (*б*), при сдвиге (*в*).
1, *2* — см. рис. 31

В. В. Белоусов указывает, что реальные углы между трещинами скалывания и осью сжатия различны для разных материалов и колеблются от 20 до 40°, приближаясь к 45° для наиболее мягких сред. Если встречаются трещины скалывания, которые располагаются под большим углом к оси сжатия, то это может быть только результатом последующей пластической деформации, в процессе которой трещины поворачивались совершенно так же, как поворачивались бы любые включения или любые поверхности в деформируемом материале.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1) трещины скалывания необязательно должны находиться под углом 45° или меньшим к оси сжатия и образовывать между собой прямой или меньший угол. Они могут располагаться и под значительно большими углами как к оси сжатия, так и к друг к другу, но это будет результатом пластической деформации, следовавшей за образованием трещин;

2) наблюдая разные системы трещин скалывания различных направлений, не следует думать, что каждое из направлений трещин образовалось при своем особом расположении осей сжатия и растяжения. Они могут возникать при сохранении ориентировки главных осей напряжений в процессе непрерывной деформации.

Существенные особенности процесса разрушения материалов были отмечены Гриффитсом, установившим большое значение при хрупком разрушении содержащихся в любом веществе дефектов

в виде рассеянных микроскопических трещин. В горных породах это явление отражается в скольжении, вязком течении, смещениях зерен относительно друг друга. При достижении нагрузки, соответствующей началу разрушения, в породах возникают изменения макроскопического характера: порода становится светлей, зерна у границ отделяются, а самые границы становятся видимыми. Перед разрушением появляется большое количество трещин различной длины и ориентировки, породы расширяются и разрушаются.

Особое значение в разрастании трещин имеет концентрация растягивающих напряжений на их концах даже тогда, когда трещина находится в поле сжимающих усилий. При этом между отдельными трещинами, нередко располагающимися кулисообразно или в виде полос, возникают соединительные поверхности разрыва

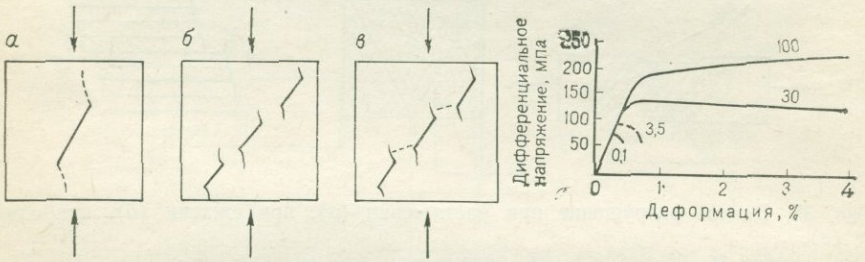


Рис. 33. Разрастание трещин отрыва в поле сжимающих усилий.
а — развитие одинарной трещины; *б, в* — развитие группы трещин

Рис. 34. Зависимость деформации мрамора от дифференциального напряжения при различных величинах всестороннего давления (МПа), по М. С. Патерсону

и в конечном счете может образоваться общая поверхность сдвига (рис. 33). Первоначально такая поверхность характеризуется неровной морфологией, и лишь при возможном последующем скольжении и трении стенок трещины неровности сглаживаются.

При анализе условий разрушения пород необходимо прежде всего оценить общую обстановку, в которой развивается деформация, и соотношение возникающих в породе нормальных и касательных напряжений. При растяжении пород всегда наиболее вероятно их хрупкое разрушение путем отрыва, при сжатии более вероятным окажется скалывание.

На характер разрушения влияют не только свойства материала, но и внешние условия, от которых зависят эти свойства: температура, всестороннее давление, внутрипоровое давление, скорость деформаций, схема напряженного состояния. Эти факторы определяют тип разрушения в зависимости от влияния, оказываемого на пределы прочности на отрыв и скалывание в разных условиях. Как уже отмечалось выше, для горных пород пределы прочности на отрыв и скалывание различаются между собой. Но в зависимости от условий, в которых происходит деформация, эти

пределы прочности по-разному поднимаются или снижаются в шкале напряжений, причем они даже могут меняться местами.

Всестороннее давление. Опыты показывают, что при повышении всестороннего давления сопротивление разрыву в большинстве горных пород растет и резко увеличивается их способность к пластической деформации (рис. 34). В образцах с увеличением всестороннего давления появляются поверхности скола, позволяющие веществу течь без появления трещин, которые при нормальном давлении вызывают их разрушение.

При давлении 0,1 и 3,5 МПа образец мрамора разрушается почти сразу после упругой деформации, тогда как при давлении

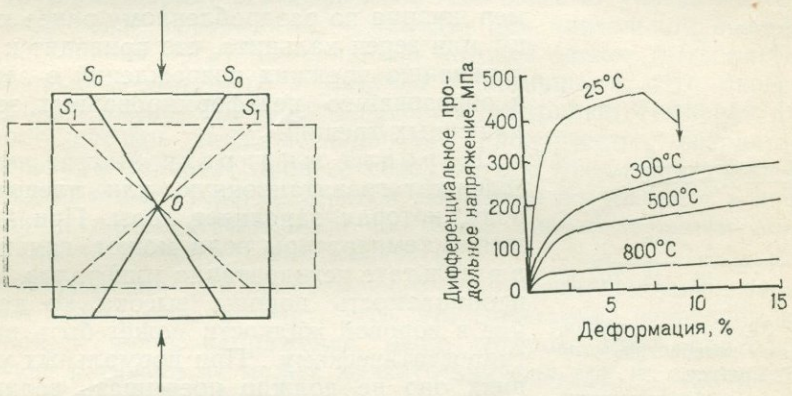


Рис. 35. Поворот трещин скалывания при деформации.
Сплошные линии — первоначальная форма тела и первоначальное положение трещин скалывания (S_0); пунктир — форма тела и новое положение трещин скалывания (S_1)

Рис. 36. Зависимость деформации цилиндрических образцов мрамора, подвергнутого растяжению в условиях всестороннего давления равного 500 МПа, от температуры, по Д. Т. Григгсу

30 и 100 МПа мрамор может до разрушения испытать значительную пластическую деформацию.

Следует отметить еще одно важное следствие, связанное с возрастанием всестороннего давления. Так как тела при этом становятся более пластичными, двугранный угол между двумя системами трещин скалывания будет изменяться, увеличиваясь около оси максимального сжатия. Изменение угла особенно сильно проявляется в известняках и мраморах (рис. 35), в меньшей степени в песчаниках и сланцах, но песчаники и кварциты не обнаруживают изменения угла скалывания при всестороннем давлении, достигающем сотен мегапаскалей. Как показывают испытания, угол скалывания никогда не достигает 90°, а в опытах с горными породами при обычных температурах не превышает 60°

Температура. Как показывают многочисленные опыты, соответствующие по значениям давления и температуры глубинам в земной коре от 15 до 30 км, увеличение температуры при посто-

янном высоком всестороннем давлении приводит к понижению предела текучести, препятствует образованию трещин и расширяет интервал текучего поведения пород (рис. 36).

Следует иметь в виду, что далеко не все минералы ведут себя подобным образом. Например, после дегидратации серпентенита, которая происходит при температуре 500 °С, этот минерал переходит в хрупкое состояние и при температурах 650 °С в значительной степени теряет свою пластичность, переходя в форстерит или тальк. Следует также иметь в виду, что повышение температуры способствует росту минералов с более высокой свободной энергией за счет ранее деформированных и разрушенных деформацией кристаллов, например кварца по раздробленному ранее кварцу или зерен кальцита, что приводит к залечиванию прежних повреждений в зернах и образованию недеформированных зерен, лишенных трещин.

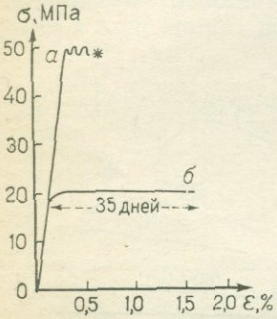


Рис. 37. Кривые деформации алебастра, по Д. Т. Григгсу.
а — сухого, *б* — погруженного в воду при σ=20,5 МПа

Поровые жидкости. Многие породы содержат гравитационную или пленочную воду, которая заполняет поры. При повышении температуры вода может появиться в результате дегидратации минералов. Если проницаемость породы высока, то давление в поровой жидкости может быть равно гидростатическому . При нормальных условиях оно не должно превышать величину давления в основании столба жидкости (воды), эквивалентную глубине ее залегания. Однако в реальных условиях давление поровых жидкостей может превосходить гидростатическое. Разность между гидростатическим (окружающим) и поровым давлениями называется эффективным давлением. Если эта разность будет приближаться к нулю, возникнут условия, благоприятные для хрупкой деформации и уменьшения пластичности. При снижении порового давления деформации все в большей степени будут принимать пластический характер. Именно это обстоятельство вызывает появление на больших глубинах хрупких разрывов в виде трещин сбросов и надвигов.

Следует различать влияние порового давления на легкорастворимые и устойчивые породы.

Если состав поровой жидкости близок к составу легкорастворимой породы (известняки, соли и др.), то происходит значительное повышение пластичности пород (рис. 37). При этом происходят явления растворения и перекристаллизации отдельных минералов, особенно интенсивные в местах соприкосновения отдельных зерен, слагающих породу. Именно этим процессом объясняется вдавливание одних зерен в другие и появление стилолитовых швов.

При устойчивых зернах, например, кварца присутствие даже небольших количеств воды сильно повышает пластичность пород. Так, например, порода, состоящая из зерен или кристаллов квар-

ца, остающаяся хрупкой при гидростатическом давлении 100 МПа и температуре 800 °С, при соприкосновении с жидкостью приобретает пластичность уже при давлениях 140 МПа и температурах 200—235 °С.

Следует отметить, что все явления, связанные с влиянием воды, заключенной в порах, трещинах и в самих минералах, на деформацию горных пород, изучено пока еще далеко не достаточно.

Скорость деформации. Уже давно установлено, что кривые деформации и прочностные свойства горных пород зависят от скорости наращивания нагрузки: медленное возрастание нагрузки вызывает снижение прочности и более резко выраженный пластический характер деформации. При этом во многих материалах медленные деформации происходят при длительном воздействии постоянной нагрузки, величина которой может быть намного ниже предела упругости и предела пластичности. Это свойство ползучести имеет огромное значение в тектонике. Температура и гидростатическое давление влияют на ползучесть: возрастание температуры ускоряет процесс ползучести, а увеличение давления замедляет его на участке упругой текучести, но ускоряет в последующих стадиях деформации; фактором, способствующим ползучести, является присутствие жидкости.

Рассматривая фактор времени и ползучести при деформациях горных пород, следует учитывать, что существует некоторая предельная величина напряжения, ниже которой даже длительное действие нагрузки не может вызвать никаких других деформаций кроме упругой. Эта предельная величина называется длительной прочностью. Другими словами, длительная прочность — это предельная величина напряжения, выше которого ползучесть завершается разрушением.

Как указывает В. Ярошевский, во многих породах, например, кварцевого или полевошпатового состава ни вид нагрузки, ни температура порядка нескольких сот градусов не оказывают существенного влияния на длительную прочность. В карбонатных же породах длительная прочность понижается уже при температурах 300—500 °С. Очень высокие температуры, близкие к точке плавления пород, значительно снижают их длительную прочность, что и является главным механизмом деформаций течения в кристаллических породах в нижних частях гранитно-метаморфического слоя земной коры. Так, например, на глубинах 10—15 км и более прочность настолько ослаблена, что даже незначительный стресс может вызвать ползучесть. Вместе с тем если бы горные породы в природных условиях не обладали длительной прочностью, то в древних породах не сохранялось бы ни деформированных структур, ни идиоморфных зерен, ни окаменелостей.

Нередко для объяснения напряженного состояния горных пород и решения вопросов, связанных с их прочностью, привлекается теория Мора, основанная на анализе максимальных касательных напряжений.

Так как $\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$, плоскость разрушения независимо от напряженного состояния составляет угол 45° с максимальным нормальным напряжением, причем свойства материала при растяжении и сжатии принимаются одинаковыми. Горные породы этим условиям не удовлетворяют, так как прочность пород на растяжение много меньше, чем прочность на сжатие, и плоскость разрушения образует с направлением наибольшего сжатия угол, меньший 45°, причем он увеличивается с повышением бокового давления.

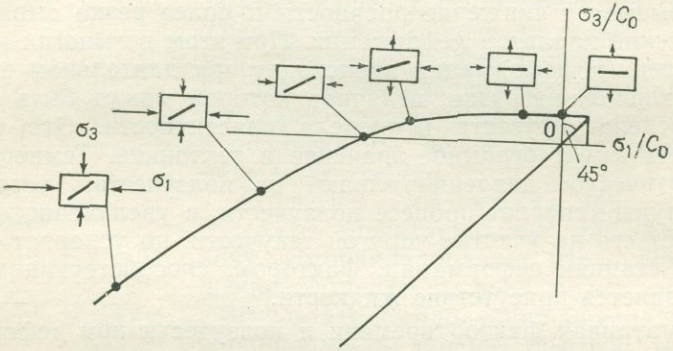


Рис. 38. Влияние бокового давления на прочность, по Л. С. Бурштейну

На рис. 38 показана типичная кривая, иллюстрирующая прочность горной породы в условиях трехосного напряженного состояния при условии $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Линия под углом 45° изображает гидростатическое давление. По оси ординат отложено σ_3/C_0; по оси абсцисс — σ_1/C_0, где C_0 — прочность на одноосное сжатие. Стрелки у образцов показывают в масштабе величину и направление напряжений при разрушении одной и той же породы. Жирная линия внутри каждого из образцов показывает угол наклона плоскости разрушения. Из рис. 38 видно, что прочность горных пород зависит от напряженного состояния и увеличивается с повышением бокового давления (стресса).

Как указывает Л. С. Бурштейн, критерием прочности не может быть только нормальное и только касательное напряжение, а лишь их определенные соотношения, и поэтому теория наибольшего касательного напряжения не может быть использована для горных пород, испытывающих разрушение.

Особо следует остановиться на применении для объяснения деформаций представлений об эллипсоиде деформаций, введенном Г. Беккером в 1893 г. Сущность построений Беккера заключается в следующем. Представим себе шар, изображающий первичное, недеформированное состояние тела (рис. 39, *а*). Если к шару будут приложены силы сжатия или растяжения разной величины по трем взаимно перпендикулярным направлениям, то шар превратит-

ся в трехосный эллипсоид (рис. 39, *б*). Отклонения размеров осей эллипсоида от размеров первоначального шара будут соответствовать величине деформации вдоль ее главных осей. В направлении максимального сжатия расположится наименьшая ось эллипсоида, а в направлении максимального растяжения — наибольшая. Изо-

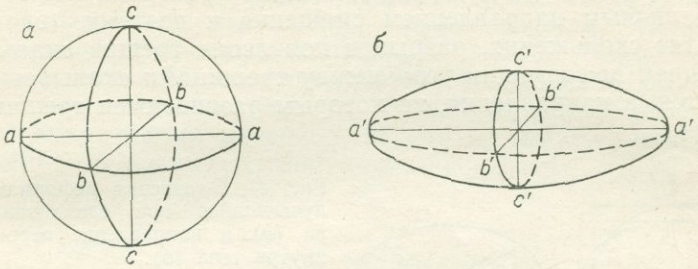


Рис. 39. Расположение осей в эллипсоиде деформации

бражение эллипсоида деформации позволяет в наглядной форме представить относительное значение деформации по каждой из осей и показать ориентировку осей в пространстве.

На рис. 40 приведены такого рода построения на примере изгибающегося слоя. Во внешней (выпуклой) части слоя при изгибе возникают растягивающие условия (σ_3), а во внутренней (вогнутой)—сжимающие (σ_1). Соответствующим образом окажется ориентирован и эллипсоид деформации. Так как в однородном, изотропном теле направления осей деформаций и напряжений совпадают, а конечные значения напряжений и деформаций вдоль этих осей взаимно противоположны, можно построить также эллипсоид напряжений, оси которого по своим размерам будут противоположны осям эллипсоида деформации.

Рис. 40. Схема напряжений в изгибаемом слое, представленная с помощью эллипсоидов, образовавшихся вследствие деформации шаров, вписанных в слой до изгиба.
пп — нейтральная поверхность



Если допустить, что средняя ось эллипсоида деформации постоянно остается равной радиусу первоначального шара, то деформацию можно рассматривать как плоскую (рис. 41). В плоском эллипсоиде деформации будут присутствовать два больших круговых сечения, которые в процессе деформации тела постоянно бу-

дут сохранять площадь кругового сечения первоначального шара.

Угол между круговыми сечениями и осью сжатия в эллипсоиде деформации всегда оказывается больше 45° и увеличивается по мере усиления деформации. По круговым сечениям, согласно построениям Беккера, будут развиваться максимальные смещения. В деформированном теле круговые сечения разграничивают участки с различным направлением смещения и поэтому вдоль них происходят скольжения, разрыв и появление трещин скалывания. С усилением деформации угол между трещинами скалывания увеличивается, а направления, по которым развиваются трещины, изменяются.

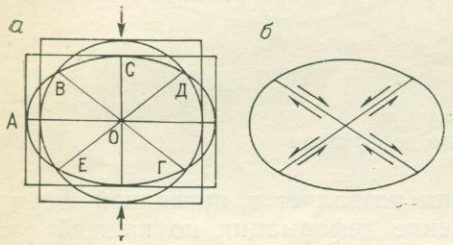


Рис. 41. Эллипсоид деформации, получающийся при сдавливании шара (*а*) и направление перемещения внутри тела (*б*).

АО и СО — большая и малая оси деформации, причем средняя ось перпендикулярна к плоскости рисунка и равна радиусу шара («плоская деформация»); ВГ и ДЕ — круговые сечения эллипсоида деформации, по которым происходит срезывание. Стрелки указывают на направление приложенных сил

Все рассуждения Беккера относительно значения круговых сечений не соответствуют современному уровню науки о деформациях твердых тел, так как они полностью исключают из рассмотрения возникновение в теле напряжения. Совпадение положения трещин скалывания с круговыми сечениями эллипсоида не действительное, а кажущееся, ибо, как уже отмечалось выше, трещины скалывания в деформируемых телах всегда располагаются под углом меньшим 45° к оси сжатия, а в эллипсоиде деформации круговые сечения всегда образуют угол больше 45° к той же оси.

В последние три десятилетия для объяснения наблюдающихся в природных условиях деформаций горных пород широко используется экспериментальная тектоника, хотя первые опыты в этом направлении ставились уже с начала XIX в.

Наиболее сложным в эксперименте является воспроизведение времени, всестороннего давления и динамической обстановки. Все эти параметры учитываются условиями подобия, но только до определенных пределов. Для каждого из опытов модель должна соответствовать теории подобия. Пользуясь формулой, определяющей зависимость между скоростью деформации и вязкостью (см. с. 68), можно подобрать такие материалы, которые, естественно, по своим свойствам в соответствии с уменьшением масштаба времени будут несущественно отличаться от горных пород.

Вместе с тем создаваемые в моделях складки, трещины и разрывы поразительно, до деталей, похожи на природные, что свидетельствует об отсутствии влияния уменьшения модели на форму или ориентировку складчатых или разрывных структур, пропорционально (безразмерно) уменьшающихся по мере сокращения объема модели.

Неосуществимо пока моделирование динамических условий, существующих в земной коре, так как в природных условиях деформирующие усилия в большинстве случаев либо ниже пределов прочности, либо очень незначительно превышают прочность, вследствие чего деформация развивается крайне медленно.

В экспериментальной тектонике достигнуты успехи при моделировании разрывных нарушений, трещиноватости, складчатых структур, дисгармоничных и диапировых складок. Наиболее удачные из них имеют большое познавательное значение, особенно в стадийности и последовательности различных видов деформаций и как иллюстративный материал, но они не могут служить основой изучения природных тектонических процессов.

Глава 7
СЛОЙ И СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Слой и слоистость

Слоем называется более или менее однородный первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный поверхностями наслоения.

Помимо термина «слой» в практике часто употребляется термин «пласт», обозначающий в сущности то же, что и «слой». Однако термин «пласт» применяется чаще для обозначения слоев, заключающих полезные ископаемые, например уголь, известняки, гематит и т. д. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

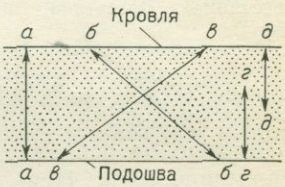


Рис. 42. Различные виды мощности слоя (пласта).
аа — истинная; *бб, вв* — видимая; *гг, дд* — неполная

Чередование слоев называется слоистостью. Она представляет собой проявление неоднородности в толще осадочных пород и указывает на изменение условий отложения осадка. Слоистость — одно из самых характерных и важных свойств осадочных пород. На ней основано изучение вопросов литологии, стратиграфии, тектоники, гидрогеологии, инженерной геологии. Слоистость позволяет сопоставлять стратиграфические разрезы, определять направление и амплитуду вертикальных тектонических движений, вести поиски и прослеживать рудные залежи, скопления нефти, воды и др. Слоистостью обусловлено также возникновение пликативных деформаций в осадочных толщах. Знание слоистости явля-

ется важнейшим условием при выборе системы эксплуатационных выработок.

Поверхности наслоения (напластования или контакты), ограничивающие слой или пласт, не являются плоскими и строго параллельными. Они могут иметь многочисленные неровности и иногда значительную кривизну. Верхняя из них называется кровлей слоя (или пласта), а нижняя — подошвой (рис. 42). Переход одного слоя в другой может быть или резким, или постепенным, незаметным. В первом случае положение кровли или подошвы устанавливается легко, во втором — границы между соседними слоями проводятся условно по поверхности, на которой происходит смена одного преобладающего состава другим. Характер перехода от одного слоя к другому позволяет судить о тех изменениях, которые произошли при отложении осадка.



Рис. 43. Параллельная слоистость в меловых известняках Дагестана, по М. А. Семихатову

Расстояние между кровлей и подошвой слоя (или пласта) составляет его мощность. Различают два вида мощности: истинную и видимую. Истинной мощностью называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой. Любое другое расстояние между кровлей и подошвой называется видимой мощностью.

Далеко не всегда удается одновременно наблюдать и кровлю, и подошву слоя. Нередки случаи, когда бывает обнажена только кровля либо подошва и часть слоя. В таких случаях замеряют неполную мощность слоя, представляющую собой расстояние по перпендикуляру к поверхности, наслоения от кровли или подошвы до любой точки слоя (см. рис. 42).

Формы слоистости

При изучении слоистости следует прежде всего обращать внимание на форму и мощность слоев.

Форма слоистости отражает характер движения той среды, в которой происходит накопление осадка. Выделяются четыре основ-

ные формы слоистости: параллельная, волнистая, косая и линзовидная.

При параллельной слоистости (рис. 43) поверхности наслоения по строению близки к плоскостям. Этот вид слоистости свидетельствует об относительной неподвижности и покое среды, в которой накапливались осадки. Такие условия возникают в озерных и морских бассейнах ниже уровня действия волн, где отсутствуют заметные движения воды и главное значение в образовании слоистости имеют количество и размеры поступающего в осадок

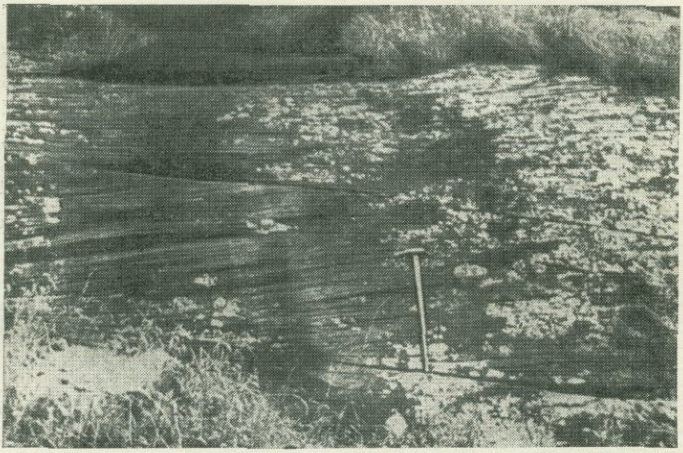


Рис. 44. Косая слоистость в песчаниках, по М. А. Семихатову

материала. Параллельная слоистость может быть полосовидной, прерывистой и ленточной.

Волнистая слоистость имеет волнисто-изогнутые поверхности наслоения. Она формируется при движениях, имеющих периодическую смену или повторяемость в своем направлении, например при отливных и приливных течениях, волнениях в прибрежных мелководных зонах моря.

Косой слоистостью (или слойчатостью, по Н. Б. Вассоевичу) называется слоистость с прямолинейными и криволинейными поверхностями наслоения (рис. 44), под различными углами которых внутри слоя располагается мелкая слоистость (рис. 45). Этот вид слоистости образуется при движении среды в одном направлении, например реки, потока, морского течения или при движении воздуха.

Линзовидная слоистость характеризуется разнообразием форм и изменчивостью мощности отдельных слоев. При этом нередко происходит полное выклинивание слоя, что приводит к его разобщению на отдельные части или линзы. При резком выклинивании поверхности наслоения линзы нередко оказываются изогнутыми (см. рис. 62). Линзовидная слоистость образуется при бы-

стром и изменчивом движении водной или воздушной среды, например, в речных потоках или в приливно-отливной полосе моря. Нередко линзовидная слоистость связана с размывом ранее отложенного материала и неровностями дна. Мелкая линзовидная слоистость может образоваться и в спокойном водоеме при периодическом привносе в него более грубозернистого материала.

Несмотря на большую протяженность отдельных слоев, они быстро или постепенно уменьшаются в мощности и в конечном

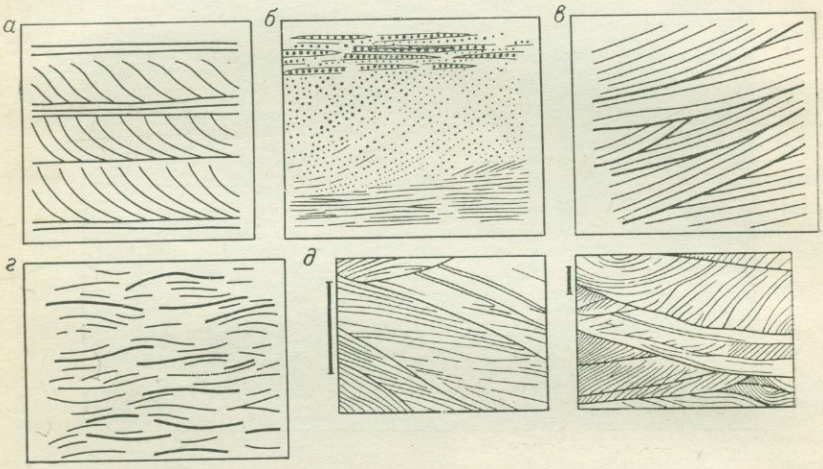


Рис. 45. Различные типы косой слоистости.
а — речных потоков; *б* — дельтовая; *в* — морских отложений; *г* — мелководья; *д* — эоловая

счете выклиниваются. Выклинивание слоя может произойти по разным причинам. Оно может быть вызвано неравномерностью осадконакопления и возможным полным его прекращением в непосредственной близости от участков, на которых осадок будет продолжать накапливаться.

Очень часто выклинивание слоя происходит при изменении состава накапливающегося осадка или в результате последующего размыва ранее отложившегося осадка или породы.

Мощность слоя отражает интенсивность движения среды, в которой накапливается осадок, количество материала, поступающего в область отложения. В зависимости от мощности выделяются четыре вида слоистости: крупная — с мощностью отдельных слоев от десятков сантиметров до метров; мелкая — с мощностью слоев, измеряемой сантиметрами; тонкая, при которой мощность слоев измеряется миллиметрами; микрослоистость, видимая только под микроскопом.

Генетические типы слоистости

Образование слоистости в формирующихся осадочных толщах вызывается многими причинами, нередко действующими совместно на значительных пространствах, но чаще довольно быстро меняющимися, чем и обусловливается хорошо заметная смена слоев как в вертикальных разрезах, так и по латерали.

Основное значение среди таких процессов имеют: среда (водная, воздушная), движения среды (спокойное состояние, направленное и вихревое), воздействие сил гравитации, положение поверхности осадконакопления, химическое состояние среды и некоторые другие. При преобладающем значении того или иного процесса возникает определенный генетический тип слоистости. Наибольшим распространением пользуются следующие генетические типы слоистости (рис. 46): градационная, седиментационная, косая, турбидитная, подводных оползней, взламывания.

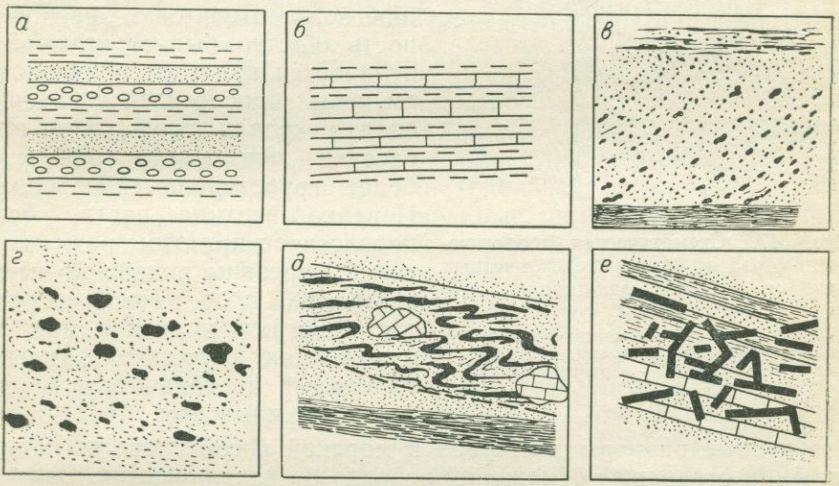


Рис. 46. Генетические типы слоистости.
а — градационная; *б* — седиментационная; *в* — косая; *г* — турбидитная; *д* — оползневая; *е* — взламывания

Градационная слоистость (рис. 46, *а*) возникает в водной среде и выражается в последовательной смене в вертикальных разрезах слоев с уменьшающейся или увеличивающейся размерностью терригенного материала. Например: крупнозернистый песчаник, среднезернистый песчаник, мелкозернистый песчаник, алевролит, аргиллит; смена слоев может идти и в обратном порядке и быть ритмичной. Например: песчаник, алевролит, аргиллит, алевролит, песчаник, алевролит, аргиллит и т. д. Градационная слоистость может отражать движения воды, но нередко появляется также в результате изменения физических условий в области не только наложения, но и сноса обломочного материала.

Седиментационная слоистость (рис. 46, *б*) возникает при спокойном состоянии водной среды, при накоплении осадков ниже уровня действия волн. В таких условиях происходит накопление тонко- и мелкообломочного материала, а также образование хемогенных отложений. Седиментационная слоистость характеризуется выдержанным параллельным расположением поверхностей наслоения.

Косая слоистость (рис. 46, *в*), как отмечалось выше, образуется при направленном движении среды, в которой накапливается осадок. В зависимости от условий образования различают несколько разновидностей косой слоистости (см. рис. 45). Образующаяся в речных потоках косая слоистость имеет общий одинаковый наклон в сторону движения воды. Дельтовая разновидность обычно бывает крупной и отличается плавным прилеганием косых прослоечков к подошве слоя: у кровли слоя косые прослоечки исчезают и появляется более грубозернистый материал. Нередко верхние части косых прослоечков при этом размыты и как бы срезаны подошвой вышележащего слоя. Косая слоистость, встречающаяся в морских отложениях, обладает крупными размерами и сравнительно небольшим наклоном.

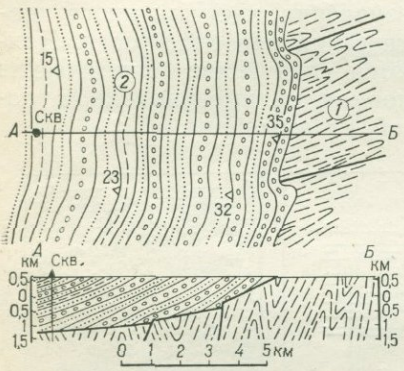


Рис. 47. Схематическая геологическая карта и разрез красноцветных толщ с крупной дельтовой косой слоистостью.

1 — нижнепалеозойские морские толщи; *2* — красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты среднего — верхнего девона

Крупные размеры дельтовой и морской косой слоистости при изучении отдельных обнажений нередко не улавливаются. Они могут быть выявлены только в условиях очень хорошей обнаженности или при сопоставлении данных по многим отдельным обнажениям. Недостаточное внимание к крупной косой слоистости может привести к существенным ошибкам при подсчете мощностей. Так, например, мощность пород среднего—верхнего девона в одном из районов Центрального Казахстана, подсчитанная по земной поверхности, составляет 3,5 км, а в буровой скважине мощность тех же пород 1,9 км (рис. 47).

При мелководье в зоне действия волн образуется своеобразная, очень тонкая, переплетающаяся косая слоистость, ориентированная в различных направлениях в соответствии с направлением движений волн во время осадконакопления.

Особенной неправильностью отличается косая слоистость эолового происхождения. Она бывает направлена в различные стороны и отличается изменчивой мощностью (см. рис. 45, *д*).

Турбидитная слоистость (см. рис. 46, *г*) свойственна плохо отсортированным отложениям, состоящим из песка, гальки, небольших валунов с неровными, нередко плохо выраженными поверхностями наслоения, получившими название турбидитов.

Турбидитная слоистость образуется в пределах действия морских придонных течений и мутьевых потоков, вызывающих появление крупнообломочного материала на больших глубинах вдали от прибрежных зон.

Так, например, вдоль побережья Норвегии в связи с проходящим здесь морским течением Гольфстрим на глубине от 200 до 600 м осаждаются крупнозернистый песок и галечник, а все более мелкие частицы уносятся. Большую роль играют здесь приливно-отливные течения.

Большое значение в образовании турбидитной слоистости имеют мутьевые суспензионные потоки, представляющие собой главным образом речные воды, вливающиеся в море и насыщенные тонким кластическим преимущественно глинистым материалом, нередко содержащие повышенную концентрацию солей. Плотность мутьевых потоков может достигать 2, благодаря чему они перемещаются вниз по уклону дна и особенно вдоль затопленных речных долин на десятки и даже сотни километров. Взвешенное состояние твердых частиц в потоке сохраняется благодаря турбулентному движению суспензии с вертикальными завихрениями. Мутьевые потоки могут вызвать образование оползней на морском дне, и, наоборот, оползни, особенно вызванные землетрясениями, могут быть причиной появления мутьевых потоков. Этим, вероятно, можно объяснить и появление автобрекчий и автоконгломератов, содержащих угловатые или округлые обломки пород того же состава, что и цементирующие их осадки.

Слоистость подводных оползней (см. рис. 46, *д*) является результатом комплекса сложных процессов, связанных с нарушением гравитационной устойчивости. Она свойственна глинистым массам с брекчиевидной текстурой, насыщенным мелкими окатанными или угловатыми обломками твердых пород и заключающим также крупные глыбы известняков, песчаников, кварцитов и т. д., размеры которых могут достигать многих десятков метров в поперечнике. Выше и ниже таких пород обычно залегают терригенные отложения со слоистой текстурой.

Долгое время подобным образованиям приписывалось тектоническое или ледниковое происхождение («горизонты с включениями») и лишь после работ в Альпах Флоренса (1955 г.) выяснилось, что подобные образования являются следствием подводных оползней и обрушения в оползающую, неустойчивую, полужидкую массу осадков крупных глыб, образующихся при подмывании крутых морских берегов. По предложению Флоренса вся эта масса с основой из мелкообломочного терригенного материала, накапливающегося в результате обычной седиментации, в который включены обвальные и перемещенные в результате оползания по морскому дну образования, получила название «олистостромы», а крупные

глыбы (более 5 м в поперечнике) — «олистолиты»*. Последние могут достигать сотен метров в поперечнике и нередко окружены более мелкими обломками таких же по составу пород. Мелкие олистолиты имеют округлую или овальную форму, более крупные — плоскую. Хорошим примером современных олистолитов могут быть крупные обломки верхнеюрских известняков, усеивающих прибрежную часть Черного моря у берегов Крыма.

Олистостромы широко развиты вдоль западного склона Урала, где они приурочены к отложениям карбона и слагают несколько горизонтов. Наиболее мощный из них (до 100 м и более) залегает в основании верхнего карбона и занимает определенное стратиграфическое положение, участвуя в строении складок и являясь маркирующим горизонтом.

В Альпийском поясе, в Динаридах, олистолиты верхне- и среднеэоценовых известняков заключены в олигоценовых и миоценовых песчано-глинистых отложениях. На Алтае оползневые горизонты с олистолитами распространены среди намюрских песчано-глинистых отложений. Они содержат огромные глыбы визейских известняков, принимавшихся за остатки размытого покрова или рифовые образования. *Олистолиты, сложенные пермскими известняками*, известны в таврическом флише в Крыму. При достаточном уклоне дна моря олистолиты могут сползать и скользить на значительные расстояния. Б. М. Келлер и В. В. Меннер описали подобные явления в Сочинском районе, где заключенные в палеогеновых отложениях олистолиты меловых известняков сместились по уклону дна моря более чем на 20 км.

Оползневые горизонты с олистолитами широко распространены на склонах флишевых и молассовых прогибов и реже на крыльях конседиментационных антиклинальных структур.

И. И. Белостоцкий указывает следующие признаки, позволяющие отличить крупные олистолиты от покровных структур: отсутствие у олистолитов разрывов у их краев, прислонение вмещающих пород к большим поверхностям олистолитов, четкий стратиграфический контакт вверху и наличие оползневых масс внизу, а иногда и по бокам с характерными подводно-оползневыми структурами.

Слоистость взламывания (см. рис. 46, *е*) свойственна преимущественно осадочным толщам, накапливающимся на относительно крутых участках морского дна (более 2—3°). В таких условиях ранее выпавший осадок небольшой мощности, но с повышенной твердостью и хрупкостью, например: кремнистые известняки, пески с карбонатным цементом, яшмы, кремнистые глины— может оползти и при этом ломаться, дробиться и крошиться. При *непрерывном осадконакоплении обломки окажутся в глинистой*, карбонатной или иной массе и придадут слоям вид брекчий. От тектонических брекчий их будут отличать пластинчатая форма и разрозненное, беспорядочное распределение обломков.

* Греч. «olistomai» — ползти, «stroma» — ложе, «litos» — камень.

Строение поверхностей наслоения

Изучение особенностей строения поверхностей наслоения помогает выяснить происхождение и условия залегания осадочных толщ. К этим особенностям относятся: ископаемые знаки ряби, первичные трещины, следы жизнедеятельности различных организмов, отпечатки дождевых капель, кристаллов льда и др.

Среди знаков ряби по условиям образования различаются: ветровая рябь, рябь течения и рябь волнения.

Ветровая рябь имеет относительно крупные размеры и дугообразное расположение валиков в плане. Более крупные зерна осадка сосредоточиваются в ветровой ряби на гребнях. В ряби течения валики имеют более мелкие размеры, с резко выраженными хребтиками. Валики ориентируются поперек или вдоль направления течения и характеризуются чешуйчато-черепитчатым расположением в плане. Рябь волнения имеет наименьшие размеры и асимметричное расположение валиков, с более крутыми склонами, обращенными к берегу. Более грубые зерна осадка в ряби, образовавшейся в водной среде, накапливаются во впадинах между валиками. Рябь развивается только на верхней поверхности слоя, чем она отличается от волнистой слоистости или плойчатости, проявляющихся по всей толще слоя или пласта.

Первичные трещины, сохранившиеся в ископаемом состоянии на поверхности слоев или пластов, имеют различное происхождение. Большая часть их является трещинами высыхания, реже встречаются подводные и мерзлотные трещины. Они заполняются инородным материалом, образующим на поверхности наслоения валики и рубцы. Подводные трещины, возникающие вследствие коллоидного старения и свертывания данных илов, чаще образуют звездчатые группы рубцов, развивающиеся не сверху, а из центральных частей слоя.

На поверхности наслоения часто находят следы многочисленных животных, начиная от древнейших пермских обитателей суши, следы ползания крабов, червей и т. п. Особенно важны для геологов разнообразные по виду и происхождению рельефные отпечатки, называемые иероглифами (или гиероглифами) и часто встречающиеся на поверхности слоев песчаников и карбонатных пород среди флишевых толщ. Эти отпечатки представляют собой главным образом следы ползания различных илоедов, а также оплывины и борозды размыва, развивающиеся на еще не затвердевшей поверхности илистого осадка. При накоплении следующего песчаного или карбонатного слоя образовавшиеся неровности отпечатываются на нижней его поверхности в виде борозд, бугорков и ямок различной величины и формы (рис. 48). Таким образом, иероглифы представляют собой как бы негативное отображение неровностей, сформировавшихся на поверхности илистого осадка, но сохраняющихся на нижней, а не на верхней поверхности покрывающих их слоев, в отличие от других, первичных неровностей наслоения.

Отметим еще одно важное свойство осадочных пород, выраженное в ориентировке обломочных зерен и первичных включений. Наблюдения над этими явлениями во многих случаях позволяют выяснить направления сноса материала во время образования данной толщи. Особенно полезно в этом отношении изучение ориентировки галек в конгломератах и галечниках. В речных галечниках, как правило, наклон галек направлен против течения, т. е. на-



Рис. 48. Иероглифы на подошве песчаников флиша

встречу косой слоистости. В устьевых расширениях и на побережьях водоемов наклоны галек и косой слоистости обычно совпадают с направлением течения.

Первичное (ненарушенное) и нарушенное залегание слоев

Основная часть осадков на поверхности Земли накапливается в морских или континентальных водоемах или на прибрежных равнинах. Поверхность, на которой идет накопление пород в этих условиях, обычно имеет очень незначительный наклон (менее 1°), и лишь на отдельных участках угол наклона поверхности накопления достигает 10°, а у подводных обрывов и скал — нескольких десятков градусов. Поэтому основная часть осадочных пород залегает почти горизонтально. Следует также учесть, что длительное непрерывное накопление осадков выравнивает морское дно, что приводит к еще большему его сглаживанию.

Первичное залегание со значительными наклонами пород, достигающими 3—4° и очень редко 10°, может возникнуть там, где отложение осадков происходит на склонах наземных и подводных

возвышенностей или на склонах долин на суше. При накоплении пород на склонах подводных и наземных возвышенностей происходит облекание осадками неровностей рельефа с характерным примыканием к крутым его участкам и уступам.

Следует иметь в виду, что, как бы ни был мал угол наклона осадочных толщ, находящихся в первичном залегании, при широком распространении пород относительное погружение слоя или пачки слоев для различных пунктов может быть весьма значительным и составлять десятки и сотни метров.

Первичное залегание осадочных пород сохраняется сравнительно редко. Оно нарушается последующими тектоническими движениями, которые могут вызывать появление в осадочных толщах общего наклона, т. е. привести их к наклонному залеганию.

Взаимоотношения слоистых толщ

По характеру связи между отдельными слоями и отношению их к более древнему основанию можно выделить (по М. В. Муратову) три различных типа залегания осадочных толщ: трансгрессивное, регрессивное и миграционное.

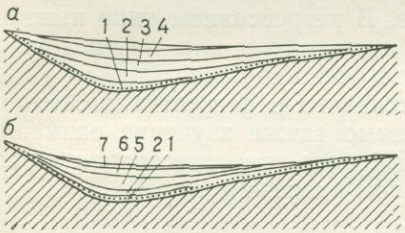


Рис. 49. Схема строения трансгрессивного (*а*, слои 1—4) и регрессивного (*б*, слои 7—5) комплексов, по М. В. Муратову.

Точечный пунктир — поверхность несогласного залегания

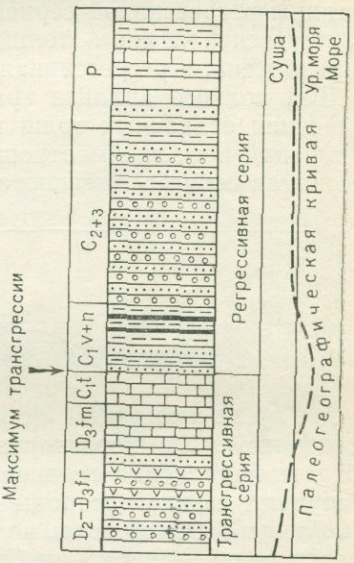


Рис. 50. Трансгрессивная и регрессивная серии в отложениях Центрального Казахстана.

D_2—D_3 — континентальные озерные обломочные фации с линзами порфиритов, D_3fm—C_1t — морские карбонатные фации; C_1v+n — лагунные обломочные карбонатные и угленосные фации; C_{2+3}—P — континентальные озерные обломочные и карбонатные фации

Наиболее распространенным типом залегания осадочных толщ является трансгрессивное (рис. 49, *а*), возникающее в результате формирования осадков в прогибе на фоне общего длительного опускания при последующем, относительно быстром поднятии. При развитии трансгрессии, обусловливающей создание трансгрессивной части комплекса, более древние слои всегда занимают мень-

шее пространство, чем последующие, более молодые слои, распространяющиеся на все большую площадь.

Таким образом, в центральных частях впадины или прогиба мы будем наблюдать последовательное наложение молодых слоев на более древние. По окраинам прогиба на основание ложатся не нижние слои толщи, а более высокие, и чем дальше к периферии впадины, тем более молодые слои переходят на древнее основание.

В трансгрессивном типе залегания нередко выделяют начальную — ингрессивную стадию, соответствующую затоплению пониженных участков рельефа, в первую очередь речных долин. Ингрессивно залегающие слои приурочены к нижним частям трансгрессивных осадочных толщ. По мере развития трансгрессии ингрессивное залегание в вышезалегающих слоях сменяется трансгрессивным.

Регрессивный тип залегания выражается в последовательном сокращении площади, занимаемой более молодыми слоями по отношению к ранее образовавшимся слоям (рис. 49, *б*). Он возникает при относительно быстром опускании или прогибании впадины и при достаточно длительном последующем ее поднятии в целом или только периферических частей. Поднятие вызывает постепенное сокращение (регрессию) водоема и заполнение впадины регрессивной серией слоев. В регрессивном типе нижняя трансгрессивная часть толщи выражена плохо или почти совсем не выражена, а регрессивная развита очень хорошо.

Для полного анализа трансгрессивного и регрессивного типов залегания осадочных толщ необходимо также изучение размещения фаций и их взаимоотношений. Нередко трансгрессивная и регрессивная серии совмещаются в одном разрезе (рис. 50).

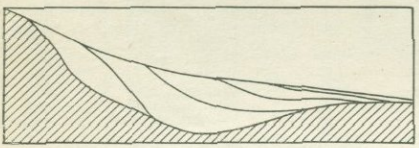


Рис. 51. Схема строения смещенного осадочного комплекса и несогласия смещения (миграционного), по М. В. Муратову

Миграционный (смещенный) тип залегания осадочных толщ характеризуется последовательным смещением области накопления осадков в одном направлении (рис. 51). Слои отступают с одной стороны прогиба и трансгрессивно ложатся на основание с другой. Весь комплекс приобретает резко асимметричное строение с неравномерным распределением мощностей и состава осадков и выдержанным наклоном в одном направлении.

Миграционный тип залегания встречается реже трансгрессивного и регрессивного, но все же не является редким и формируется в условиях неодинаково направленных вертикальных движений земной коры в крыльях прогиба. В одном из крыльев происходит опускание, вызывающее трансгрессивное залегание слоев, а в другом в результате поднятий наблюдается обратное явление — регрессивное залегание слоев.

Образование слоистых толщ

Сущность процесса образования слоистых толщ осадочных пород впервые была раскрыта русскими геологами. Особенно интересны в этом отношении работы Н. А. Головкинского, опубликованные в 1869 г. Изучая пермские отложения в Камско-Волжском бассейне, Н. А. Головкинский сделал ряд важных выводов о причинах, вызывающих образование слоистых толщ.

Рассмотрим высказанные им положения на примере. Пусть в некоторый отрезок времени береговая линия бассейна, в котором происходит накопление осадков, находится в точке *А* (рис. 52). В общем случае вблизи берега будут отлагаться грубозернистые осадки, например галечники. С увеличением глубины осадки ока-

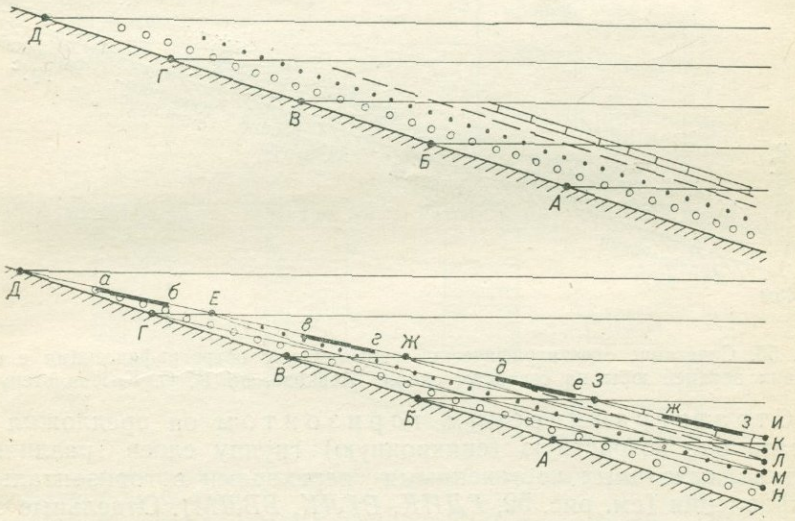


Рис. 52. Схема образования слоистых толщ, по Н. А. Головкинскому

жутся более мелкозернистыми, галечники будут сменяться песками, пески — глинами, глины — карбонатными илами. Если в последующее время при погружении суши разовьется трансгрессия, береговая линия передвинется в сторону суши и через некоторое время займет положение, отмеченное на рис. 52 точкой *Б*. Вслед за перемещением береговой линии сместятся и участки накопления осадков. Галечники продвинутся вслед за береговой линией: там, где они ранее накапливались, будут отлагаться пески, на песках — глины, на глинах — карбонатные илы.

При последовательно развивающейся трансгрессии участки накопления каждого из видов будут непрерывно смещаться вслед за береговой линией так, как это показано на рис. 52 (точки *В*, *Г*, *Д*).

При регрессии смещение участков накопления осадков указанного вида произойдет в обратном направлении (точки *Е*—*И*): га-

лечники будут накапливаться на песках, пески — на глинах и т. д. Каждый из обособленных участков накопления однородного осадка будет слоем. На рис. 52 утолщенными линиями показаны отдельные слои галечников (*а—б*), песков (*в—г*), глин (*д—е*), известняков (*ж—з*), образовавшиеся при положении береговой линии в точке *Д*. Исходя из рассмотренной выше схемы Н. А. Головкинский ввел понятие о стратиграфическом и петрографическом горизонтах.

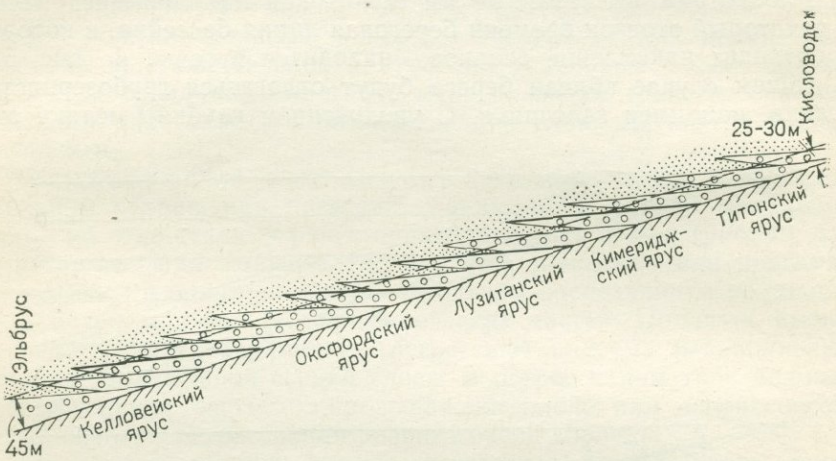


Рис. 53. Сочетание стратиграфических горизонтов с петрографическими в отложениях верхней юры на северном склоне Кавказа, по Д. С. Кизевальтеру

Стратиграфическим горизонтом он предложил называть одновозрастную (синхронную) группу слоев различного состава, связанных постепенными переходами в горизонтальном направлении (см. рис. 52, *ГДИК*, *ВГЛК*, *БВЛМ*). Отдельные слои (или пачки слоев) стратиграфического горизонта характеризуются одновозрастным, но различным в видовом и родовом отношениях комплексом окаменелостей (фауны и флоры).

Петрографическим горизонтом называется серия одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) слоев (см. рис. 52, *АДЕН*, *НЕЖМ*, *МЖЗК*). Разновозрастность петрографических горизонтов является их характерным свойством, вытекающим из самого процесса накопления осадка, и связана со смещением областей накопления в пространстве. Границы между петрографическими горизонтами представляют собой условные поверхности, имеющие сложное строение. На эту особенность в свое время обратил внимание А. А. Иностранцев. Обычно эти поверхности имеют как бы зазубренные края и отражают непрерывное смещение мест образования однородных осадков и изменение скорости скольжения береговых линий. Так, например, на северном склоне Эльбруса (рис. 53) мощность конгломератов, по возрасту относимых к келловею, составляет 45 м.

Конгломераты прослеживаются непрерывно до окрестностей г. Кисловодска, где их мощность уменьшается до 25—30 м. Изучение окаменелостей, заключающихся в конгломератах, показывает, что возраст последних по мере приближения к Кисловодску постепенно становится более молодым: оксфордским, лузитанским и в окрестностях города — кимериджским и титонским.

Таким образом, позднеюрская трансгрессия развивалась с юга на север. В келловее она захватила значительно меньшую площадь, чем в лузитане, и далее на север распространилась к концу позднеюрской эпохи. Конгломераты в рассмотренном примере представляют собой петрографический горизонт, имеющий неодинаковый возраст в различных своих частях: келловейский на юге

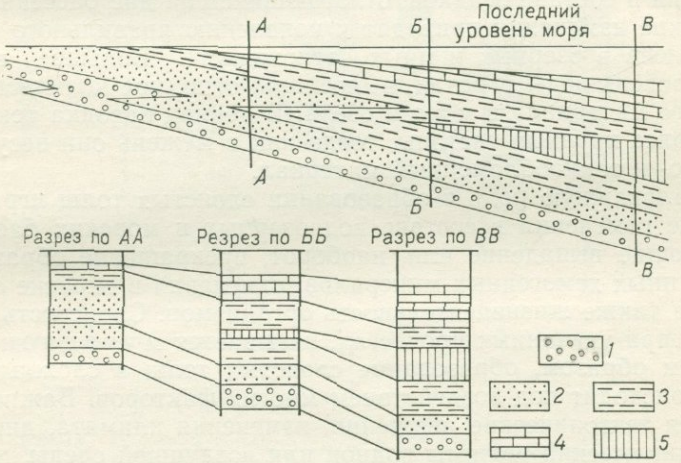


Рис. 54. Пространственное перемещение фаций при сложных перемещениях береговой линии, по Ф. Лею.
1 — галечники; *2* — пески; *3* — глины; *4* — известняки; *5* — органогенные илы

и более молодой — титонский на севере. Стратиграфические горизонты размещаются иначе, и положение их в разрезе не совпадает с положением петрографических горизонтов.

Очень часто из-за отсутствия дробной возрастной характеристики пород отделить петрографические горизонты от стратиграфических не представляется возможным, однако недостаточное внимание к различиям между стратиграфическими и петрографическими горизонтами может в некоторых случаях привести к неверным выводам в определении стратиграфического положения осадочных толщ в разрезе.

Из схемы Н. А. Головкинского следует, что основную роль в образовании слоистых толщ играют вертикальные тектонические движения, вызывающие смещение береговых линий и фациальных зон накопления осадков. Если направление перемещения береговой линии периодически меняется, возникают более сложные разрезы, в которых в вертикальном направлении мелководные

фации чередуются с глубоководными (рис. 54), т. е. миграционная слоистость.

Н. А. Головкинский и А. А. Иностранцев пришли к важному выводу о закономерном распределении фаций и состава осадков в плане и в вертикальном разрезе. А. А. Иностранцев писал: «То, что мы видим вертикально напластованным, должно явиться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно».

Помимо тектонических движений важное значение в образовании слоистых толщ имеют физико-географическая обстановка и физико-химические процессы как в области сноса, так и в области накопления осадков. К ним относятся сезонные и более длительные климатические изменения, в результате которых происходят изменения в составе осадков, отлагающихся на дне бассейна. Климатические изменения приводят к появлению правильного чередования слоев в озерных и иных отложениях. Большое влияние имеет уровень воды в реках, выносящих огромное количество терригенного материала в моря и озера. В период паводка реки переносят более крупные частицы, тогда как в межень они несут только мелко- и тонкообломочный материал.

Немаловажную роль в образовании слоистых толщ играют химические изменения в составе вод озерных и морских бассейнов, вызывающие выпадение или, наоборот, прекращение образования тех или иных хемогенных минералов, изменения в окраске осадков и т. д., а также жизнедеятельность организмов. Слоистость, возникающая при указанных процессах, называется мутационной.

Таким образом, образование слоистых толщ в сложных условиях происходит под воздействием многих факторов. Важнейшими являются тектонические движения, изменения климата, динамический и химический режимы водной или воздушной среды, из которой выпадает осадок. Эти факторы могут иметь равное взаимодействие, но слоистость может возникнуть и при преимущественном действии одного из них. Таким образом, в каждой слоистой толще наблюдается сочетание миграционной и мутационной слоистости.

Условия формирования мощностей отложений

Объяснение причин, обусловливающих накопление значительных по мощности осадочных пород, часто не вызывает затруднений. Легко, например, понять условия накопления хемогенных и обломочных осадков в длительно существовавшем глубоком открытом бассейне. Естественно также наращивание мощности пород при прогибании данного участка в условиях развивающейся трансгрессии. Однако известны случаи, когда огромные по мощности толщи осадочных пород сформированы из прибрежных мелководных или лагунных осадков в условиях, на первый взгляд кажущихся наименее благоприятными для накопления.

В качестве примера рассмотрим обстановку, существовавшую в карбоне на территории Донбасса. Каменноугольные отложения Донецкого бассейна имеют мощность более 10 км и состоят из слоев песчаников, чередующихся с аргиллитами, известняками,

заключающими остатки морской фауны, и каменными углями. Пласты каменного угля, которых насчитывается более 200, образовались в прибрежных и континентальных условиях. Таким образом, в этой огромной по мощности толще мы наблюдаем породы морского и континентального происхождения. Следовательно, территория Донбасса в карбоне периодически была то сушей, то морем, причем смена режимов на протяжении периода происходила более 200 раз.

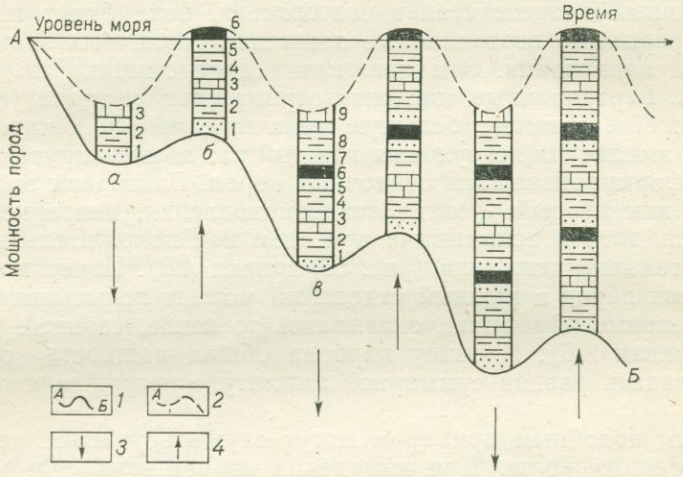


Рис. 55. Схема условий накопления угленосных толщ в Донбассе.

1 — основание угленосной толщи (эпейрогеническая кривая); *2* — поверхность накопления (палеогеографическая кривая); *3* — трансгрессия; *4* — регрессия моря

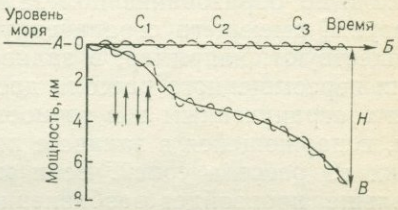


Рис. 56. Схема формирования угленосной толщи Донбасса

Выразим эти условия в виде простого графика. По вертикальной его оси отложим мощности пород (начальную нулевую отметку примем за уровень моря), по горизонтальной оси отметим время (рис. 55). Поверхность накопления осадков в течение всего карбона находилась то выше, то ниже уровня моря.

Пусть в один из моментов в прибрежной зоне накапливались пески (колонка *а*, слой 1). При опусканиях глубина моря увеличивается, береговая линия отдалится и там, где ранее накапливались пески, станет отлагаться глинистый материал (слой 2). При последующих опусканиях на месте глин будут формироваться известняки (слой 3). При изменении знака вертикальных тектонических движений на обратный опускания сменяются поднятиями, морской бассейн начнет постепенно мелеть и последовательность

образования слоев различного состава окажется обратной: на известняках отложатся глины (колонка *б*, слой 4), на глинах — пески (слой 5).

Если участок будет приподнят выше уровня моря и превратится в низкую болотистую сушу, на его поверхности возникнут торфяники, которые со временем преобразуются в уголь (слой 6). При новых погружениях выше пласта вновь появляются пески (слой 7), глины (слой 8) и т. д. При новых поднятиях возникает следующий пласт угля.

Описанный процесс станет повторяться, пока будут происходить непрерывные вертикальные движения различных знаков поверхности накопления. Эти движения не напоминают колебания маятника. Вертикальные движения отрицательного знака (опускания) всякий раз имеют большую величину, чем положительные. Большая амплитуда погружения каждый раз компенсируется мощностью сформировавшихся осадочных пород. Благодаря этому основание, или первый уровень осадконакопления, непрерывно погружалось, хотя и испытывало при этом как положительные, так и отрицательные движения (рис. 56, кривая *АВ*). Поверхность же накопления пород в каждый отдельный момент испытывала лишь незначительные изменения, оказываясь то выше, то ниже уровня моря (кривая *АБ*). К концу карбона общая мощность осадков (*Н*) оказалась равной суммарной амплитуде погружения основания.

Другим подобным примером могут служить условия накопления галогенных толщ. Для выпадения из раствора сульфатов и каменной соли помимо благоприятных климатических условий необходимо образование полузамкнутого водоема типа залива или лагуны, имеющего ограниченную связь с морем (такие условия существуют, например, в заливе Кара-Богаз-Гол). Для образования пересыщенного рассола доступ морской воды в залив должен быть ограниченным и в точности компенсировать количество влаги, испаряющейся в заливе с поверхности, и количество выпадающих из рассола солей. Если морской воды будет привноситься больше, произойдет разбавление рассолов, и соли перестанут выпадать, если привнос будет меньше, — осадкообразование также прекратится. Но, с другой стороны, если даже в залив и поступает строго необходимое количество морской воды, он относительно быстро заполнится солями, так как подобные заливы отличаются очень незначительными глубинами. Между тем мощность отложений солей в земной коре нередко составляет сотни метров.

Для поддержания непрерывного процесса выпадения солей из осадка и поступления строго определенного количества морской воды в залив необходимо полное соответствие между мощностью выпавшего осадка и величиной прогибания дна залива. Если это соответствие нарушится и дно залива станет прогибаться быстрее скорости выпадения солей, залив заполнят морские воды, произойдет опреснение и процесс осаждения солей прекратится. Если же, наоборот, осаждение солей будет опережать скорость прогибания,

весь залив будет заполнен осадками и перестанет существовать. Только при точном соответствии скоростей прогибания и выпадения осадка из раствора возможно накопление мощных соленосных толщ.

Из рассмотренных примеров можно сделать общий вывод, что основное значение в формировании мощностей осадочных пород имеют вертикальные движения. Если общая амплитуда вертикальных движений отрицательная, на поверхности земной коры создаются впадины, благоприятные для накопления толщ осадочных пород. Если скорость погружения велика, а количество выпадающих на дне впадины осадков относительно не велико, создаются открытые глубокие водоемы (некомпенсированные прогибы). Если амплитуда прогибания компенсируется мощностью накапливающихся осадков, их формирование будет происходить в условиях мелководья или прибрежных зон (компенсированные прогибы). При положительных вертикальных движениях образуются поднятия, являющиеся областями сноса обломочного материала.

Таким образом, вертикальные движения земной коры обусловливают распределение в пространстве областей сноса и осадконакопления, а также фаций осадочных образований и их мощностей.

Глава 8
НЕСОГЛАСИЯ*

Возможны два случая соотношений между породами, слагающими слоистые толщи. В первом из них каждый вышележащий слой или комплекс слоев, составляющих данный стратиграфический горизонт, без каких-либо следов перерыва в накоплении осадков налегает на подстилающие породы. Такие взаимоотношения, отражающие непрерывность процесса накопления осадка, обусловливают согласное залегание пород. Во втором случае между вышележащими и подстилающими их слоями стратиграфическая последовательность нарушается и отложения тех или иных стратиграфических горизонтов в разрезе отсутствуют. При этом возникает несогласное залегание пород.

Появление несогласий может быть обусловлено различными причинами. Они могут явиться результатом перерыва в осадконакоплении либо возникают при тектонических перемещениях одних толщ относительно других. В первом случае несогласия называются стратиграфическими, во втором — тектоническими.

Стратиграфическое несогласие

В стратиграфических несогласиях выпадение тех или иных пород из разрезов вызывается прекращением осадкообразования, т. е. сменой режима, благоприятного для накопления осад-

* В главе использованы работы А. А. Богданова.

ков, условиями, в которых осадки перестают накапливаться или происходят разрушение и размыв ранее образовавшихся пород. Стратиграфические несогласия по ряду различных признаков могут быть разделены на несколько видов. Основанием для этого служат различия в величине угла несогласия, отчетливость выражения поверхности несогласия, площади распространения, условия возникновения. Особую группу составляют несогласия, возникающие в подводных условиях.

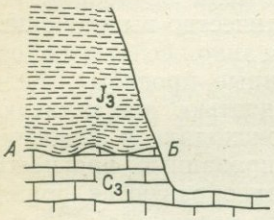
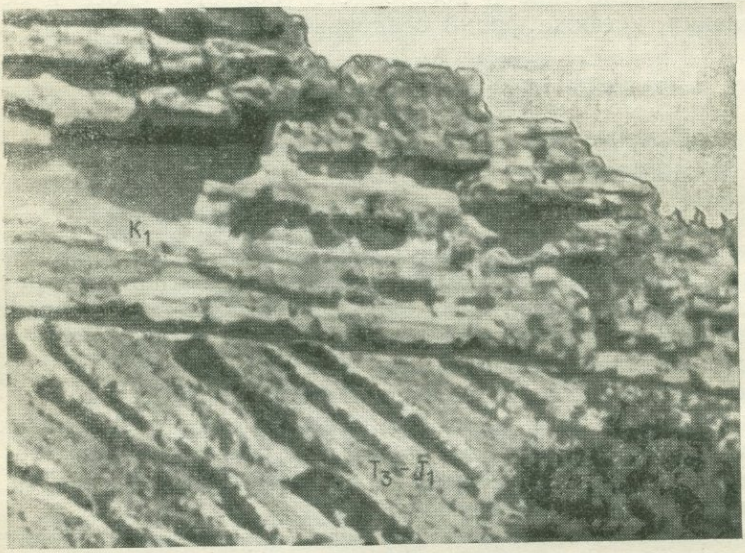


Рис. 57. Разрез правого берега р. Москвы (окрестности г. Москвы).
C_3 — верхнекаменноугольные известняки; J_3 — верхнеюрские глины; АБ — поверхность несогласия

Рис. 58. Угловое несогласие между нижнемеловыми песчаниками (K_1) и песчано-глинистыми отложениями верхнетриасово-нижнеюрской таврической серии (T_3—J_1) в Крыму, по В. Н. Павлинову



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

Параллельное несогласие выражается стратиграфическим перерывом между сериями слоев, залегающими выше и ниже поверхности несогласия параллельно друг другу. Обе серии обычно различаются по составу пород, по заключенным в них окаменелостям или другим признакам. Разграничивающая эти серии поверхность несогласия выражена очень резко. Обычно она представляет собой поверхность подводного размыва или наземной денудации, сформировавшуюся в тот отрезок времени, когда проис-

ходило поднятие и процесс образования осадочных толщ был прекращен. Так, например, территория окрестностей Москвы в течение каменноугольного периода являлась областью накопления морских карбонатных илов. В конце каменноугольного периода эта область приподнялась выше уровня моря — и в пермский, триасовый и большую часть юрского периода здесь существовали континентальные условия, при которых происходило разрушение ранее образовавшихся пород. В конце юрского периода началось общее опускание страны, ознаменовавшееся широкой морской трансгрессией, вызывавшей накопление толщи глинистых илов.



Рис. 59. Угловое несогласие, по А. А. Богданову.

А — молодая свита, залегающая с пологим наклоном на северо-северо-запад; *Б* — древняя свита, смятая в складки; *аб* — поверхность несогласия

Эти движения зафиксированы в разрезе крупным стратиграфическим перерывом (отсутствием пород пермского и триасового возраста) и резко выраженной поверхностью несогласия на границе между каменноугольными известняками и верхнеюрскими глинами (рис. 57).

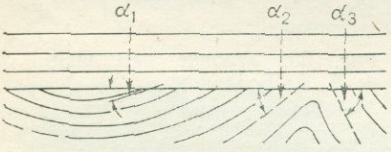
Несколько сложнее случай параллельного несогласия между слоями одинакового или близкого литологического состава. Однако тщательное изучение контактовой зоны в большинстве случаев позволяет выявить положение поверхности несогласия в виде следов перерыва в отложении осадков и размыва на поверхности древней свиты. Здесь могут сохраниться различные следы выветривания, базальный конгломерат и т. п.

Легко устанавливается положение поверхности несогласия при параллельном залегании лавовых покровов на осадочных породах. Сложнее выявить ее положение на границе двух различных лавовых покровов. В таком случае особенно детально должны быть изучены изменение структур и петрографического состава пород, резкая смена которых часто совпадает с поверхностью несогласия, а также явления выветривания в нижнем комплексе лав. Обычно несогласие легко устанавливается при налегании осадочных и эффузивных образований на размытую поверхность массивно-кристаллических пород (например, гранитов и др.).

Угловое несогласие выражается перерывом между двумя комплексами слоев, имеющими различный угол наклона (рис. 58). Такое несогласие обычно отчетливо отображается как в естествен-

ных вертикальных разрезах, так и в выходах на земной поверхности (рис. 59). При этом основные признаки углового несогласия имеют одинаковое выражение как в вертикальных разрезах, так и на геологических картах. Поверхность несогласия, разделяя в обоих случаях несогласно залегающие свиты, срезает под углом различные горизонты древней свиты и проходит более или менее параллельно границам между отдельными горизонтами молодой свиты. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового несогласия при геологическом картировании и при чтении геологических карт.

Величина угла несогласия может колебаться в очень широких пределах — от 0 до 180° и резко изменяться в различных участках. Если угол несогласия не превышает 30°, обычно говорят о сла-



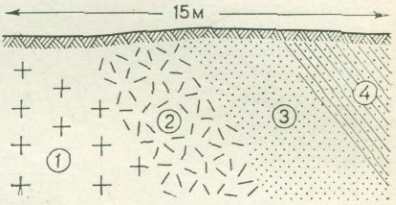


Рис. 60. Изменение величины углового несогласия (α) в различных частях складки, по А. А. Богданову

Рис. 61. Контакт докембрийских гранитов и среднедевонских песчаников в бассейне р. Кальмиус

бом угловом несогласии, а при угле несогласия более 30° — о резком несогласии (рис. 60).

Азимутальным угловым несогласием называется такое, при котором простирания контактирующих свит не совпадают.

Таким образом, полная характеристика углового несогласия слагается из двух величин: значения угла несогласия и угловой величины азимутального несогласия. Наблюдения показывают, что эти величины имеют различную зависимость от продолжительности времени, в течение которого формируется поверхность несогласия. Известно много примеров весьма небольших по продолжительности перерывов, отличающихся значительными углами несогласия. Иначе обстоит дело с формированием азимутального несогласия, которое обычно бывает большим при значительном интервале времени осадкообразования и меньшим при малом времени перерыва.

Географическим несогласием называется угловое несогласие с углом менее 1°. Вследствие малого угла такое несогласие может быть установлено только при изучении обширных территорий. В каждом отдельном обнажении несогласно залегающие верхние свиты характеризуются налеганием на различные подстилающие стратиграфические горизонты без видимого нарушения параллельности в ориентировке поверхностей наслоения. Таково залегание мезозойских отложений Ленско-Вилюйской впадины,

юрских пород на Русской платформе и ряда горизонтов верхнего мела в южной ее части и т. д.

Таким образом, географические несогласия служат связующим звеном между угловыми и параллельными несогласиями. Отсюда также очевидно, что параллельные несогласия в прямом значении этого термина встречаются сравнительно редко и характеризуются небольшой площадью распространения.

По отчетливости поверхности несогласия различают: явное несогласие — с отчетливо и резко выраженной поверхностью несогласия и скрытое — с неопределенным положением поверхности несогласия.

Скрытое несогласие. Наряду с отчетливо выраженными явными поверхностями несогласия встречаются случаи, когда точное положение поверхности несогласия установить невозможно. Так, например, к югу от Донецкого каменноугольного бассейна в обнажениях по р. Кальмиус (рис. 61) на размытой поверхности докембрийских гранитов непосредственно залегают отложения среднего девона (3, 4). Граниты (1) сохраняют массивное сложение в основании разреза, а вблизи кровли сильно разрушены и выражены рыхлым элювием (2). Выше разрушенные граниты постепенно переходят в грубый аркозовый песчаник (3), который, в свою очередь, сменяется более тонким, лучше отсортированным песчаником, внизу лишенным слоистости, а вверху со слоистостью (4).

Скрытое несогласие нередко встречается и в нормально наслоенных осадочных породах. В качестве примера можно привести изученное Б. М. Келлером трансгрессивное налегание эоценовых отложений на альбские мергели Черноморского побережья. Альбские породы здесь сложены толщей зеленоватых мергелей с прослоями глинистых известняков, заключающих альбские пелециподы. Над ними внешне согласно залегает толща таких же мергелей мощностью 30 м, но лишенная окаменелостей. Еще выше среди зеленоватых мергелей постепенно появляются песчаники, в которых встречаются эоценовые фораминиферы. Таким образом, 30-метровый интервал разреза, в котором отсутствуют окаменелости, казалось бы, должен соответствовать всему верхнему мелу и палеоцену. Однако подобное допущение не может быть принято по той причине, что в непосредственно примыкающих районах перечисленные стратиграфические горизонты имеют широкое распространение и значительные мощности и в них отсутствуют признаки выклинивания в сторону приведенного разреза. Следовательно, наблюдаемое стратиграфическое соотношение следует объяснять наличием скрытого несогласия в пределах какой-то части толщи «немых» мергелей.

По площади распространения выделяются региональные и местные несогласия.

Региональные несогласия проявляются на огромных территориях и вызываются общими для больших площадей вертикальными положительными движениями.

Примерами региональных несогласий могут служить юрские и предверхнемеловые несогласия, развитые в пределах всей Русской платформы. При этом выражение несогласий в зависимости от структурных особенностей отдельных районов может принять различную форму. Так, например, повсеместно отмечающиеся в северо-западной части Русской платформы в основании визейских и среднекаменноугольных отложений на контакте с девоном региональные параллельные несогласия переходят местами в резкие угловые несогласия с залеганием каменноугольных отложений непосредственно на докембрийских образованиях.

В складчатых областях региональные несогласия развиты также широко. В Средней Азии большим распространением пользуется несогласие между палеозоем и мезозоем, на Урале — между нижним и средним палеозоем.

Местные несогласия не имеют широкого распространения и отражают движения и рост отдельных структур. В этом отношении весьма характерно появление большого числа местных несогласий в присводовых частях соляных куполов Урало-Эмбенской области и среди казанских отложений на отдельных куполах Заволжья.

При росте антиклинальных складок и куполов параллельно с осадконакоплением местные несогласия могут возникнуть в верхних частях поднятий. Это происходит в том случае, если поверхность осадконакопления в своде складок оказывается в пределах действия волновых колебаний или выше уровня воды (см. рис. 138, *а*). В результате в сводах складок накопление осадков может прекратиться и будет происходить размыв ранее образовавшихся пород, в то время как на крыльях складок осадконакопление продолжается без перерыва. В прогибах в таких же условиях непрерывное накопление осадков может продолжаться в их центральных частях (см. рис. 138, *б*), а на высокоприподнятых крыльях одновременно происходят размыв и снос материала (краевые несогласия).

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

Истинные несогласия фиксируют перерывы в отложении осадков, вызванные вертикальными движениями земной коры. Такие несогласия формируются в более или менее длительный отрезок времени, устанавливаемый при изучении разрезов.

К ложным несогласиям должны быть отнесены различные сложные, но всегда местные размывы в сериях косослоистых пород, сопровождающиеся иногда резко выраженными угловыми несогласиями. Косая перекрещивающаяся и диагональная слоистость возникает вследствие постоянного изменения поверхности накопления при одновременном сочетании и наложении друг на друга процессов отложения осадка и его перемыва. Совершенно очевидно, что возникающие в данном случае явления местного размыва и углового несогласия не имеют ничего общего с различными формами истинных несогласий.

Внутриформационные несогласия включают несогласия, возникающие в результате размыва, происходящего одновременно (сингенетически) с накоплением осадка. Основная роль в образовании внутриформационных несогласий принадлежит донным течениям. Размывы имеют местное значение и часто наблюдаются в основании грубозернистых пород: песчаников и конгломератов, залегающих на тонкозернистых отложениях — глинах и алевритах. При этом нередко в грубозернистых породах встреча-

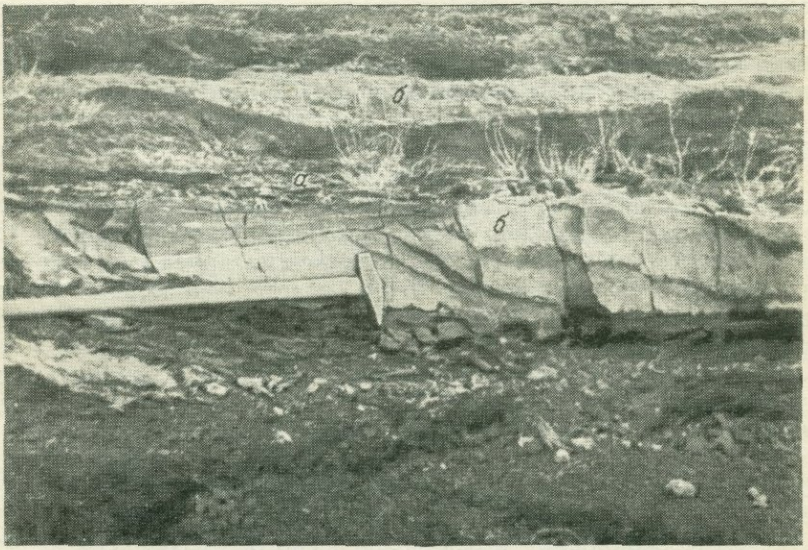


Рис. 62. Сингенетический размыв аргиллитов в верхнедевонских отложениях Центрального Казахстана, по П. П. Мамонтову.
а — аргиллиты; *б* — песчаники

ются катуны из подстилающих тонкозернистых пород, а сама поверхность контакта между слоями имеет неровное строение — многочисленные вымоины и выступы (рис. 62).

Внутриформационные размывы не отражают переломных моментов в развитии слоистой структуры и не предшествуют новым циклам осадконакопления. Они вызываются изменениями физико-географических условий в области накопления осадков (например, увеличением скорости движения водной среды) или в зоне денудации.

Внутриформационные несогласия, возникающие в подводных условиях, выявлены в последние годы при бурении океанического дна в целом ряде районов. Вызываются они движениями воды, существующими даже на глубинах в несколько километров, скорость которых может достигать нескольких километров в час, а также размывом ранее отложившихся осадков мутьевыми потоками и сильными придонными течениями.

Как указывает П. Л. Безруков, о существовании подводных размывов свидетельствует присутствие на современной поверхности океанического дна многочисленных выходов дочетвертичных отложений от плиоцена до нижнего мела, не прикрытых более молодыми отложениями.

Стратиграфические перерывы установлены в разрезах многих буровых скважин, пробуренных в океаническом дне в районах, которые в кайнозое и меловом периоде не могли быть сушей. Так, к югу от Шри-Ланки, в Центральной котловине, под позднемиоценовыми радиоляриевыми илами вскрыты эоценовые карбонатные отложения; в западной части Индийского океана верхнекайнозойские карбонатные отложения разделены перерывом от верхнемеловых отложений длительностью около 70 млн. лет. В некоторых из скважин между эоценовыми и кампанскими известняками отмечается угловое несогласие.

Подводным размывом, а не поднятием дна выше уровня моря следует объяснять отсутствие в разрезах Бахчисарайского района Крыма отложений верхней части коньякского яруса, причем залегание известняков нижней части коньякского яруса и перекрывающих их мергелей сантонского яруса остается параллельным, но в основании сантонских мергелей появляется маломощный прослой карбонатных песков.

По-видимому, стратиграфические несогласия, возникающие в подводных условиях, развиты значительно шире, чем это указывается.

Строение поверхностей несогласия

Поверхность стратиграфического несогласия может иметь различные формы. Она бывает сильно сглаженной, но возможны и резко выраженные неровности древнего погребенного рельефа с колебаниями отметок на коротких расстояниях, исчисляемые десятками и даже сотнями метров. Примером подобного рельефа является поверхность артинских рифовых известняков в ряде мест Предуральского краевого прогиба, которая к началу отложения ангидритов кунгурского яруса имела амплитуды колебания высот до 500—700 м.

Последние данные глубокого бурения показывают, что поверхность кристаллического фундамента Русской платформы перед накоплением девонских отложений имела резко выраженный неровный рельеф. Естественно, что накопление осадков на неровной поверхности будет отличаться рядом особенностей. Наиболее характерны случаи облекания и прилегания.

О б л е к а н и е представляет собой плащеобразное перекрытие отлогой поверхности размыва древних пород. Главной особенностью этой формы несогласного залегания является прямое отражение выступов и понижений поверхности несогласия в строении несогласно залегающей серии слоев. Мощности слоев в нижней части несогласно залегающей серии уменьшаются над повы-

шениями древнего рельефа и увеличиваются над понижениями. Это различие мощностей постепенно выравнивается при движении вверх по разрезу; одновременно может изменяться и состав формирующихся слоев (рис. 63).

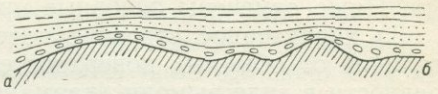


Рис. 63. Облекание поверхности несогласия вышележащими породами.
аб — поверхность несогласия

Прилегание. При резких очертаниях рельефа поверхности несогласия формирование осадочных пород происходит путем постепенного заполнения пониженных участков. Здесь вдоль крутых склонов возможны различные случаи прилегания слоев; среди ко-

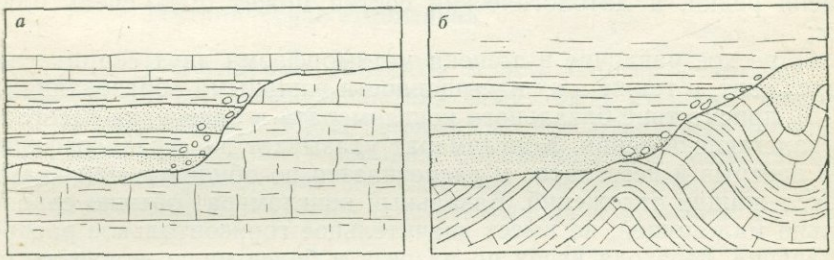


Рис. 64. Параллельное (*а*) и несогласное (*б*) прилегание, по А. А. Богданову

торых различают параллельное и несогласное прилегание (рис. 64). При параллельном прилегании как размытые слои, так и налегающие на них свиты залегают параллельно; при несогласном верхние слои залегают на нижних с угловым несогласием.

Прилегание слоев широко развито среди прибрежных морских отложений и особенно часто — в прибрежной зоне ингрессивно залегающих свит. Оно также широко распространено и среди аллювиальных образований. Последние, заполняя промытые рекой ложбины, всегда прилегают к коренным породам, слагающим берега долины. Соотношения аллювиальных отложений и коренных пород могут характеризоваться при этом как параллельным, так и несо-

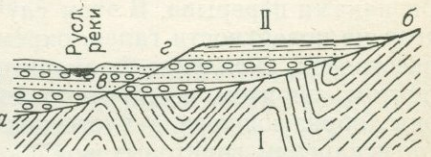


Рис. 65. Несогласное прилегание аллювиальных отложений к коренным породам (*а—в—б*) и согласное прилегание аллювиальных отложений поймы к аллювиальным отложениям террасы (*в—г*).
I — коренные породы; II — отложения террасы; III — отложения поймы

гласным прилеганием, а различные по возрасту террасы, сложенные аллювием, как правило, прилегают друг к другу параллельно (рис. 65).

Критерии установления стратиграфического несогласия

Граница поверхности несогласия обладает рядом признаков, позволяющих отличать ее от обычных границ между слоями. Ниже отмечены основные признаки поверхностей несогласия:

1) характерное строение поверхности несогласия, имеющей в отличие от обычных поверхностей наслоения многочисленные неровности в виде вымоин (карманов) и выступов;

2) угловое несогласие между свитами различного возраста;

3) резкий возрастной разрыв между палеонтологическими остатками в выше- и нижележащих слоях (например, слои с юрской фауной подстилаются слоями с каменноугольной фауной). Этот критерий важен для платформенных областей, где угловые несогласия редки, а литологический состав может быть очень близким;

4) резкое различие в степени метаморфизма двух соприкасающихся свит, а также в их насыщенности жильными образованиями;

5) присутствие базального конгломерата в основании несогласно залегающей серии. Конгломерат указывает на стратиграфический перерыв и несогласие и распознается по обилию в нем гальки нижележащих отложений. Базальный конгломерат обычно сравнительно маломощен, но имеет значительное горизонтальное распространение, переходя вверх по разрезу в более мелкозернистые отложения. От внутриформационного конгломерата он отличается значительно худшей отсортированностью. В кернах буровых скважин отличить базальный конгломерат от внутриформационного труднее, однако при большом числе скважин можно установить соотношение слоя конгломерата с подстилающими слоями и тем самым разрешить вопрос об его природе. Следует иметь в виду, что базальные слои трансгрессивно налегающих толщ нередко сложены не конгломератами, а более тонкозернистыми породами: песчаниками, глинами, мергелями или известняками;

6) резкий переход от морских отложений к континентальным или, наоборот, от континентальных к морским, большей частью свидетельствует о наличии между ними перерыва в отложении;

7) различные следы выветривания (как физического, так и химического), сохраняющиеся на поверхности несогласия или в породах, залегающих непосредственно ниже ее, также могут быть признаками перерыва. В этом случае следует отмечать: пустынный загар на поверхности галек, окремненную эрозионную поверхность известняков, скопление фосфоритовых желваков совместно с глауконитом, пиритом и марганцовыми конкрециями, ожелезненные зоны, образующиеся в пустынных или полупустынных условиях при испарении грунтовых вод на поверхности или у поверхности, и некоторые другие, менее определенные признаки.

В заключение характеристики стратиграфических несогласий следует еще раз подчеркнуть их значение в истории развития земной коры. Стратиграфические несогласия фиксируют смену знака

в направлении вертикальных движений. Формирование несогласий не всегда следует связывать со складкообразовательными процессами; с другой стороны, рост складок не всегда сопровождается несогласиями. Работами советских ученых (Д. В. Наливкин, Н. С. Шатский, В. И. Попов и др.) доказано, что несогласия и складкообразование нередко развиваются независимо друг от друга и в разное время. На Урале, в Казахстане и в других районах известны палеозойские разрезы, включающие отложения от нижнего палеозоя до перми, в которых присутствуют стратиграфические перерывы, порой охватывающие целые отделы без каких-либо следов угловых несогласий. Развитая в таких толщах складчатость имеет явно выраженный наложенный характер и возникла позже образования самих пород.

Тектонические несогласия

Несогласные контакты между слоями различного возраста и литологического состава могут быть вызваны тектоническими разрывами и перемещениями по ним отдельных блоков горных пород. В условиях хорошей обнаженности и достаточной детальности геологических исследований обычно легко выявить стратиграфические и тектонические несогласия и отличить их друг от друга.

Однако могут встретиться сложные случаи, при которых затруднительно дать правильную, однозначную интерпретацию геологи-

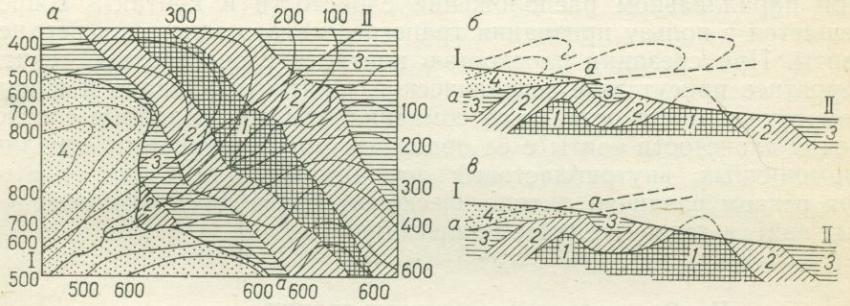


Рис. 66. Пример, поясняющий различие между стратиграфическим и тектоническим несогласиями, по А. А. Богданову

ческих наблюдений. Так, например, в условиях сложной складчатой структуры выяснение природы контакта часто затрудняется при его параллельном расположении по отношению к общей форме залегания вышележащей свиты. На рис. 66, *а* изображена схематическая карта участка горной складчатой страны. Две свиты резко разделены контактом *а—а*. Нижняя свита (слои *1—3*) смята в складки северо-западного простирания. Верхняя свита (слой *4*) имеет общий пологий наклон на юго-запад параллельно поверхно-

сти контакта *а—а*. При ограниченном количестве наблюдений интерпретация природы контакта и общих тектонических условий района может быть произведена двояко. Вероятным может быть предположение о трансгрессивном залегании слоя *4* на размытой поверхности смятых в складки слоев *1—3* (рис. 66, *в*). Но также вероятным может оказаться и предположение о том, что слой *4* надвинут на срезанную поверхность смятых слоев *1—3* (рис. 66, *б*).

Вопрос о природе контакта *а—а*, очевидно, может быть решен при наличии ряда дополнительных сведений. Прежде всего необходимы точные данные о возрасте нижней и верхней свит. В том случае, если верхняя свита (*4*) более древняя, чем нижняя (*1—3*), контакт является, несомненно, тектоническим. В случае же более древнего возраста нижней свиты вопрос остается открытым, так как верхняя свита могла занять существующее положение как в результате перемещения по размыву, так и в результате трансгрессии.

При тщательном изучении контакта можно получить следующие дополнительные сведения: 1) наличие систем зеркал скольжения и растертых масс тектонической брекчии указывает на большую вероятность тектонических причин образования контакта; 2) наличие базального конгломерата в основании верхней свиты, так же как и четко выраженных следов выветривания в поверхностной зоне нижней свиты, является несомненным доказательством существования разделяющей их поверхности углового несогласия.

Существенный материал может дать детальный анализ взаимоотношений слоистости верхней свиты с поверхностью контакта. При параллельном расположении слоистости и контакта вопрос решается в пользу признания трансгрессивного залегания верхней свиты. При срезании плоскостью контакта слоев верхней свиты вероятнее присутствие тектонического контакта. Однако и в данном случае могут оставаться сомнения, так как подобные соотношения слоистости свиты с ее подошвой могут возникнуть при дисгармоничных, внутрипластовых деформациях, особенно частых при резком различии литологического состава двух разновозрастных свит, а также в случае прилегания.

Изображение геологических границ

На геологическом графике выделяют несколько видов геологических границ. На картах достоверные границы между стратиграфическими подразделениями и интрузивными породами изображаются в виде тонких сплошных линий; те же границы, но предполагаемые, показываются пунктиром*. Предполагаемые границы проводятся на тех участках, где их положение недостаточно

* На геологических картах, изданных до 1970 г., согласные стратиграфические границы изображались сплошными тонкими линиями; несогласные — в виде тонких сплошных линий и расположенной рядом точечной линии; тектонические контакты — красными линиями.

обосновано фактическим материалом. Такие случаи могут возникнуть при слабой обнаженности или при отсутствии точно установленного положения в разрезе границы, отделяющей один стратиграфический горизонт от другого.

Границы между разновозрастными образованиями, скрытые под более молодыми породами, изображаются в виде штрихпунктирной линии, разделенной точками; одновозрастные литологические и фациальные границы — точечной линией.

Тектонические контакты достоверные показывают утолщенной (до 0,3 мм) черной линией предполагаемые — пунктирной и скрытые под более молодыми образованиями — штрихпунктирными линиями.

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

На геологических разрезах все геологические границы показываются непрерывными черными линиями (тектонические границы — утолщенными). Для наглядности сложного складчатого строения можно указать предполагаемое продолжение границ выше дневной поверхности, а также на глубине. На разрезах штриховыми линиями может быть изображена мелкая складчатость или другие детали геологического строения, не отраженные на карте.

ЧАСТЬ II

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 9
ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

Признаки горизонтального залегания слоев

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхности наслоения. Идеальных горизонтальных поверхностей наслоения в земной коре не встречается. Уже в процессе осадконакопления образующиеся слои приобретают некоторый наклон. Чаще этот наклон незначителен и измеряется минутами, но нередко угол наклона составляет несколько градусов.

Первичные углы наклона появляются в результате неравномерных вертикальных движений, одновременных с осадконакоплением. Очень часто отклонение поверхностей наслоения от горизонтального положения происходит за счет различий в скорости и количестве накапливающихся осадков на отдельных участках дна водоема. Мощности формирующихся при этом слоев окажутся неодинаковыми, что в конечном счете может привести к появлению у поверхностей наслоения значительных наклонов.

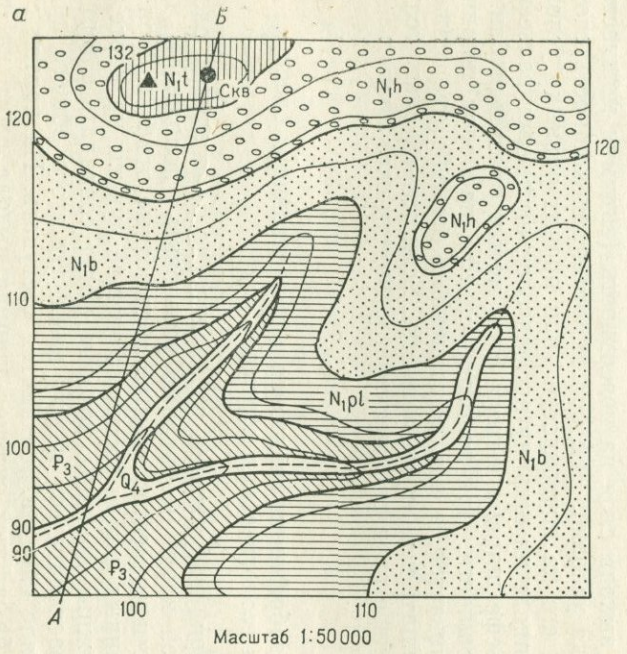
Образование первичных наклонов может быть вызвано также неравномерным уплотнением осадков при диагенезе и неровностями поверхностей несогласия.

Толщи осадочных пород, залегающие горизонтально или с очень небольшим наклоном (менее 1°), широко развиты в чехлах Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской древних платформ, в мезозое Западно-Сибирской плиты и в других областях.

При горизонтальном залегании абсолютные высоты границ между слоями приблизительно одинаковы. Это может быть установлено несколькими способами. Если в распоряжении геолога имеется топографическая карта с рельефом, изображенным с помощью горизонталей, то границы между слоями или стратиграфическими подразделениями, нанесенные на такую карту, либо совпадут с горизонталями, либо будут расположены между горизонталями в соответствии с абсолютной высотой, указываемой на карте границы (рис. 67).

При изучении данных буровых скважин горизонтальное положение слоев определяется по совпадению высот выбранной границы между слоями не менее чем в трех вертикальных скважинах.

Так как при горизонтальном положении осадочных толщ каждый нижележащий слой является более древним, чем перекрывающий, соотношения разновозрастных слоев с элементами рельефа





в

Возраст		Индекс	Колонка	Мощность, м	Порода
Миоцен	Тортонский	N_1t		4	*Известковистые песчаники*
	Гельветский	N_1h		9	Галечники с примесью песка
	Бурдигальский	N_1b		9	Белые кварцевые пески
	Полтавский	N_1pl		8	Темные слюдистые песчаные глины
Олигоцен		P_3		22	Серые мергели с тонкими прослоями темных глин

1
2

Рис. 67. Пример горизонтального залегания пород.

а — геологическая карта; *б* — геологический разрез по *АБ*; *в* — разрез буровой скважины (на карте черный кружок). *1* — геологические границы; *2* — горизонтали

характеризуются расположением древних слоев в пониженных частях, а наиболее молодых слоев — на возвышенных участках рельефа.

Измерение мощности слоя

Истинная мощность (H) при горизонтальном залегании определяется как разность между отметками кровли и подошвы слоя (рис. 68).

При расчлененном рельефе истинная мощность слоя может быть вычислена также по данным измерений видимой мощности (h) и углу наклона поверхности рельефа (α).

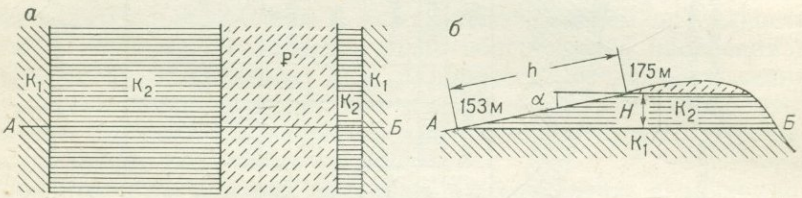


Рис. 68. Зависимость ширины выхода горизонтально залегающих слоев от рельефа и определение истинной мощности слоя при горизонтальном залегании.

а — геологическая карта; *б* — разрез; 175 м — абсолютная отметка кровли слоя; 153 м — абсолютная отметка подошвы слоя; $H=h\sin\alpha$; $H=175-153=22$ м

Ширина выхода слоя на поверхность (видимая мощность) зависит от ряда условий. Чем больше истинная мощность слоя, тем шире выход его на поверхности (при прочих равных условиях). Большое влияние на ширину выхода слоя оказывает рельеф. При крутом рельефе ширина выхода слоя может оказаться близкой к истинной мощности. При пологом рельефе, наоборот, ширина выхода увеличивается, а при выровненном рельефе она может намного превышать истинную мощность. Если рельеф окажется плоским, слой или стратиграфический горизонт может слагать обширные территории.

Изображение горизонтально залегающих слоев на геологических картах

При изображении горизонтально залегающих слоев на геологической карте необходимо установить положение границ между слоями на местности и их абсолютные отметки. При наличии этих данных, найдя соответствующие пункты на карте, легко провести нужные границы, которые могут совпадать с горизонталями или располагаться между ними. От этого общего правила, однако, в ряде случаев приходится отступать. На картах с изображением обрывистых склонов ширина выхода слоев на поверхность на месте обрывов резко сокращается, а при вертикальных

обрывах она превращается в линию. Если на таком участке карты изобразить несколько слоев или стратиграфических горизонтов, они сольются в одну линию и понять строение такого участка при чтении карты будет очень трудно. Поэтому в местах карты с изображением обрывов слои или стратиграфические горизонты указываются полосками шириной не менее 1 мм. Для придания слоям необходимой ширины на карте они могут быть несколько сдвинуты с пунктов их выходов на поверхности.

Отклонения от горизонтального положения границ между слоями могут быть также вызваны изменениями мощности отложений. Подошва слоя (или стратиграфического подразделения) может залегать горизонтально, кровля же при последовательном сокращении (или увеличении) мощности приобретает некоторый наклон и в таком случае окажется залегающей уже не горизонтально, а наклонно*.

Если изменения мощности не имеют широкого распространения, то искривление поверхности слоя отмечается на небольших по площади участках, но нередко такие явления носят региональный характер и охватывают большие территории.

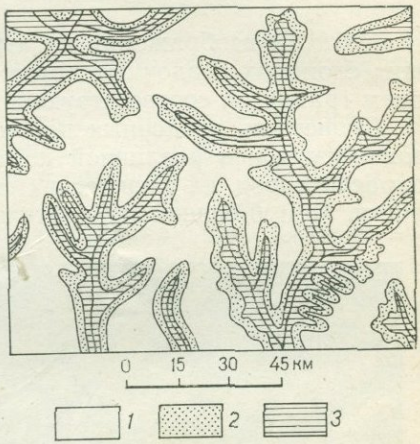


Рис. 69. Изображение горизонтально залегающих слоев на топографической основе без горизонталей.
1 — верхний палеоген; *2* — средний и нижний палеоген; *3* — верхний мел

При чтении геологических карт, на топографической основе которых изогипсы отсутствуют, горизонтальное залегание может быть установлено лишь предположительно. Если местность имеет достаточно расчлененный характер (например, балочный или овражный рельеф), а мощности изображения на карте слоев или стратиграфических подразделений меньше относительного превышения рельефа, границы между слоями или стратиграфическими горизонтами будут повторять очертания основных элементов рельефа и соответствовать изображению изогипс рельефа, которые можно было бы представить себе проведенными на карте. При этом в наиболее низких точках рельефа всегда будут располагаться более древние породы, а на водораздельных пространствах — самые молодые (рис. 69).

Если мощность пород превосходит относительные превышения рельефа, граница между выходящим на поверхности горизонтом и подстилающими его породами может оказаться ниже поверхно-

* Изображение поверхностей наслоения, залегающих с наклоном, рассматривается в гл. 10.

сти данного участка и в этом случае даже при расчлененном рельефе один и тот же слой или стратиграфическое подразделение, залегающие горизонтально, могут быть распространены на огромные пространства. При выровненном рельефе широкое развитие на поверхности может иметь слой или стратиграфический горизонт даже относительно небольшой мощности.

Изображение горизонтально залегающих слоев на аэрофотоснимках

В изображении на аэроснимках горизонтально залегающих слоистых осадочных пород очень много общего с расположением границ на соответствующих геологических картах.

Слоистость осадочных пород передается на аэроснимках чередованием тонов различной плотности, зависящей от естественной окраски пород, их физических свойств, рельефа, иногда растительности. Чем большей избирательностью обладают перечисленные

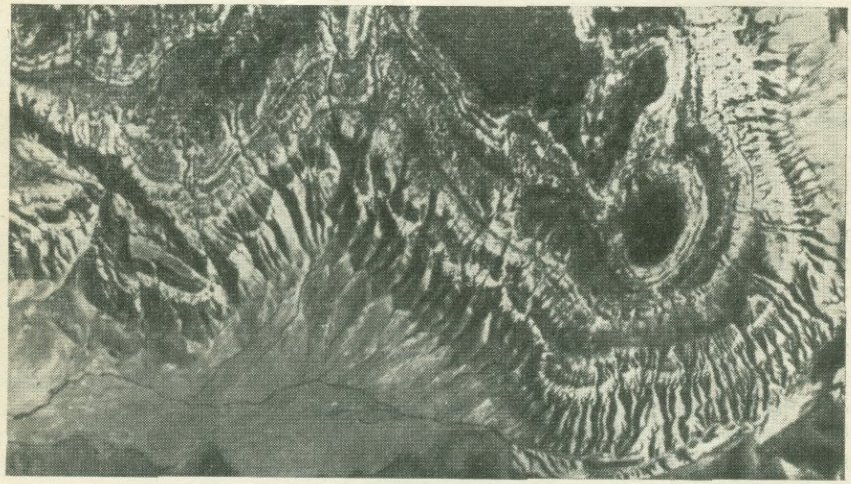


Рис. 70. Горизонтально залегающие слои известняков, мергелей и глин, образующие ступенчатые уступы на склонах возвышенностей в полупустынной местности со скудной травянистой растительностью (аэрофотоснимок)

выше явления, тем резче будут видны на снимках границы между отдельными слоями.

Форма границ между слоями зависит главным образом от строения земной поверхности. При горизонтальном рельефе на значительном пространстве может быть обнажен один и тот же слой, и на аэроснимке в таких случаях появятся поля с монотонной окраской, лишенные слоистости. При расчлененной поверхности границы между слоями будут иметь сложный рисунок, очерчивающий основные формы рельефа (рис. 70).

Формы рельефа и микрорельефа, присущие каждому из слоев или пачкам однородных по физическим свойствам пород, зависят от крепости пород и их сопротивляемости процессам выветривания. При значительных различиях на каждом из слоев возникают обособленные формы рельефа и микрорельефа, позволяющие прослеживать слои на большие расстояния и производить их корреляцию.

Стратиграфическое расчленение горизонтально наслоенных толщ следует производить на специально подобранном и предварительно отдешифрированном участке с возможно более полным стратиграфическим разрезом. Естественно, что такие участки должны иметь достаточно широкий диапазон высоких и низких отметок рельефа.

Вычисление мощностей выделяемых стратиграфических подразделений по аэроснимкам производится путем определения разности высотных отметок их кровли и подошвы в опорном или ином разрезе.

Очень много дают аэроснимки для фациального анализа горизонтально залегающих толщ. Изменение окраски пород, строения рельефа и микрорельефа, а также растительность тонко реагируют на все изменения состава и текстуры пород, что при внимательном и правильном анализе аэрофотоматериалов дает возможность выявления закономерности изменения фаций на широких площадях.

Изображение на картах новейших континентальных образований

Новейшие континентальные образования должны быть по возможности удалены с геологической карты. Для выявления состава и возраста коренных пород на тех участках, где они перекрыты породами четвертичного возраста, изучают состав и условия накопления четвертичного покрова. Если этого оказывается мало, сквозь покров новейших образований до коренных пород проходится достаточная по густоте сеть горных выработок или скважин и применяются геофизические методы исследования.

При широком развитии и большой мощности новейших образований (аллювиальные отложения, дюнные пески и др.) выявить строение коренных пород без большого объема горных работ невозможно. Однако затрачивать большие средства на проходку горных выработок далеко не всегда рационально, и геологи вынуждены поэтому оставлять на картах поля новейших образований. Чаще других на картах указываются речные аллювиальные, озерные и эоловые отложения. Четвертичные образования сохраняются и в тех случаях, когда они заключают полезные ископаемые, например россыпи золота, касситерита и др., или являются морскими отложениями.

Залегание аллювиальных отложений зависит от формы и расположения эрозионного ложа речной долины. В поперечном сечении верхняя поверхность аллювиальных отложений пойм и над-

пойменных террас в равнинных реках горизонтальна, а в горных реках она имеет наклон в сторону русла реки, достигающий нескольких градусов. Нижняя поверхность аллювиальных отложений имеет обычно сложное строение, зависящее от рельефа эрозионной поверхности, выработанной на коренных породах.

В разрезах вдоль долин реки аллювиальные отложения имеют наклон в сторону реки, приблизительно соответствующий продольному профилю речной долины. Для равнинных рек этот наклон измеряется в метрах на километр, для горных рек он может достигать нескольких градусов. Таким образом, при горизонтальном

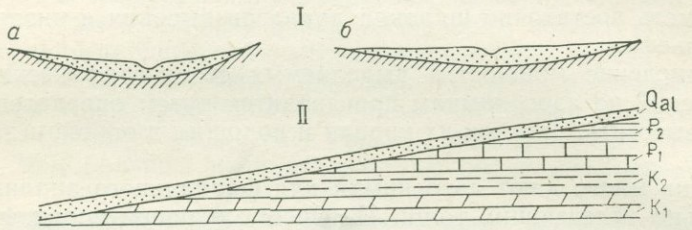


Рис. 71. Положение аллювиальных отложений в поперечном (I) и в продольном (II) разрезах долины реки.

На рис. I, а поверхность аллювиальных отложений наклонена к руслу; на рис. I, б — горизонтальна

залегании коренных пород аллювиальные отложения по мере продвижения от истоков к устью реки будут покрывать все более древние подстилающие породы (рис. 71).

Дешифрирование новейшего континентального покрова

Покров новейших континентальных образований теснейшим образом связан, с одной стороны, со строением рельефа, а с другой — с составом коренных пород.

Элювиальные образования. В горных районах, на массивных крепких коренных породах, в условиях интенсивно развивающегося физического выветривания на плоских водоразделах и пологих склонах образуются поля глыбовых и щебенчатых элювиальных россыпей, дешифрирующихся по неровной пятнистой и точечной окраске.

В условиях Крайнего Севера нашей страны каменистые россыпи и развалы слагают обширные территории. На крупномасштабных снимках среди них удается подметить правильные многоугольники и иные формы. В степных районах со скудной кустарниковой и травянистой растительностью элювиальный покров, имеющий мощность даже в несколько метров, нередко совершенно незаметен на аэроснимках и передает все детали строения коренных пород, а избирательное расселение растительности и микрорельеф,

развивающийся на элювии, в еще большей степени подчеркивают условия залегания коренного ложа. Глинистые элювиальные продукты выветривания обычно быстро покрываются растительностью и обнаруживаются с трудом. Исключение составляют ярко окрашенные коры химического выветривания, дешифрирующиеся по неправильной мелкопятнистой окраске.



Рис. 72. Делювиально-пролювиальный шлейф у подножия хребта. Видны русла временных водных потоков. Каратау

Делювиальные образования, как и элювиальные, тесно связаны с формами рельефа, составом и условиями залегания коренных пород. На склонах, углы наклона которых круче 25—35°, делювиальные отложения вообще не накапливаются, если только они не закреплены растительностью. При оконтуривании делювиальных образований ориентируются на характерные черты микрорельефа и фототон. Следует также учитывать и форму рельефа.

Пролювиальные отложения образуются как на склонах, так и на больших площадях в виде шлейфов, обычно лишенных растительного покрова. В местах интенсивного пролювиального смыва на склонах на общем светлом фоне аэроснимка виден густой, часто ветвистый или переплетающийся струйчатый рисунок, усиливающийся по резкости вниз по склону. На аэроснимках четко дешифрируются контуры пролювиальных конусов; они имеют вид секторов, спускающихся в долины основных рек из боковых

притоков, с радиальным переплетающимся расположением высохших или обводненных русл с ровной матовой окраской поверхности. На таких участках всегда можно проследить условия образования пролювиальных конусов, взаимоотношения с долинными отложениями, которые они обычно перекрывают, установить современные условия аккумуляции пролювия (рис. 72).

Аллювиальные отложения. При дешифрировании *аллювиальных отложений устанавливаются и геоморфологические* элементы речных долин: русло, пойма, террасы, склоны и т. д.

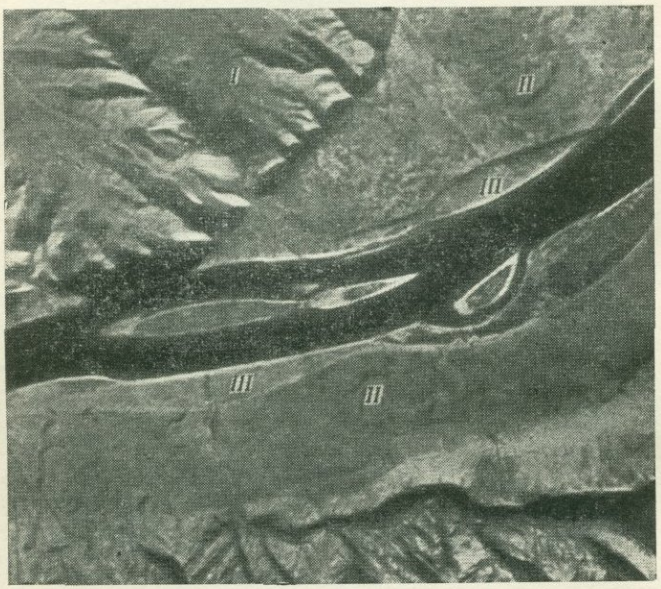


Рис. 73. Уступы в рельефе, отделяющие коренные породы (I) от аллювия террасы (II) и аллювий террасы от поймы (III)

Русловые и пойменные отложения тесно связаны с руслами рек. Их границы очерчиваются деятельностью речного русла (следы блуждания), старицами, характерным ленточным распределением влаголюбивой растительности. В таежных условиях поймы рек покрыты редкой древесной или только кустарниковой растительностью и выделяются своим светлым тоном.

Аллювиальный покров террас дешифрируется по выровненным *полосам с монотонной серой окраской, обрамленным либо крутыми* уступами в рельефе, либо примыкающим к слонам речных долин (рис. 73). Очень характерна для бровок речных террас изрезанность овражной сетью, вследствие чего нередко их границы носят неровный, как бы зазубренный характер. Террасы из-за слабой обводненности аллювия лишены растительности, либо она располагается в виде пятен и островов.

Очень близки по дешифрировочным признакам современные озерные аллювиальные отложения и отложения озерных террас. Наиболее отчетливый генетический признак этого вида отложений — *их пространственная связь с современными озерными береговыми линиями* (рис. 74).

Особой сложностью дешифрирования обладают древние аллювиальные речные и озерные отложения, не связанные с современной гидрографической сетью. При их выделении необходимы тщательный анализ реликтовых участков прошлой сети и детальней-

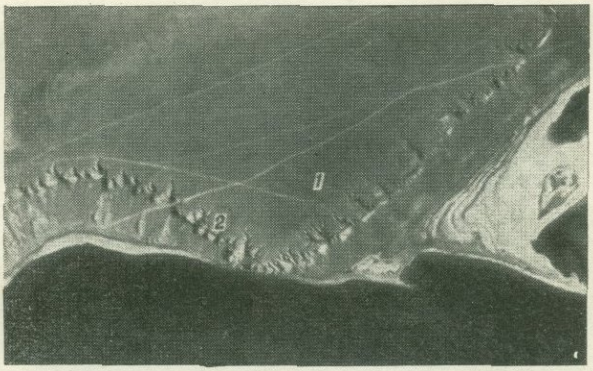


Рис. 74. Высокая озерная терраса (*1*), отделенная уступом от современных озерных отложений (*2*). Уступ изрезан овражной сетью. Средняя Азия

ший геоморфологический анализ. Особое значение должно быть обращено на расположение современных речных долин, возможные перехваты и заболоченные водораздельные пространства.

При дешифрировании рыхлого покрова, развивающегося в условиях вечной мерзлоты и морозного выветривания, следует обращать внимание на различные геометрические рисунки, образующиеся на его поверхности. Они могут быть выражены сеткой полигональных трещин, образующихся на торфяно-бугристой тундре, каменными многоугольниками, кольцами и лентами, болотистым кочкарником, мочажинами или струйчатой сеткой, обусловленной неравномерным стоком надмерзлотных вод и развитием растительности. Указанием на вечную мерзлоту могут служить бугры-гидролакколиты, многочисленные луговые озера и понижения.

Эоловые отложения обычно дешифрируются легко. Их присутствие можно заранее предсказать, учитывая пустынные и полупустынные области их распространения. В большинстве областей и районов эоловые пески возникают на поверхности древних аллювиальных и озерных отложений и реже на флювиогляциальных и пролювиальных накоплениях. Помимо светлой монотонно-точечной или ячеистой окраски на поверхности эоловых отло-

жений почти всегда различаются холмы, гряды, струи и барханы, ориентированные вдоль или поперек господствующего направления ветров. Точечная и пятнистая структура окраски обусловлена кустистым или островным расположением растительности (рис. 75).

В районах, где эоловые пески возникают за счет разрушения и перевевания коренных пород, расположение гряд, барханов, дюн и растительности нередко подчеркивает состав и структуру коренных пород, которые как бы просвечивают сквозь вуаль, образованную эоловым покровом.

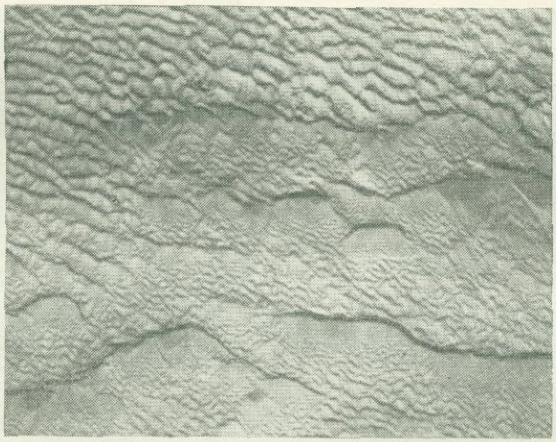


Рис. 75. Грядово-ячеистые эоловые пески. Каракумы

С эоловыми образованиями тесно ассоциируют пониженные плоские пространства, перекрытые глинами, называемые такырами. Весной и после дождей такыры наливаются водой, при высыхании которой остаются светло-серые матовые ровные пространства, покрывающиеся в засушливое время года полигональными и линейными трещинами. В полупустынном климате на поверхности такыров нередко остаются корки белых солей, передающихся на аэроснимках в виде белых пятен.

Составление геологических разрезов горизонтально залегающих слоистых толщ

При горизонтальном залегании слоев наиболее рациональным направлением разреза будет линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа. Протяженность разреза ниже поверхности Земли определяется конкретными данными о мощностях и залегании пород, не обнажающихся на по-

верхности. Основным источником этих материалов служат буровые скважины и геофизические данные.

На карте может быть проведена одна или несколько линий разрезов, которые могут пересекаться. Положение границ на разрезах в точках пересечения должно быть одинаковым.

Горизонтальный масштаб разреза выбирается соответствующим масштабу карты. Вертикальный масштаб зависит от мощностей изображаемых на разрезе слоев или стратиграфических подразделений. Следует стремиться принимать вертикальный масштаб разреза равным масштабу карты. Однако при мелком масштабе карты и небольших мощностях пород это условие невыполнимо. В этих случаях при выборе вертикального масштаба придерживаются следующего правила: самый маломощный слой или стратиграфический горизонт должен иметь на разрезе ширину не менее 1 мм. Поясним это следующим примером.

Допустим, что надо построить разрез по геологической карте масштаба 1 : 1 000 000, на которой показаны отложения нижнего мела и верхней юры. Наименьшая мощность отдельных стратиграфических горизонтов, изображаемых на разрезе, составляет 25 м. Помня, что наименьший по мощности слой на разрезе должен иметь ширину не менее 1 мм, приравниваем 25 м к 1 мм или 25 000 мм к 1 мм. Отсюда получаем вертикальный масштаб разреза 1 : 25 000. Другими словами, масштаб карты в вертикальном масштабе разреза следует увеличить в 40 раз, или отношение горизонтального масштаба к вертикальному на разрезе будет 1/40. Выбрав вертикальный масштаб разреза, вычерчивают вначале профиль земной поверхности, затем сносят на этот профиль точки пересечения геологических границ с линией разреза и по полученным точкам строят границы на разрезе. Следует иметь в виду, что рельеф вычерчивается в увеличенном вертикальном масштабе. Это влечет за собой увеличение крутизны склонов земной поверхности и появление заметных углов наклона геологических границ.

Необходимо обращать внимание на правильное оформление разрезов. В начале и в конце линии разреза ставятся буквенные обозначения. Начальная буква ставится в конце линии разреза, выходящей на рамку карты в северо-западном или юго-западном направлении, и у южной рамки в том случае, если разрез проведен точно по меридиану; вторая буква ставится на северо-восточном или юго-восточном направлении линии разреза, у соединения разреза с рамкой карты или у северной рамки при меридиональном направлении разреза (см. рис. 67).

При наличии пробуренных скважин разрез строят через скважины. При этом допускается ломаная линия разреза.

На концах разреза указывается графический вертикальный масштаб. В подзаголовке к разрезу приводятся числовой горизонтальный и вертикальный масштабы. На разрез наносятся индексы, соответствующие индексам изображенных пород.

Глава 10

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

При наклонном (или моноклинальном) залегании слои на обширных пространствах наклонены в одном направлении. Такое залегание наблюдается, например, в верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложениях Крыма и Северного Кавказа (рис. 76), где толщи пород повсеместно наклонены на северо-северо-восток

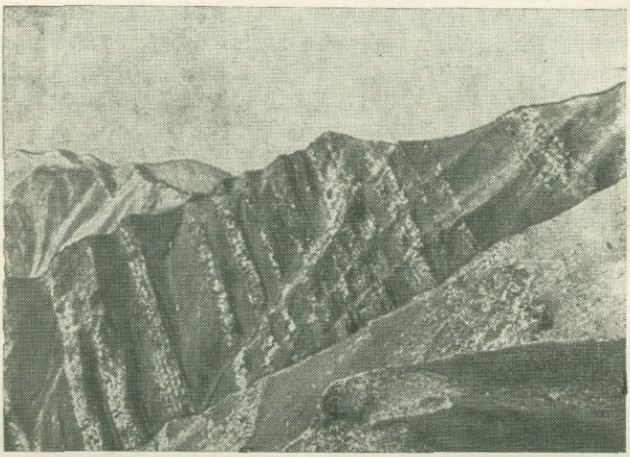


Рис. 76. Наклонно залегающие отложения нижней юры, сложенные песчаниками и аргиллитами (Дагестан), по В. Т. Фролову

с углами падения, достигающими 30° и более; на широкой площади, расположенной к западу и северо-западу от Москвы, в пределах которой наклон девонских, каменноугольных и пермских отложений в восточном направлении настолько полог, что выражается в метрах на километр. С моноклинальным залеганием мы встречаемся при изучении крыльев складок и флексур.

Элементы залегания

При наклонном залегании для определения положения поверхностей наслоения в пространстве пользуются элементами залегания (рис. 77): линией простирания, линией падения и углом падения.

Линией простирания называется линия пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью или, другими словами, любая горизонтальная линия на поверхности слоя (линия *а—а* на рис. 77). На поверхности слоя можно провести бесчисленное количество линий простирания. В общем случае простирание слоя будет плавно изменять свое направление, но в пределах одно-

го обнажения или же ограниченных по размерам участках поверхности слоя линию простирания можно принять за прямую.

Линией падения называется вектор, перпендикулярный к линии простирания, лежащий на поверхности слоя и направленный в сторону его наклона*. Линия падения (*б—б*) обладает наибольшим углом наклона к горизонту по сравнению с любой другой линией, которую можно провести на поверхности слоя.

Углом падения (*а*) называется угол, заключенный между линией падения и проекцией ее на горизонтальную плоскость. Положение линии простирания в пространстве определяется ее азимутом, а линии падения — азимутом и углом падения.

Напомним, что азимутом заданного направления называется правый векториальный угол, заключенный между северным направлением истинного меридиана и заданным направлением. Азимутом линии простирания называется правый векториальный угол между одним из направлений линии простирания и северным направлением истинного меридиана.

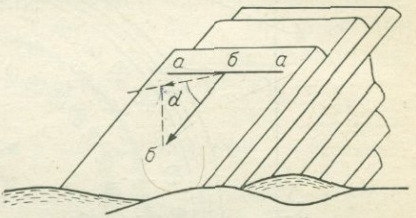


Рис. 77. Элементы залегания (см. текст)

Линия простирания, как и любая другая линия, имеет два противоположных направления, поэтому у простирания могут быть замерены два азимута, различающиеся между собой на 180°.

Азимутом падения называется правый векториальный угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением истинного меридиана. Так как линия падения расположена в наклонной плоскости, при изменении азимута падения необходимо найти ее проекцию на горизонтальную плоскость. Падение имеет одно определенное направление, и для него может быть замерен только один азимут, отличающийся на 90° от азимута линии простирания. Значение угла падения не может быть больше 90°.

Устройство горного компаса

Для замеров элементов залегания пород служит горный компас (рис. 78). Устройство горного компаса отличается от устройства обычного компаса. Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке, имеющей длину 8—11 см и ширину 7—8 см. В середине пластинки прикреплен лимб, разделенный на 360°. Градуировка лимба произведена против часовой стрелки. Лимб устанавливается таким образом, чтобы линия С—Ю была

* Помимо линии падения нередко пользуются линией восстания, представляющей собой ту же линию, что и линия падения, но направленную по восстанию слоя.

параллельна длинной стороне пластинки компаса. В центре лимба в пластинку ввертывается игла, на которую насажена магнитная стрелка. В стрелку в медной оправе вделан подшипник из твердого минерала (агата или рубина), которым стрелка соприкасается с иглой. Подшипник позволяет стрелке свободно вращаться на

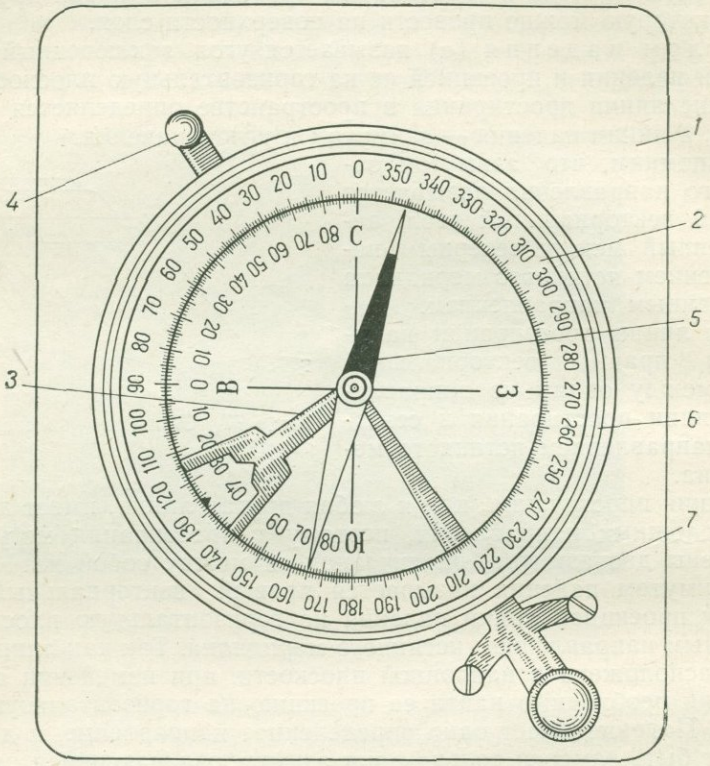


Рис. 78. Горный компас.

1 — пластинка (основание компаса); *2* — коробка компаса с лимбом; *3* — клинометр (отвес); *4* — тормозное приспособление для клинометра; *5* — магнитная стрелка; *6* — пружина, удерживающая покровное стекло; *7* — тормозное приспособление для магнитной стрелки

игле. Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращаясь к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки покрыт синей или белой краской. Под стрелкой на иглу надевается стопорное кольцо, укрепленное на конце рычага, которым магнитную стрелку можно поднимать с иглы и закреплять на кольце, для того чтобы не изнашивался конец иглы.

Кроме лимба, служащего для замера азимутов, на пластинку наносится шкала клинометра, применяющегося при измерении углов наклона. Эта шкала градуируется прямо на пластинке и

представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от 0 до 90°. Нулевое деление этой шкалы помещается против середины длинной стороны пластинки компаса. Для отсчетов угла наклона служит отвес, надетый на иглу ниже кольца, поддерживающего стрелку компаса. На нижней расширенной части отвеса прорезано окошечко, в нижнем краю которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный точно по оси отвеса. Шкала клинометра, как и шкала лимба, ориентирована относительно длинной стороны пластинки компаса. При вертикальном положении пластинки компаса и совмещении ее длинной стороны с горизонтом зубец отвеса показывает 0°; при вертикальном направлении длиной стороны пластинки зубец укажет 90°.

Лимб покрывается стеклом, закрепленным кольцевой пружиной. В один из углов пластинки вмонтирован винт, которым при подвинчивании можно давить на рычажок с кольцом, приподнимающим стрелку над иглой и прижимающим ее к стеклу.

Работа с горным компасом и записи замеров

Замеры горным компасом производят следующим образом. Для замера азимута заданного направления длинную сторону пластинки компаса направляют северным концом на визируемый предмет и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки.

Для определения азимута линии простирания нужно прежде всего найти линию простирания на поверхности слоя. С этой целью длинную сторону пластинки компаса перемещают по поверхности слоя, сохраняя при этом вертикальное положение пластинки до тех пор, пока зубец отвеса не укажет 0°. В таком положении компаса линия соприкосновения поверхности слоя с ребром пластинки и будет линией простирания. Прочертив линию простирания на поверхности слоя для замера ее азимута, освобождают стрелку от действия рычажка и при горизонтальном положении компаса, прикладывая его длинной стороной к линии простирания, берут отсчет по северному концу магнитной стрелки.

Следует отметить, что при замере азимута простирания компас к линии простирания можно приложить как одной, так и другой длинной стороной. При этом получатся два отсчета, отличающиеся друг от друга на 180°.

Для замера азимута падения сначала необходимо определить положение линии падения на поверхности слоя и найти ее проекцию на горизонтальную плоскость. Компас прикладывают длинной стороной к поверхности слоя и, держа компас в отвесном положении, передвигают его до тех пор, пока зубец отвеса не укажет наибольший угол наклона. В таком положении длинная сторона пластинки компаса будет совмещена с линией падения слоя.

Для отсчета азимута падения пластинку компаса прикладывают короткой стороной к линии простирания так, чтобы северный конец пластинки был направлен в сторону падения слоя, и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки (рис. 79).

Если на поверхности наслоения уже отмечена линия простирания, выполнение замера азимута падения упрощается. В этом случае горный компас прикладывают короткой стороной к линии простирания так, чтобы северный конец пластинки был направлен по падению слоя, и, держа компас в горизонтальном положении, берут отсчет по северному концу магнитной стрелки. При таком положении компаса его длинная сторона будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость.

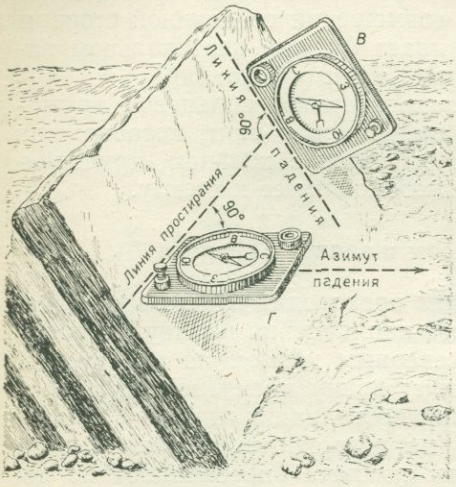


Рис. 79. Измерение горным компасом азимута направления падения и угла падения.
Пластинка компаса в горизонтальном (*Г*) и вертикальном (*В*) положениях (угол падения показывает отвес)

При правильно выполненных замерах разность отсчетов азимутов линии простирания и падения должна составлять 90°.

Чтобы замерить угол падения, горный компас прикладывают длинной стороной к линии падения и, держа его в вертикальном положении, берут отсчет по зубцу отвеса (см. рис. 79). Точность отсчетов горным компасом составляет 2—3°. Приведем пример полной записи всех замеров для наклонно залегающих слоев: аз. прост. 175; аз. пад. 265∠32*.

Однако в практике при наклонном залегании слоев измеряют лишь азимут падения и угол падения. Азимут линии простирания легко может быть найден путем прибавления или вычисления от замера азимута падения 90°. Запись в этом случае будет такой: аз. пад 265∠32, а азимут линии простирания при этом составит (если такой отсчет будет необходим): 265±90=355 или 175.

При вертикальном падении азимут падения измерить невозможно, так как в этом случае линия падения на горизонтальную плоскость проектируется в виде точки. При вертикальном падении измеряют и записывают азимут линии простирания и угол падения. Пример записи вертикального залегания слоя: аз. прост. 105∠90.

Как уже отмечалось, замеры, выполненные горным компасом, дают углы между данным направлением и магнитным меридианом. Топографические карты, на которые наносятся замеры, ориентируются относительно географического меридиана. Магнитный и географический полюсы земного шара находятся в различных точ-

* Значок градуса у цифр замеров писать не рекомендуется, так как при чтении записи он легко может быть принят за нуль в числе отсчета.

ках и, следовательно, направления на магнитный и географический полюсы различны. Положение магнитного полюса неустойчиво и с течением времени меняется. Угол между направлениями на магнитный и географический полюсы называется магнитным склонением. Величина магнитного склонения меняется в широких пределах (для территории СССР от 0 до 30°) и зависит от положения наблюдателя на поверхности земного шара.

Таким образом, следует различать магнитный азимут и азимут, отсчитанный от географического меридиана. Величина магнитного склонения указывается на топографических картах. На рис. 80

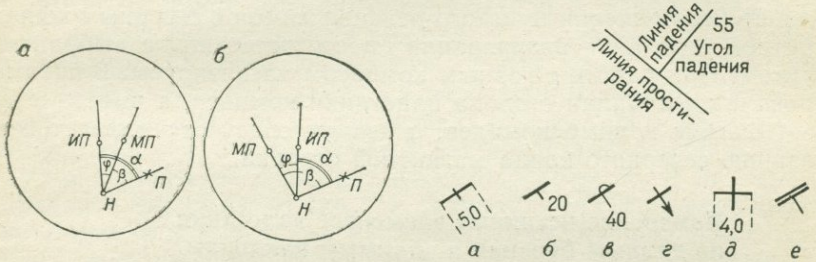


Рис. 80. Истинные и магнитные азимуты при восточном (*а*) и западном (*б*) склонениях.

ИП — истинный полюс; *МП* — магнитный полюс; *Н* — наблюдатель; *НП* — направление на визируемый предмет; α — истинный азимут; β — магнитный азимут; φ — угол магнитного склонения

Рис. 81. Условные знаки для изображения элементов залегания:

а — для вертикального; *б* — наклонного нормального; *в* — наклонного опрокинутого; *г* — пологого (до 2°) наклонного; *д* — горизонтального; *е* — преобладающего наклонного. У значков *а* и *д* показаны их размеры в мм

показано различие между магнитным и истинным азимутами. В том случае, если магнитный полюс относительно наблюдателя смещен к востоку (восточное склонение), для получения истинного азимута к магнитному азимуту следует прибавить величину магнитного склонения ($\alpha=\beta+\varphi$). Если магнитный полюс смещен к западу (западное склонение), для получения истинного азимута из магнитного азимута следует вычесть величину магнитного склонения ($\alpha=\beta-\varphi$).

Для учета магнитного склонения и получения непосредственно при замерах горным компасом истинных азимутов лимб компаса перемещают на величину склонения. Так, например, для Западного Казахстана склонение восточное и составляет приблизительно 9°. Следовательно, чтобы получить истинные азимуты, необходимо к магнитным азимутам прибавлять 9°. В этом случае следует провернуть лимб на 9° по часовой стрелке, чтобы против начальной отметки с указанием севера стояло деление, отвечающее 9°.

Элементы залегания на картах изображаются с помощью условных значков (рис. 81).

Наносить элементы залегания на топографическую карту следует сразу же после замера в пункте наблюдения с тем, чтобы из-

бежать в отсчетах возможных ошибок, которые легко заметить, находясь у обнажения.

Для нанесения элементов залегания на карту через точку, в которой произведен замер, проводят меридиан, от него вправо с помощью транспортира или горного компаса откладывают значение *истинного азимута линии падения или линии простирания* и затем наносят значок, соответствующий замеру и характеру залегания.

Градуировка лимба компаса против часовой стрелки делается для того, чтобы ускорить и упростить отсчет замеров. Любое заданное направление обычным топографическим компасом определяется при совмещении нулевого деления лимба с северным концом магнитной стрелки и визировании в соответствии с выбранным азимутом. При работе с горным компасом на визируемый предмет направляется длинная сторона пластинки компаса, а вместе с ней повертывается и лимб компаса, а азимут сразу отсчитывается по показанию северного конца магнитной стрелки.

Измерение истинных элементов залегания по данным бурения и видимым наклонам

Элементы залегания слоев замерить непосредственно горным компасом можно далеко не всегда. При изучении кернов буровых скважин и стенок горных выработок измерение элементов залегания компасом нередко бывает невозможно или может быть выполнено лишь приближенно. В таких случаях прибегают к графическим построениям.

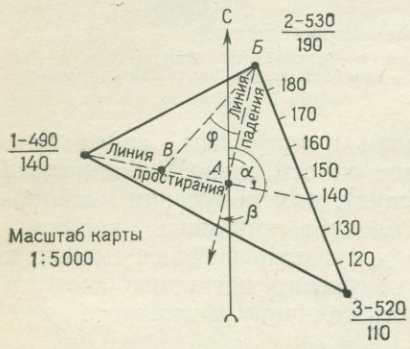


Рис. 82. Определение элементов залегания по трем вертикальным скважинам

При определении элементов залегания слоя по буровым скважинам можно воспользоваться слоистостью пород в керне. Для этого нужно иметь ориентированный керн и знать характер искривления скважины. В других случаях при определении элементов залегания необходимо получить данные не менее чем по трем скважинам. Рассмотрим следующий пример. Пласт каменного угля пробурен в трех вертикальных скважинах. В скв. 1 с абсолютной высотой устья 490 м кровля пласта встречена на глубине 350 м. В скв. 2, имеющей абсолютную высоту устья 530м, кровля того же пласта встречена на глубине 340 м, и в скв. 3 с высотой устья 520 м кровля пласта угля встречена на глубине 410 м. Положение скважины нанесено на топографическую карту масштаба 1 : 5 000 (рис. 82). Вычислим абсолютные отметки кровли пласта угля в каждой из скважин. Для этого из абсолютной

высоты устья скважины нужно вычесть расстояние от устья скважины до кровли пласта. Соответственно получаем: для скв. 1 490—350=140 м; для скв. 2 530—340=190 м и для скв. 3 520—410=110 м. Полученные цифры наносим на карту у скважин и соединяем точки, в которых расположены скважины, прямыми линиями. В углах полученного треугольника кровля пласта имеет различные высоты: в скв. 2 высота наибольшая, в скв. 3 она наименьшая, в скв. 1 отметка имеет промежуточное значение относительно высот кровли пласта в скв. 2 и 3.

Если на линии, соединяющей скв. 2 и 3, найти точку с отметкой, равной высоте пласта в скв. 1, и соединить скв. 1 с полученной точкой, получим линию простирания пласта, так как эта линия горизонтальна и лежит на поверхности пласта. Найдя линию простирания, строим к ней перпендикуляр таким образом, чтобы он пересек скв. 2. Эта линия будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость, т. е. на карту. Направлена она будет от скв. 2 к линии простирания, имеющей высоту 140 м, в направлении наклона пласта. Выполнив все построения, легко измерить транспортиром азимут линии падения (β) и простирания (α).

Для определения угла падения необходимо найти угол между линией падения и ее проекцией на карту. Откладываем в масштабе карты вдоль линии простирания от точки *А* расстояние, равное превышению точки *Б* над точкой *А* (см. рис. 82, отрезок *АВ*). Искомый угол φ будет равен углу *АБВ*.

Таким же способом можно определить элементы залегания наклонных слоев, обнажающихся в трех точках на земной поверхности или вскрытых горными выработками.

Рассмотрим приемы определения элементов залегания по двум видимым наклонам. Видимым наклоном называется падение поверхности слоя в любом направлении, не совпадающем с направлением наибольшего наклона. Угол, заключенный между линией видимого наклона и проекцией ее на горизонтальную плоскость, называется углом видимого наклона.

Необходимость определения элементов залегания по двум видимым наклонам может встретиться при изучении стенок горных выработок или естественных обнажений, например шурфов или склонов оврага.

Приведем пример определения элементов залегания пласта, вскрытого в вертикальном шурфе, по видимым падениям, замеренным в стенках шурфа.

В одной из стенок шурфа, ориентированной по азимуту 140° (β_1), вскрытый пласт имеет угол падения 35° (α_1); в другой, ориентированный по азимуту 230° (β_2), пласт падает под углом 65° (α_2). Истинное падение пласта по приведенным выше двум видимым наклонам может быть найдено графически (рис. 83).

Рассечем стенки шурфа горизонтальной плоскостью так, чтобы она пересекала пласт в обеих замеренных стенках. Если соединить точки пересечения поверхности пласта с горизонтальной плос-

костью прямой, получим линию его простирания (*АБ*). Перпендикуляр к линии простирания, направленный по падению пласта, является линией падения пласта (*ВГ*).

Для определения азимутов линии простирания и падения повернем треугольник *АГО*, *БГО* и *ВГО* до горизонтального положения вокруг сторон, лежащих на горизонтальной плоскости, рассекающей стенки шурфа.

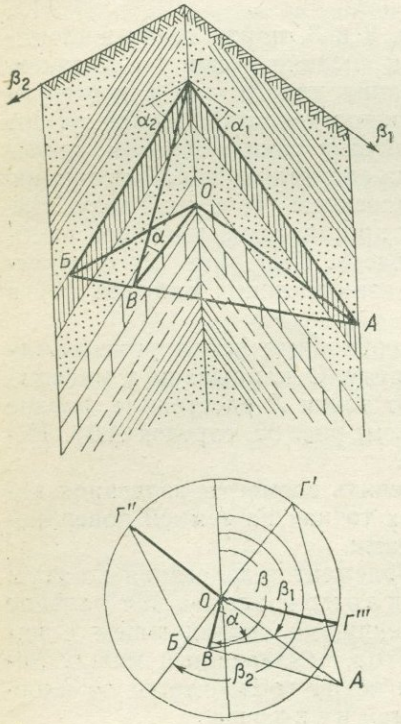


Рис. 83. Определение истинных элементов залегания по двум видимым падениям в стенках шурфа

Одна из сторон всех треугольников общая и, чтобы не измерять ее трижды, для удобства построения проведем на бумаге круг произвольного радиуса. Через центр круга (точка *О*) проводим меридиан, с помощью транспортира от точки *О* проводим два вектора *ОА* и *ОБ*, направления которых соответствуют азимутам стенок шурфа (β_1 и β_2). Из точки *О* направляем перпендикуляры к векторам, продолжая их до пересечения с окружностью в точках *Г'* и *Г''*. В обеих этих точках при помощи транспортира определяем углы, дополнительные к соответствующим углам падений, измеренным в стенках шурфа. Стороны построенных дополнительных углов продолжаем до пересечения с направлениями видимых наклонов в точках *А* и *Б* и соединяем точки *А* и *Б* прямой, которая является линией простирания поверхности пласта. Из точки *О* опускаем на прямую *АБ* перпендикуляр *ОВ*, представляющий собой проекцию линии падения пласта. Определяем ориентировку линии *ОВ*, т. е. азимут истинного падения (β). В нашем примере этот азимут равен 200°. Через точку *О* проводим перпендикуляр к линии *ОВ* до пересечения с окружностью в точке *Г'''*. Полученную точку *Г'''* соединяем прямой с точкой *В*. Угол *ОВГ* (α) является углом падения поверхности напластования. Величину его измеряем с помощью транспортира.

Определение элементов залегания пласта по двум видимым замерам можно произвести при помощи сетки Баумана. Сетка состоит из ряда концентрических окружностей (рис. 84), величина радиусов которых пропорциональна котангенсам видимого угла падения; центр сетки соответствует углу падения 90°, а направле-

ния радиусов указывают азимуты линий падения. На рис. 84 точки *Б* и *В* соответствуют двум замерам видимого падения. Соединив эти две точки, получим линию простирания. Опустив на нее перпендикуляр из центра (точка *А*), находим точку *Е* пересечения перпендикуляра с линией *БВ*. Точка *Е* определяет на сетке

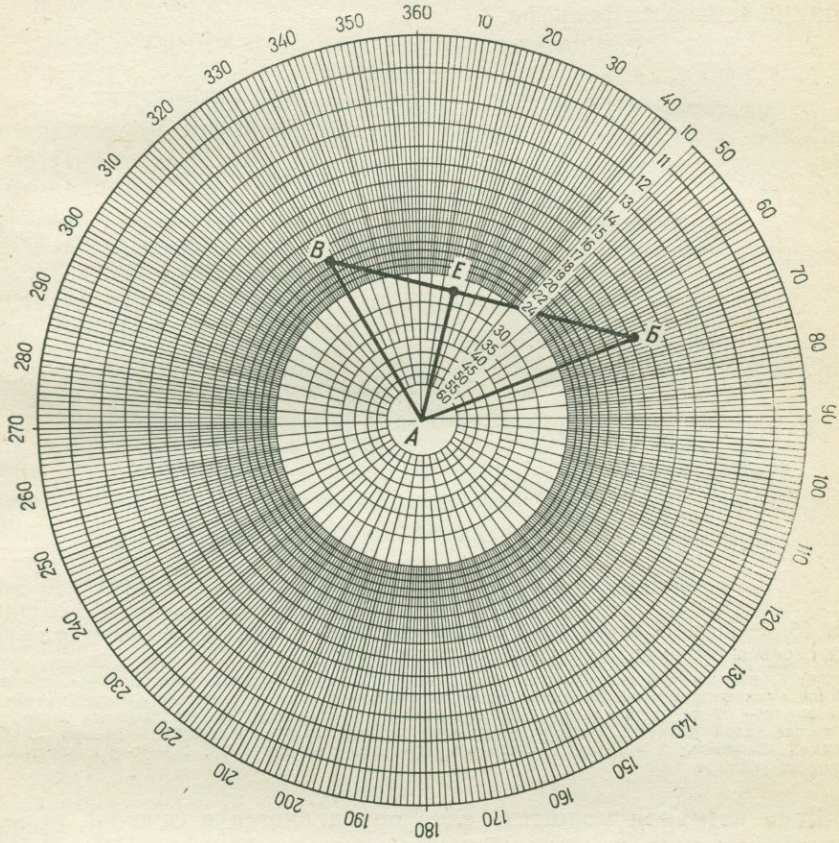


Рис. 84. Сетка Баумана для определения истинных элементов залегания пород по двум видимым наклонам

Баумана азимут истинного падения слоя и величину угла падения. Для примера, приведенного на рис. 84, азимут падения составит *СВ* 15°, а угол падения 27°30′.

Определение истинной мощности слоя при наклонном залегании

Измерение мощности слоя можно производить многими способами. Иногда истинную мощность можно измерить непосредственно в обнажении. С этой целью рулеткой измеряют расстоя-

ние между кровлей и подошвой слоя по перпендикуляру к поверхности наслоения.

Чаще возможно измерить лишь видимую мощность слоя. На рис. 85 показаны различные случаи вычисления истинной мощности в сечениях, ориентированных перпендикулярно к линии простирания по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и наклону поверхности рельефа.

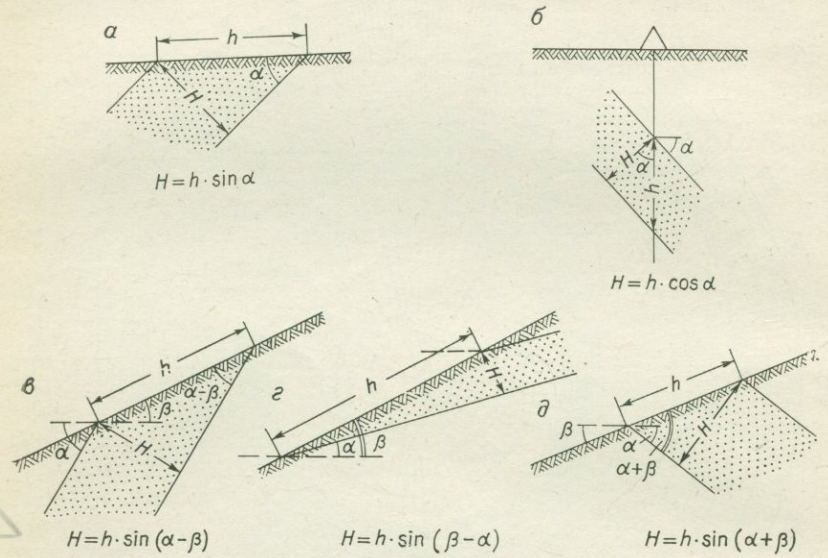


Рис. 85. Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоев в сечениях, перпендикулярных к простиранию слоя.

а — при горизонтальной поверхности рельефа; *б* — по керну буровой скважины; *в* — при наклонной поверхности рельефа (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, круче рельефа); *г* — то же (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, положе рельефа); *д* — то же (слой падает в сторону, противоположную наклону поверхности рельефа); H — истинная мощность; h — видимая мощность; α — угол падения слоя; β — угол наклона поверхности рельефа

Если истинная мощность слоя определяется в сечении, ориентированном косо по отношению к линии простирания, то вводят соответствующую поправку на отклонение линии разреза от направления падения. Эти поправки выражаются углом γ, представляющим собой разность между азимутами линий простирания и измерения. Вычисления производят по формуле П. М. Леонтовского:

$$H = h(\sin\alpha\cos\beta\sin\gamma \pm \cos\alpha\sin\beta), \qquad (15)$$

где H — истинная мощность; h — видимая мощность; α — угол падения пласта; β — угол наклона рельефа.

Знаки плюс и минус употребляются 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 — плюс.

Формула (15) верна при условии, что угол падения пласта больше уклона склона. При погружении в одном направлении пласта и склона, но при большем значении уклона склона, нежели угол падения пласта, нужно использовать, как указывает В. С. Милеев, несколько измененную формулу:

$$H = h(\cos\alpha \sin\beta - \sin\alpha \cos\beta \sin\gamma). \qquad (16)$$

Нормальное и опрокинутое залегание

При наклонном положении слоев возможны два принципиально разных случая их залегания: нормальное и опрокинутое. При нормальном залегании кровля слоя располагается выше его подошвы, при опрокинутом — ниже подошвы. При повороте слоев до того момента, пока угол их наклона не станет равным 90°, они будут залегать нормально, т. е. их кровля будет располагаться выше подошвы, и молодые пласты будут налегать на более древние. При повороте на больший угол (хотя угол падения и станет уменьшаться) слои окажутся в перевернутом или опрокинутом залегании, т. е. их подошва окажется выше кровли, а древние пласты — выше молодых (рис. 86).

При наблюдениях слоев с наклонным положением чрезвычайно важно выяснить характер их залегания. Недостаточный учет возможности опрокинутого залегания может привести к неверному определению местоположения подошвы и кровли стратиграфического горизонта, неправильной характеристике стратиграфической

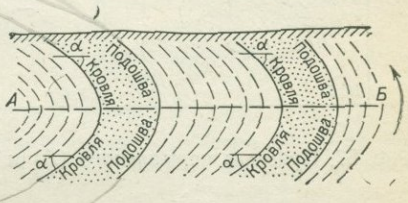


Рис. 86. Нормальное и опрокинутое залегания в вертикальном разрезе.
Ниже линии *АБ* слои залегают в нормальном положении (кровля располагается выше подошвы); выше линии *АБ* слои опрокинуты (кровля располагается ниже подошвы); α — угол падения слоев

последовательности слоев в разрезе, к ошибкам в подсчете мощностей, в тектонических построениях и т. п.

Отличить опрокинутое залегание от нормального можно по ряду характерных признаков.

1. При достаточной фаунистической характеристике пород опрокинутое залегание легко определяется по перекрыванию относительно молодых стратиграфических горизонтов более древними (рис. 87, *I*).

2. На положение кровли и подошвы нередко с достаточной определенностью указывает распределение обломочного материала в слоистых сериях. В водной среде резкая смена спокойных условий подвижными (вызываемая обычно появлением донных течений или вливанием речных потоков) фиксируется в разрезе накоплением грубообломочных осадков песков или галечников. Если эти

осадки отлагаются на поверхности тонкозернистого осадка — глин или алевролитов, на границе между грубообломочными и тонкозернистыми породами появятся следы внутриформационного (сингенетического) размыва, так как возникающее при этом движение водной среды приведет вначале к размыву ранее образовавшихся тонких осадков. Таким образом, при нормальном залегании пород

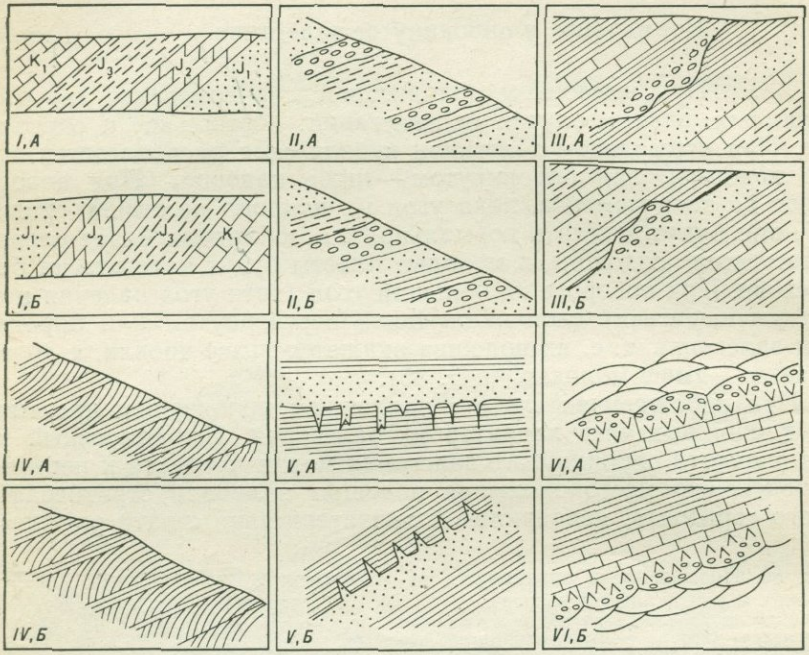


Рис. 87. Примеры нормального (*А*) и опрокинутого (*Б*) залегания

выше поверхности внутриформационного размыва располагаются слои грубозернистых песчаников или конгломератов. Вверх по разрезу эти породы могут замещаться более тонкозернистыми. При опрокинутом залегании выше поверхности внутриформационного размыва располагаются более мелкозернистые породы по сравнению с породами, залегающими ниже поверхности размыва.

Описанные взаимоотношения особенно свойственны флишевым толщам, характеризующимся ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов (рис. 87, *II*). Песчаники, которыми начинается каждый отдельный ритм, отделены от подстилающих их аргиллитов предшествующего ритма внутриформационным размывом. Для флишевых толщ характерно также присутствие иероглифов *на нижних поверхностях наслоения песчаных слоев* (см. рис. 48). При нормальном залегании иероглифы, возникающие на поверхности тонкозернистого осадка, покрывающегося затем пес-

ком, который заполняет все бывшие на поверхностях тонкозернистого осадка углубления, встречаются на подошве песчаников, т. е. на нижней стороне слоев; при опрокинутом залегании иероглифы располагаются сверху слоя.

3. В слое, располагающемся выше поверхности внутриформационного размыва, нередко можно наблюдать линзы и неправильные скопления крупнообломочных пород, например конгломераты среди песчаников, приуроченных к вымоинам или карманам в поверхности несогласия. При опрокинутом залегании линзы и скопления крупнообломочного материала располагаются ниже поверхности размыва (*рис. 87, III*).

4. При определении нормального и опрокинутого залегания в ряде случаев помогает изучение косой слоистости. Обычно с этой целью используется свойство слоистости, выражающееся в плавном причленении косонаслоенных прослоев в основании слоя и их резком окончании или размыве у его кровли (рис. 87, *IV*).

5. Внимательное изучение контактов между слоями нередко дает возможность обнаружить проникновение породы вышележащего слоя в подстилающий. Обычно это объясняется появлением трещин в нижнем слое, вызываемых уплотнением или усыханием осадка, в которые затем заносится осадок перекрывающего слоя (рис. 87, *V*).

В пирокластических накоплениях нижняя поверхность почти всегда имеет несогласные контакты с подстилающими породами. Бомбы и крупные обломки, падающие на пепел, имеют у нижней поверхности характерные вмятины.

6. У застывших лав зона закалки в кровле в несколько раз больше по мощности зоны закалки у подошвы. На поверхности лавовых потоков развивается особая подушечная форма отдельности (рис. 87, *VI*).

Для определения верхней и нижней поверхностей покрова лав могут быть использованы скопления у кровли пузырьков газа или оставшихся от газа пустот.

Зависимость ширины и формы выхода слоя на поверхности от его истинной мощности, угла падения и формы рельефа

При наклонном залегании видимая мощность слоя или ширина его выхода на земной поверхности зависит от мощности слоя, угла наклона и формы рельефа. Чем больше истинная мощность слоя, тем при прочих равных условиях шире его выход на поверхности (рис. 88, *I*).

С увеличением угла падения ширина выхода слоя на поверхности уменьшается, и при вертикальном залегании слоя его проекция на горизонтальную плоскость независимо от строения рельефа соответствует истинной мощности (рис. 88, *II*).

Ширина выхода слоя на поверхности зависит от формы рельефа. Она увеличивается при совпадении направления наклона слоя

и наклона рельефа и уменьшается при падении слоя в сторону, обратную направлению наклона рельефа (рис. 88, *III*). При крутом рельефе и падении слоя в сторону, обратную падению рельефа, проекция слоя на горизонтальную плоскость может оказаться меньше истинной мощности.

Для изображения наклонно залегающего слоя или его кровли или подошвы на карте пользуются заложением.

Заложением называется проекция отрезка линии падения слоя на горизонтальную плоскость, заключенного между двумя

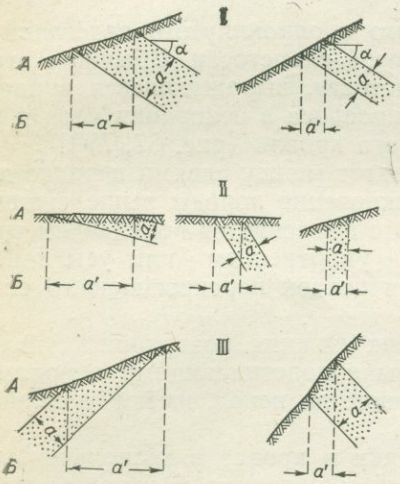
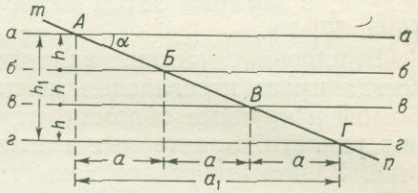


Рис. 88. Изменение ширины выхода наклонно залегающего слоя в вертикальном разрезе (*А*) и в плане (*Б*) в зависимости от истинной мощности (I), угла наклона (II) и формы рельефа (III).

a — истинная мощность; *a'* — проекция ширины выхода слоя на горизонтальную плоскость; α — угол падения слоев

Рис. 89. Определение величины заложения слоя



линиями простирания, проведенными по подошве или кровле слоя. Определение величины заложения производится следующим образом.

Строится вертикальный разрез в масштабе карты по направлению линии падения слоя (рис. 89). Углы наклона слоя (α) на таком разрезе будут соответствовать истинному углу падения. Линия, изображающая слой на чертеже (*m n*), может быть его кровлей или подошвой, а при незначительной мощности слоя может изображать полную его мощность. Пересечем слой через равные интервалы несколькими горизонтальными плоскостями, следы от сечения которых плоскостью чертежа изображены в виде линий *аа*, *бб*, *вв*, *гг*. Расстояния на разрезе между горизонтальными плоскостями, рассекающими слой (*h*), удобнее брать соответствующими сечению рельефа горизонталями, взятому в масштабе карты. Линии пересечения горизонтальных плоскостей с поверхностью слоя будут линиями его простирания. Точки пересечения линий простирания с плоскостью чертежа обозначены *А*, *Б*, *В*, *Г*. Проектируя отрезки пласта, заключенные между линиями простирания (*АБ*, *БВ*, *ВГ*), на горизонтальную плоскость, получим отрезок *a*, который и будет величиной заложения при данном угле наклона

слоя (a). Если же мы выберем другое расстояние между сечениями, например h_1, то и заложение будет соответственно равно a_1.

На рис. 90 приведена блок-диаграмма, поясняющая построение при определении величины заложения.

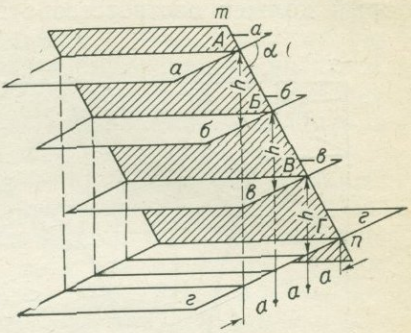


Рис. 90. Блок-диаграмма, поясняющая прием определения величины заложения (отрезок a).
Обозначения те же, что и на рис. 89

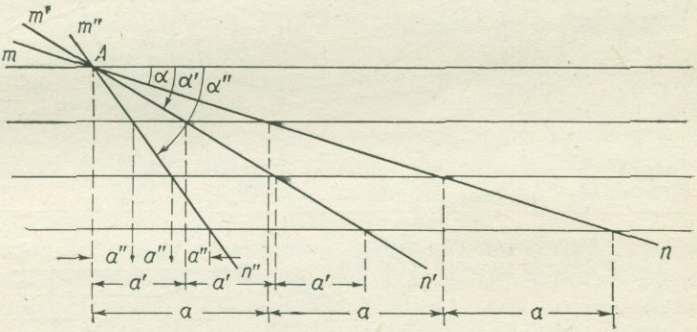


Рис. 91. Изменение величины заложения в зависимости от угла падения слоя.
mn, $m'n'$, $m''n''$ — кровля или подошва пласта; α, α', α'' — соответствующие углы падения; a, a', a'' — соответствующая величина заложения

Величина заложения может изменяться в зависимости от угла наклона слоя, избранного вертикального сечения между горизонтальными плоскостями, рассекающими слой, и масштаба, в котором производится построение, но она не зависит от формы рельефа.

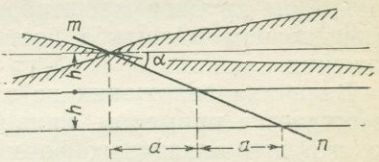


Рис. 92. Схема, показывающая независимость величины заложения (a) от строения рельефа

Чем положе залегает слой, тем больше при прочих равных условиях величина заложения. С увеличением угла падения слоя величина заложения уменьшается (рис. 91).

С расстоянием между горизонтальными поверхностями, рассекающими слой, величина заложения связана прямо пропорциональ-

но: чем больше расстояние между горизонтальными поверхностями, тем больше величина заложения, и, наоборот, с уменьшением расстояния между горизонтальными поверхностями уменьшается и величина заложения (см. рис. 89). Такой же прямой зависимостью связана величина заложения с масштабом построения, который должен соответствовать масштабу карты с изображением

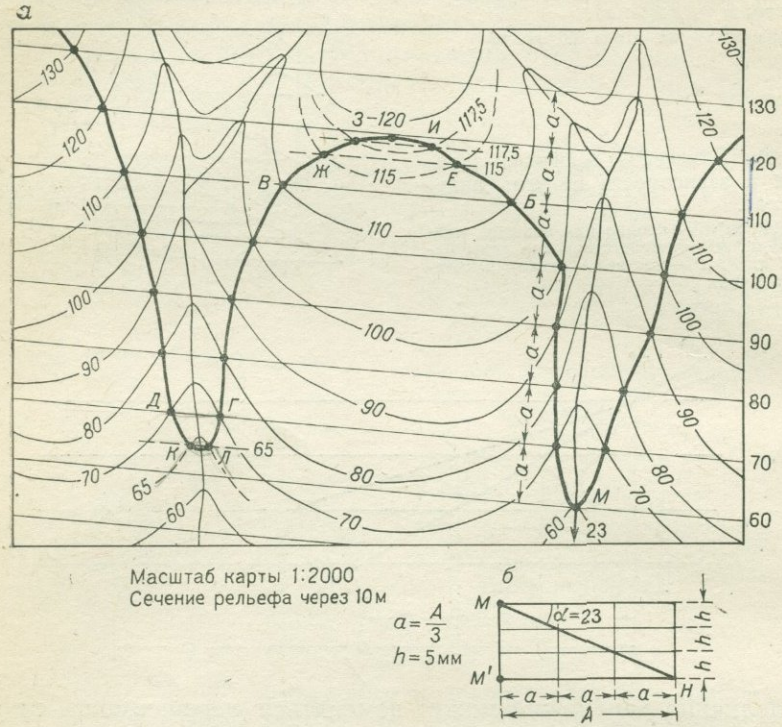


Рис. 93. Пример построения выхода наклонно залегающего пласта на карте (*а*) с помощью заложения (*б* — определение заложения)

слоя. Чем крупнее масштаб, тем больше величина заложения; с уменьшением масштаба построения уменьшается и величина заложения.

Величина заложения не зависит от формы рельефа. Это подтверждается примером, приведенным на рис. 92, из которого видно, что при различных формах рельефа величина заложения сохраняет свое значение.

Рассмотрим несколько примеров применения заложения.

Построение выхода пласта на поверхность по элементам залегания. Представим, что на некотором участке (рис. 93), в точке *М* обнаружен выход пласта угля, имеющего следующие элементы залегания: аз. пад. 185∠23. Карта участка

имеет масштаб 1 : 2000. Рельеф участка изображен с помощью горизонталей с сечением через 10 м. Пласт угля обнажен только в русле реки, а на остальной территории участка скрыт под маломощными делювиальными отложениями.

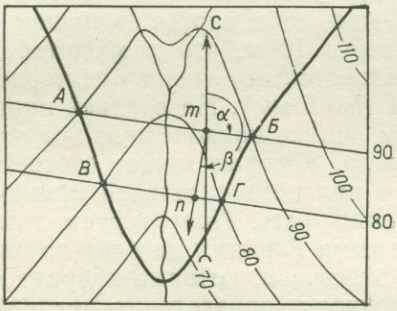
Для определения положения пласта на поверхности предполагается задавать ряд разведочных канав. Чтобы канавы могли дать положительные результаты при наименьшем объеме земляных работ, необходимо предварительно наметить выход пласта угля под делювием. Для этой цели воспользуемся заложением. Построение для определения величины заложения необходимо выполнить в масштабе карты, т. е. 1 : 2000.

Расстояние между горизонтальными параллельными линиями (h) на чертеже ($б$) должно быть равно сечению рельефа горизонталями на карте, взятому в масштабе карты. В нашем примере горизонтали секут рельеф через 10 м, что в масштабе карты 1 : 2000 составит 5 мм, и, следовательно, линии будут расположены через 5 мм друг от друга (h=5 мм). На верхней линии наметим точку M, из нее построим линию, наклоненную под углом 23°, т. е. под углом падения пласта, которая может соответствовать кровле или подошве пласта, а при незначительной мощности пласта изображать полную его мощность. Проектируем точки пересечения пласта с горизонтальными линиями на одну из них. Получим равные горизонтальные отрезки a, которые и будут являться заложением. Для большей точности определения величины заложения следует привести не две, а три — четыре параллельные линии и для получения величины заложения общий отрезок A разделить на соответствующее количество частей.

Определив величину заложения, проводим на карте (рис. 93, $а$) линии простирания и падения пласта. Далее, от точки M по линии падения откладываем величину заложения a как по падению, так и по восстанию слоя. Из каждой вновь полученной на линии падения точки строим линии простирания или стратоизогипсы слоя и вычисляем их отметки. Отметка линии простирания, проходящей через точку M, равна отметке проходящей через нее горизонтали, т. е. 60 м. Линия простирания, расположенная ниже точки M, будет иметь отметку 50 м. В направлении восстания отметки повышаются и будут равны соответственно 70; 80; 90; 100 м и т. д. Пласт угля, очевидно, будет обнажаться на поверхности в точках, где высотные отметки линии простирания пласта совпадут с отметками горизонталей. Находим такие точки и соединяем их плавной кривой, которая и будет изображать выход пласта угля на поверхности. При соединении точек кривой возникают затруднения в местах перегибов поверхности рельефа. Точки $Б$ и $В$, $Г$ и $Д$ на карте можно соединить кривой лишь условно, так как никаких данных об ее положении между этими точками у нас нет. Для уточнения положения выхода пласта на поверхность на указанных отрезках следует найти горизонталь с промежуточной отметкой и построить линию простирания, равную по высоте отметке промежуточной горизонтали.

Вблизи точек *Б* и *В* промежуточная горизонталь и линия простирания будут иметь отметку 115 м, у точек *Г* и *Д* 65 м. Пересечение промежуточных горизонталей и линий простирания даст положение новых точек выхода пласта на поверхность (точки *Е*, *Ж*, *К*, *Л*). Точек *Е* и *Ж* оказывается недостаточно для построения выхода пласта; находим новые промежуточные горизонтали и линию простирания с отметкой 117,5 м (точки *З*, *И*). Определяя таким путем положение новых точек, можно точно построить выход пласта угля на поверхность.

Описанный выше способ построения выхода пласта может быть применен лишь в тех случаях, когда азимут простирания и угол



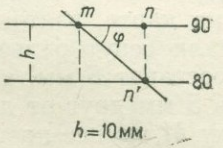


Рис. 94. Определение элементов залегания по линии выхода пласта на поверхность с помощью заложения.
α — азимут линии простирания; β — азимут линии падения; φ — угол падения

падения пласта в пределах данного участка не изменяются и пласт не нарушен тектоническими разрывами.

При изменяющемся азимуте простирания и сохранении значения углов падения величина заложения не меняется, но линии простирания будут иметь вид не прямых линий, а изогнутых в соответствии с изменением азимута простирания. Если же меняется угол падения, то будет изменяться и величина заложения.

Следует отметить, что выход пласта на поверхность в той точке, от которой ведется построение, может оказаться не на горизонтали, а между горизонталями. В таких случаях, прежде чем наносить на карту линии простирания, следует найти точку пересечения пласта на поверхности с ближайшей к точке выхода пласта горизонталью. С этой целью вычисляется значение заложения для разности между высотными отметками точки выхода пласта на поверхность и ближайшей к ней горизонтали. Найдя величину заложения, откладываем ее значение по линии падения от точки выхода пласта на поверхность в сторону ближайшей горизонтали и строим линию простирания пласта высотой, равной отметке горизонтали. Далее все построения выполняются так, как указано выше.

Определение элементов залегания по выходу пласта на поверхность. С помощью заложения легко решить задачу, обратную вышеприведенной, и определить элементы залегания пласта на карте с горизонталями по его выходу на поверхность (рис. 94). Для этой цели находим на карте две точки пересечения линии выхода пласта на поверхность с одной и той же горизонталью (*А* и *Б*). Найденные точки соединяем прямой линией, которая будет линией простирания пласта, так как она горизонтальна и лежит на поверхности пласта. Высота линии простирания равна отметке точек *А* и *Б*.

Далее находим две новые точки пересечения линии выхода пласта со следующей, выше-или нижележащей горизонталью (*В* и *Г*), соединяем их прямой и получаем новую линию простирания с высотой, равной отметке точек *В* и *Г*. Затем перпендикулярно к линии простирания строится линия падения, которая будет направлена от линии простирания с большей отметкой к линии простирания с меньшей отметкой. Построив линию простирания и падения с помощью транспортира, замеряем их азимуты (α и β).

Угол падения находим следующим образом. Проводим две параллельные линии, расстояние между ними соответствует высоте сечения рельефа горизонталями в масштабе карты. Далее две найденные на карте линии простирания соединяем перпендикуляром (*линия m n на рис. 94*). *Величина отрезка mn, представляющего собой заложение,* переносится на верхнюю из параллельных линий. Затем точка *n*, лежащая на линии простирания с более высокой отметкой, проектируется на нижнюю линию в точку *n′*. Точки *m* и *n′* соединяем прямой, которая будет изображать пласт, и с помощью транспортира находим угол падения (φ). Сравнение направлений линий простирания, построенных в различных частях *карты, позволяет выявить изменения в азимутах падения и простирания* пласта и в угле его падения.

Пластовые треугольники

На карте с изображением выхода пласта на поверхность (см. рис. 93) легко подметить одну характерную особенность в форме изгиба: линия выхода пласта на поверхность изогнута так, что она образует сравнительно резко выраженные углы в самой низкой точке рельефа (точка *М*) и в самой высокой (на водоразделе). Вершина угла, лежащего в самой низкой точке рельефа, направлена по падению пласта, а в самой высокой — в направлении его восстания. Если мысленно соединить стороны этих углов прямыми линиями, получим треугольники, которые носят название пластовых треугольников.

Пластовые треугольники позволяют легко определить направление падения слоев в тех случаях, когда на топографической основе геологической карты отсутствуют горизонтали. Слои наклонены в ту сторону, куда направлена вершина угла, образованного

линией выхода слоя на поверхность в самой низкой точке рельефа (в долине) и в сторону, обратную направлению вершины угла в самой высокой точке (на водоразделе).

Величина угла, указывающего на направление падения, в пластовых треугольниках может быть различной. Она зависит от на-

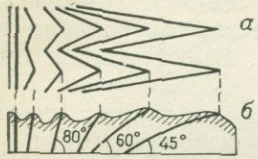


Рис. 95. Изменение формы пластовых треугольников в зависимости от угла падения пласта в плане (*а*) и на вертикальном разрезе (*б*)

клона слоев и формы рельефа. При вертикальном падении выход слоя на поверхность будет иметь вид прямой линии. При крутом залегании угол окажется тупым, с уменьшением наклона слоя угол превратится в острый (рис. 95). При одинаковом наклоне слоя выход его на крутом рельефе имеет более острый угол, чем на пологом.

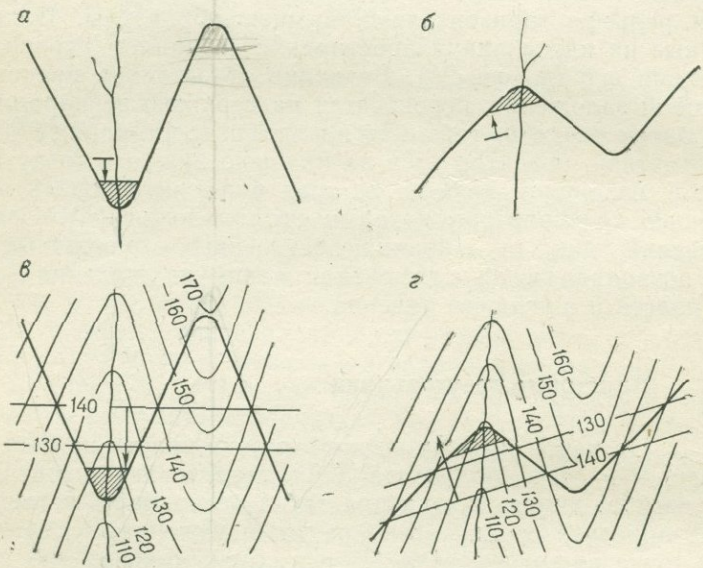


Рис. 96. Определение направления наклона пород по пластовым треугольникам в случае наклона слоев круче наклона поверхности рельефа

При определении направления наклона слоев по пластовым треугольникам необходимо иметь в виду следующее.

Если угол наклона слоев круче наклона поверхности рельефа, вершина угла, образованного изгибом слоя, направленная в сторону падения слоя, будет расположена в самой низкой точке

рельефа (рис. 96, *а*, *б*). Это подтверждается и построением (рис. 96, *в*, *г*) на карте с горизонталями.

Если же угол наклона слоев положе угла наклона поверхности рельефа, вершина угла, образованного изгибом слоя, направленная в сторону падения слоя, будет расположена не в долине, а на водоразделе (рис. 97), так как линия выхода слоя в долине окажется выше, чем линия его выхода на водоразделе.

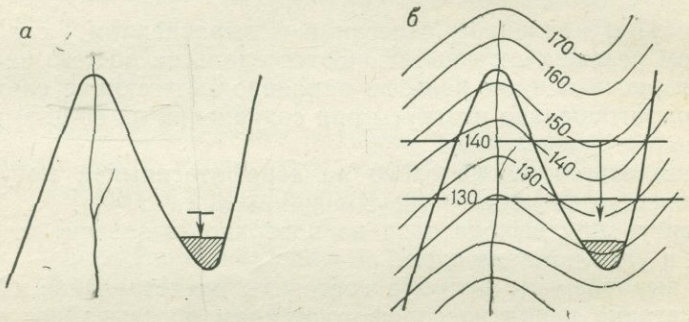
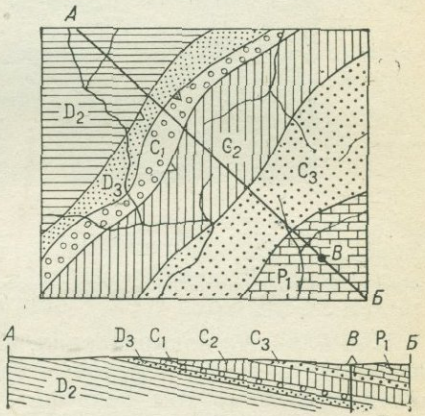


Рис. 97. Определение направления наклона пород по пластовым треугольникам в случае наклона слоев меньше угла наклона рельефа.
а — на карте без огризонталей; б — на карте с огризонталями

Если не учитывать эту особенность, можно ошибочно принять направление вершины угла в долине за направление падения слоя.

Не следует также путать пластовые треугольники с изгибами горизонтально залегающего слоя, образующимися на поверхности расчлененного рельефа.

Рис. 98. Пример наклонного залегания слоев при нормальном залегании пород



При определении направления наклона по картам, лишенным горизонталей, или по картам с выровненным плоским рельефом следует руководствоваться общим правилом: при наклонном нормальном залегании слои падают в сторону

расположения более молодых отложений (рис. 98), что легко проверить, построив разрез по линии *АБ* через буровую скважину *В*. Слои не могут быть наклонены в другом направлении, так как в этом случае древние отложения налегали бы на молодые, что при нормальном залегании пород невозможно.

Изображение наклонно залегающих слоев на аэрофотоснимках

При наклонном залегании и выровненном, слабо расчлененном рельефе слои вытягиваются вдоль их общего простирания. При расчлененном рельефе наклонно залегающие слои плавно или зигзагообразно изогнуты при сохранении их общего простирания.

Направления наклона слоев на аэрофотоснимках могут быть установлены по пластовым треугольникам (см. с. 144).

Конфигурация выхода слоя на поверхность зависит от формы рельефа и угла наклона слоя.

При выровненном рельефе составить представление об условиях залегания пород по аэрофотоснимкам чрезвычайно трудно, а нередко совершенно невозможно. Резкий расчлененный рельеф, наоборот, создает благоприятные условия для выявления элементов залегания.



Рис. 99. Изменение формы пластовых треугольников с изменением угла падения (аэрофотоснимок).
а — круто наклоненные слои; *б* — полого наклоненные слои

При плавных водоразделах, широких долинах и небольших превышениях рельефа пластовые треугольники обычно широкие. При расчлененном крутом рельефе они частые, с резкими изгибами. Выходы слоев на поверхность в этих случаях нередко имеют вид непрерывных зигзагов.

При пологом залегании слоев пластовые треугольники вытягиваются, а угол, указывающий направление падения, становится острым. Этот угол с увеличением наклона слоев становится менее

острым, и при крутом залегании он превращается в тупой (рис. 99). При вертикальном залегании слоев их выходы образуют на снимках прямые линии, пересекающие рельеф независимо от его формы. Изгибы слоев в таких случаях связаны только с изменением их простирания. Не следует путать пластовые треугольники с изгибами слоев при горизонтальном залегании, повторяющими расположение склонов рельефа.

Определение углов падения пластов по аэрофотоснимкам можно сделать с помощью вычисления превышений по разности продольных параллаксов. С этой целью выбирают достаточно выразительный пластовый треугольник и строят линию простирания, а через вершину треугольника — проекцию линии падения. Затем измеряют превышения между линией простирания и вершиной пластового треугольника и определяют угол наклона пласта обычным графическим способом.

Определение превышений разности продольных параллаксов может быть использовано для вычисления по аэрофотоснимкам истинных мощностей пород и построения геологических разрезов.

Изображение наклонно залегающих слоев на геологических разрезах

При изображении наклонно залегающих слоев на разрезах необходимо учитывать ориентировку линии разреза относительно линии падения и линии простирания слоев, соотношения горизонтального и вертикального масштабов разреза, угла падения слоев, их мощность и форму рельефа.

Значение ориентировки линии разреза относительно элементов залегания (линии падения и линии простирания слоев) исключительно важно. Если направить разрез по линии падения, угол наклона слоев и мощности слоев на таком разрезе будут истинными. В разрезах, направление которых совпадает с направлением линии простирания, слои будут иметь горизонтальное положение.

При косом расположении разреза относительно линии простирания угол наклона слоев на разрезе будет иметь промежуточное значение между 0° и истинным углом падения, а мощность слоев окажется больше истинной. Для нахождения углов падения слоя в косом разрезе в конце книги приведены таблица (прил. 1) и специальная номограмма (прил. 2).

При изображении наклонно залегающих слоев вертикальный масштаб разрезов должен быть равен горизонтальному. На таких разрезах углы падения слоев будут соответствовать углам, наблюдающимся в действительности. Однако могут встретиться такие условия, при которых вертикальный масштаб разреза приходится увеличивать. Это необходимо делать в тех случаях, когда на разрезе, имеющем мелкий вертикальный масштаб, показываются слои с небольшой мощностью и незначительным углом наклона или когда на разрезе вместе с наклонными изображаются горизонтально залегающие слои, имеющие небольшую мощность.

При увеличении вертикального масштаба разреза по отношению к горизонтальному углы наклона слоев меняются и становятся больше истинных углов. Следовательно, на таком разрезе с увеличенным вертикальным масштабом изображение положения слоев будет отличаться от действительного, что заставляет геологов по возможности избегать увеличения вертикального масштаба и строить разрезы при соотношении масштаба 1 : 1.

При увеличении вертикального масштаба разрезов углы падения слоя находятся по таблице, приведенной в прил. 3.

Если разрез с увеличенным вертикальным масштабом строится по косому направлению относительно линии простирания, вначале вычисляют измеренный угол для косого разреза, полученное значение угла пересчитывают с помощью таблиц в соответствии с отношением горизонтального масштаба разреза к вертикальному.

Рельеф на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом также строится искаженным. Вертикальные расстояния между высотными отметками рельефа наносят на разрез не в горизонтальном масштабе, а в увеличенном вертикальном. Необходимо иметь в виду, что на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом истинная мощность слоев (за исключением залегающих вертикально), как и углы падения, будет искажена.

Глава 11

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ

Складками называют волнообразные изгибы в слоистых толщах осадочных вулканогенных и метаморфических пород, образующиеся при пластических деформациях. Совокупность складок составляет складчатость (рис. 100). Изгибы, имеющие форму складок, могут возникнуть и в процессе образования пород, например структуры облегания неровностей поверхностей несогласия (см. с. 110), или при движении застывающих лав.

Смятые в складки породы имеют самый различный возраст и распространены чрезвычайно широко. Они обнажены на поверхности в Средней Азии, Казахстане, на Востоке нашей страны, на Украине, Кавказе и в других областях. Но и там, где распространены горизонтально или наклонно залегающие толщи, их ложем, или фундаментом, являются породы, смятые в складки.

Таким образом, складчатые формы залегания в континентальной земной коре распространены почти повсеместно.

Складчатость является результатом пластических деформаций горных пород и развивается только в слоистых толщах. В породах с массивным сложением (например, интрузивных) складки не образуются, и пластические деформации реализуются в других формах.

Пластические деформации, вызывающие изгибы слоев в складки, отражают напряжения в земной коре, обусловленные главным образом эндогенными процессами, важнейшими среди которых яв-

ляются тектонические движения. Сам процесс образования складок также невозможен без перемещения пород. Этому способствуют поверхности наслоения, позволяющие слоям смещаться при изгибе и создавать упорядоченное расположение складок с чередованием изгибов, обращенных в противоположные стороны.

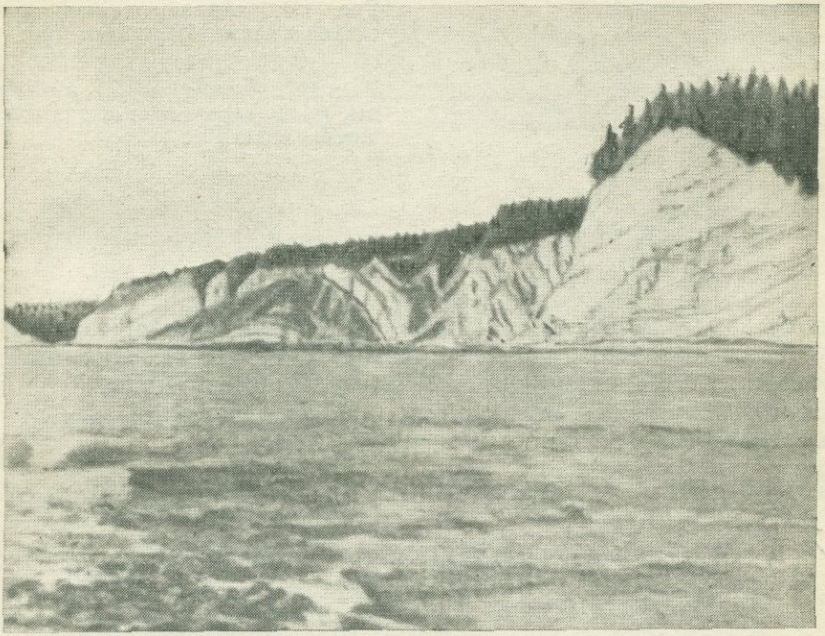


Рис. 100. Складки в нижнемеловых и нижнеюрских отложениях на побережье Удской губы, фото А. К. Левитана

Складки и их элементы

Среди складок выделяются две основные разновидности — антиклинальные и синклинальные. Антиклинальными складками (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых, периферических частей (рис. 101, *а*). В синклинальных складках (синклиналях) центральные части сложены породами, более молодыми по сравнению с породами, слагающими их краевые части (рис. 101, *б*).

В сильно деформированных толщах (главным образом метаморфических) стратиграфический критерий определения антиклинальных и синклинальных складок может быть неприменим и тогда пользуются нейтральными терминами (рис. 102): складки, обращенные выпуклостью вверх, называют антиформой, а обращенные выпуклостью вниз, — синформой.

В складке выделяются следующие элементы (рис. 103). Часть складки в месте перегиба слоев называется замком или сводом (*1—2*; *3—4*; *5—6*; *7—8*). При характеристике пород, слагающих центральные части складки, употребляется термин «ядро». При описании формы перегиба слоев употребляются термины

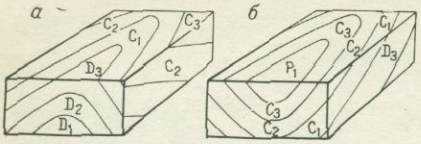
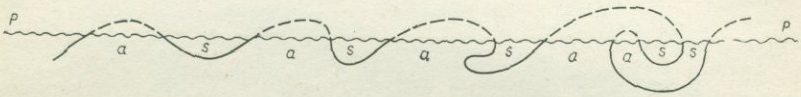


Рис. 101. Антиклинальная (*а*) и синклинальная (*б*) складки

Рис. 102. Антиформы (*a*) и синформы (*s*) в пересечении с эрозионной поверхностью PP



«свод» или «замок». Части складок, примыкающие к своду (замку), называются крыльями (*2—3*; *4—5*; *6—7*). У смежных антиклинали и синклинали одно крыло является общим. Угол, образованный линиями, являющимися продолжением крыльев складки, называется углом складки (α).

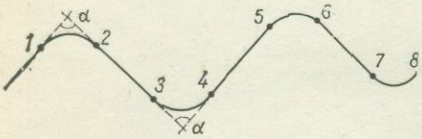


Рис. 103. Элементы складки

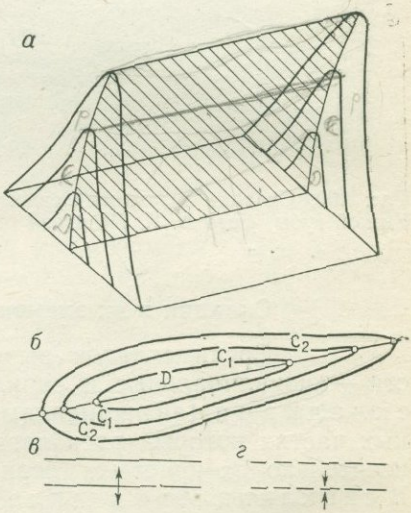


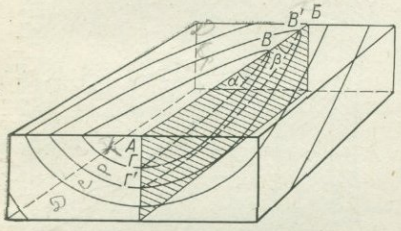
Рис. 104. Осевая поверхность складки в разрезе (*а*), осевая линия в плане (*б*). Условные знаки для изображения на картах: осевых линий антиклинальных (*в*) и синклинальных (*г*) складок

Осевой поверхностью складки называется поверхность, проходящая через точки перегиба слоев, составляющих складку (рис. 104, *а*).

Осевой линией или осью складки называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа (рис. 104, *б*). Осевая линия характеризует ориентировку складки в плане. Ее положение определяется азимутом простирания. На

карте осевая линия складки находится путем соединения точек, расположенных в местах перегиба слоев (в замке складки).

Шарнир складки — линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев (кровлей или подошвой), составляющих складку (рис. 105). Шарнир расположен в складке на поверхности слоя в месте его перегиба. Он характеризует строение складки вдоль ее осевой поверхности (рис. 106, *а, б*). Положение шарнира определяется азимутом его погружения (или воздымания) и углом погружения (или воздымания).



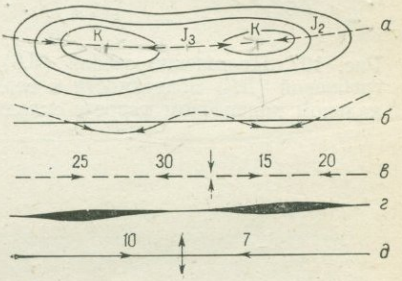


Рис. 105. Положение осевой линии (*АБ*) и шарнира (*ВГ* и *В'Г'*) в складке; α и β — углы погружения шарнира

Рис. 106. Положение шарнира в синклинальной складке в плане (*а*) и в разрезе (*б*). Условные знаки для изображения на картах: шарниров синклинальных (*в*) и антиклинальных (*г, д*) складок; направление погружения шарниров указано стрелками (*а, б, в, д*) и утолщениями (*г*); цифры — углы погружения шарниров

При изображении на картах положение шарнира не всегда совпадает с осью складки. Лишь в том случае, когда осевая поверхность складки вертикальна, изображения шарнира и оси совместятся на карте в одну линию (рис. 106, *в, г, д*). В складках с наклонной осевой поверхностью положение шарнира на карте может сильно отличаться от положения оси.

Учитывая степень уменьшения естественных размеров складок при изображении их на картах, для подавляющего большинства складок, исключая складки с сильно наклонным и горизонтальным положением осевой поверхности, шарнир совмещается с осевой линией, а направление и угол погружения могут быть указаны прямо на осевой линии. Для определения наклона шарнира следует сравнить возраст слоев в месте пересечения их осевой линией складки. Шарнир погружается в сторону расположения более молодых пород.

Гребневой поверхностью называется поверхность, соединяющая самые высокие точки расположения слоев, образующих складку. Гребень складки представляет собой линию пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки (рис. 107). Определение гребневой линии в складках бывает важно при изучении наклонных и опрокинутых скла-

док, содержащих жидкие и газообразные полезные ископаемые. Последние часто сосредоточиваются в наиболее высоких частях антиклинальных складок вблизи гребневой поверхности.

Размеры складок характеризуются длиной, шириной и высотой (рис. 108). Длина складки —это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира (*а*). Ширина складки (или горизонтальный размах) составляется

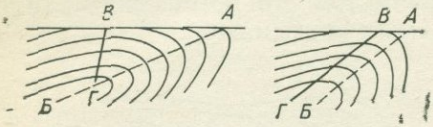


Рис. 107. Положение осевой (*АБ*) и гребневой (*ВГ*) поверхности в вертикальном поперечном разрезе складки

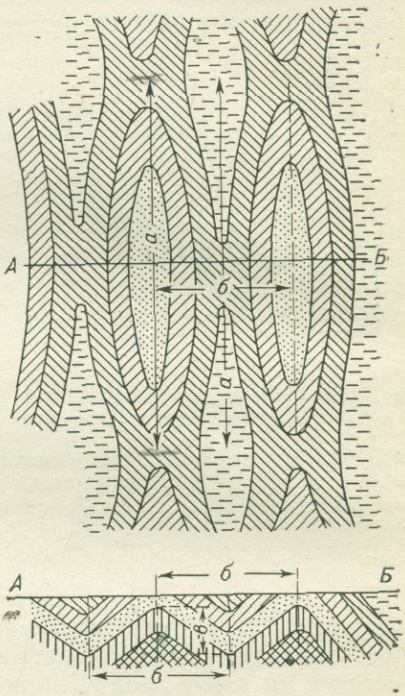


Рис. 108. Размеры складок (*а, б, в*) в плане и на разрезе *АБ*

из расстояния между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей (*б*). Высотой складки (или вертикальным размахом) называется расстояние по вертикали между замком антиклинали и замком смежной с ней синклинали, измеренное по одному и тому же слою (*в*).

Морфологическая классификация складок

Классификации складок строятся на различных принципах. В основу классификации может быть положена форма складок или их происхождение. Классификация, в которой складки разделены по форме, называется морфологической; классификация, отражающая условия образования складок, носит название генетической. Морфологическая и генетическая классификации учитывают различные свойства складок и поэтому отнюдь не исключают, а дополняют друг друга.

В морфологической классификации складки делятся по ряду признаков.

I. По положению осевой поверхности выделяют.

А. Симметричные складки с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 109, *1*).

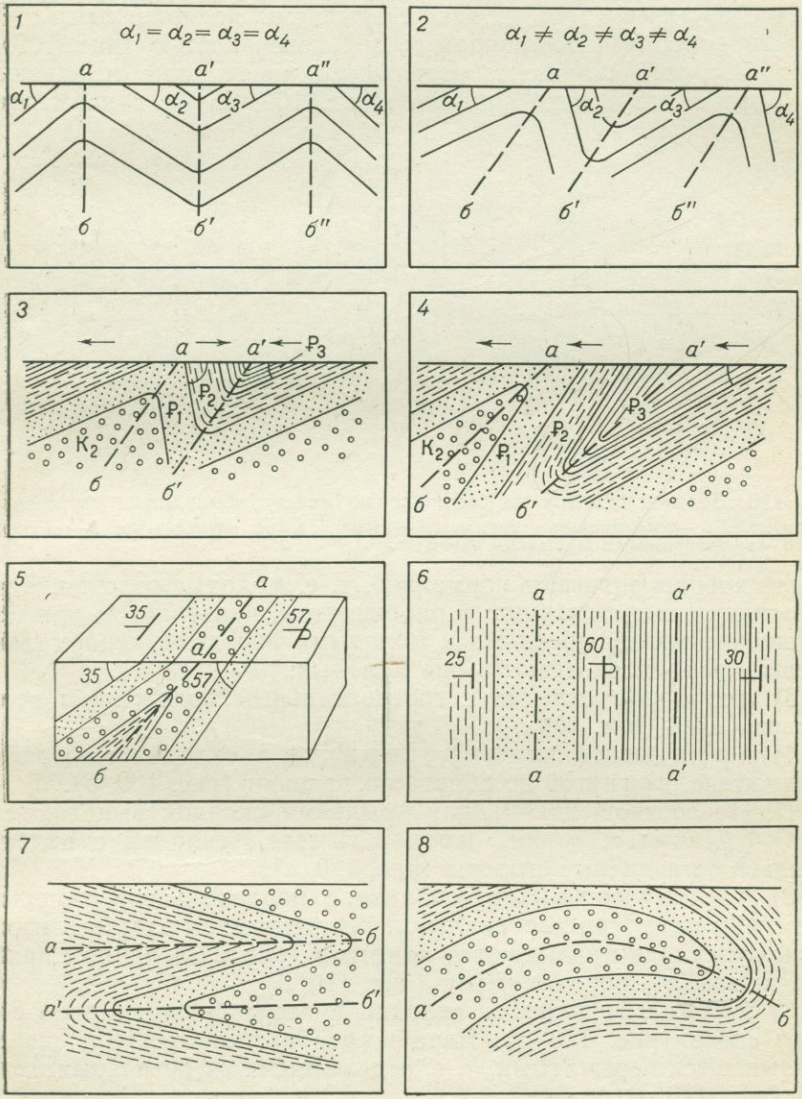


Рис. 109. Деление складок по положению осевой поверхности.

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

Б. Асимметричные складки с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев (рис. 109, *2*). В свою очередь, они могут быть разделены на четыре вида:

1) наклонные складки с падением крыльев в противоположные стороны, с различными углами и наклонной осевой поверхностью (рис. 109, *3*);

2) опрокинутые складки с крыльями, наклоненными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью (рис. 109, *4*). В опрокинутых складках различаются нормальные и опрокинутые (или подвернутые) крылья (рис. 109, *5*, *6*); в нормальном

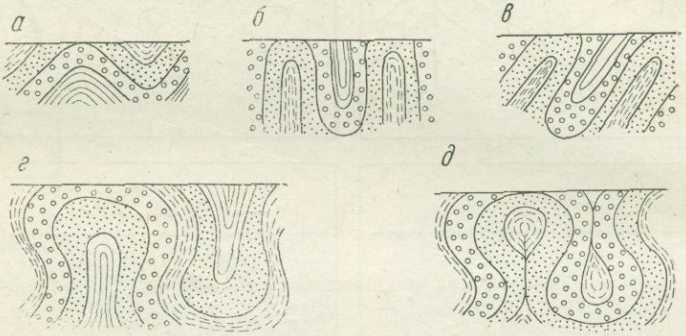


Рис. 110. Деление складок по соотношению между крыльями в разрезах.
а — простые; *б* — изоклинальные прямые; *в* — изоклинальные опрокинутые; *г* — веерообразные; *д* — веерообразные с пережатым ядром

крыле породы залегают нормально, т. е. молодые отложения располагаются выше древних; в опрокинутом, подвернутом крыле соотношение между древними и молодыми породами ненормальное: древние породы залегают выше молодых;

3) лежачие складки с горизонтальным положением осевых поверхностей (рис. 109, *7*);

4) ныряющие, или перевернутые, складки с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения (рис. 109, *8*).

II. По соотношению между крыльями складок выделяются:

1) обычные, или нормальные, складки с падением крыльев в различные стороны (рис. 110, *а*);

2) изоклинальные складки с параллельным расположением крыльев. При вертикальном расположении крыльев изоклинальные складки называются прямыми (рис. 110, *б*), при наклонных крыльях — опрокинутыми (рис. 110, *в*);

3) веерообразные складки с веерообразным расположением слоев (рис. 110, *г*). Ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатыми, т. е. отделенными от остальных их частей (рис. 110, *д*).

III. По форме замка различаются:

1) острые складки, с углом складки меньше 90° (рис. 111, 112, *а*);

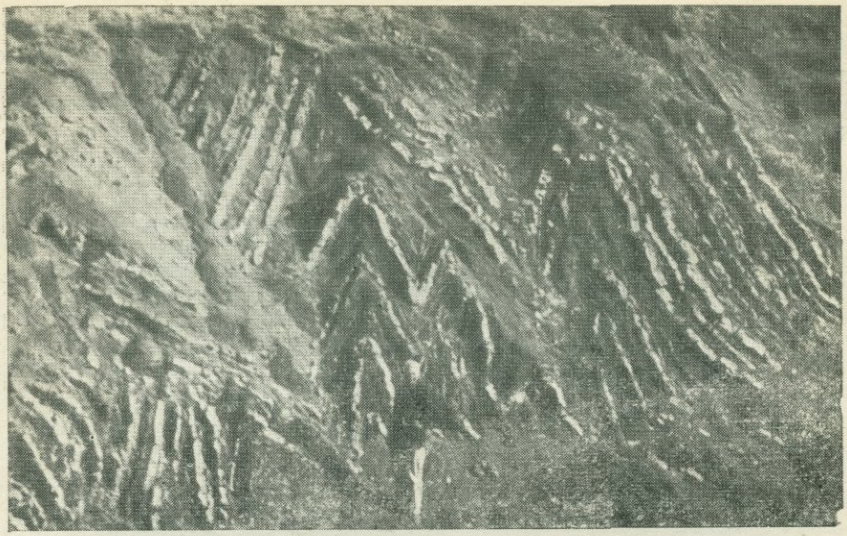


Рис. 111. Складки в отложениях таврической серии в Крыму

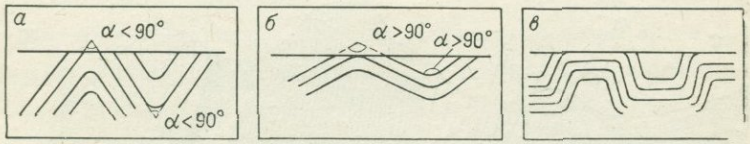


Рис. 112. Деление складок по форме замка в разрезе.
а — крутые; *б* — пологие; *в* — коробчатые (сундучные)

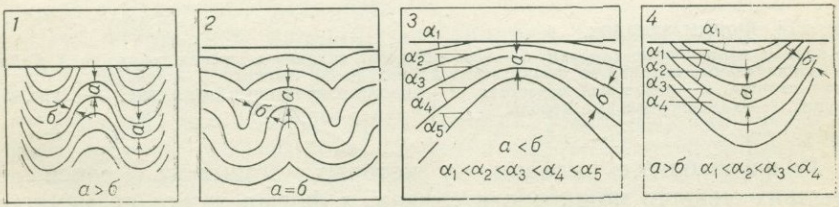


Рис. 113. Деление складок в разрезах по соотношению мощностей на сводах на крыльях.
1 — подобные; *2* — концентрические; *3* — с утоняющимися слоями в своде; *4* — с повышенными мощностями пород в замках

2) тупые складки, с углом складки больше 90° (рис. 112, *б*);

3) сундучные (или коробчатые) складки с плоскими замками и крутыми крыльями (рис. 112, *в*).

IV. По соотношению мощностей слоев на крыльях и в сводах складок выделяются:

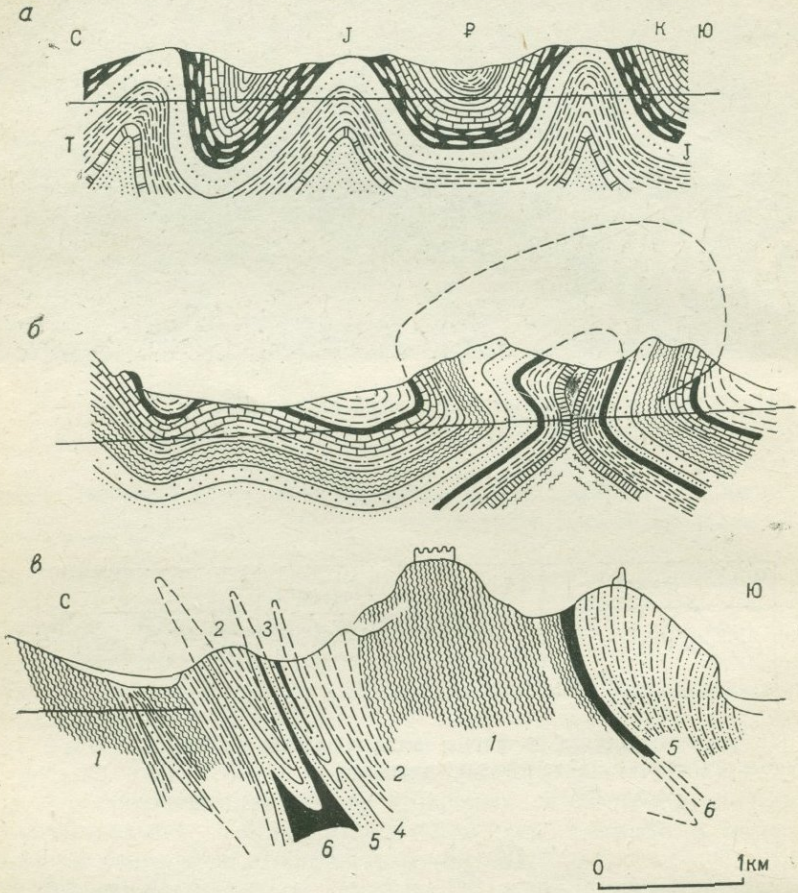


Рис. 114. Формы складок.

а — прямые и наклонные складки; *б* — веерообразные складки в юрских горах, по А. Гейму; *в* — изоклинальные складки во Французских Альпах, по М. Люжону: *1* — лейасовые («блестящие») сланцы, *2* — лейасовый известняк, *3* — доломитизированный известняк, *4* — гипс, *5* — кварцит, *6* — каменноугольные породы

1) подобные складки, у которых мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной (рис. 113, *1*);

2) концентрические складки с одинаковой мощностью слоев в своде и на крыльях. С глубиной радиус кривизны свода таких складок изменяется и антиклинали становятся более резки-

ми, а синклинали расплываются (рис. 113, *2*). В природе развиты преимущественно подобные складки. Однако различие в мощностях на своде и на крыльях подобных складок бывает обычно настолько незначительным, что на разрезах чаще изображаются концентрические складки, так как изменения в мощностях на разрезах не всегда могут быть отражены;

3) антиклинальные складки с утоненными замками (рис. 113, *3*). В складках этого вида мощности пород в сводах меньше, чем на крыльях, вследствие чего для них характерно увеличе-

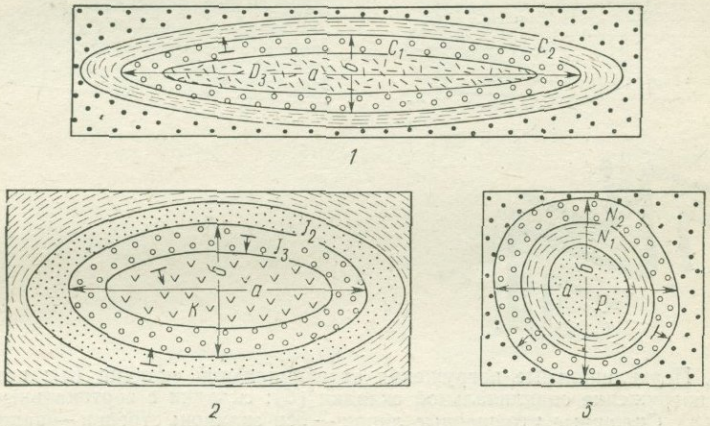


Рис. 115. Деление складок в плане по соотношению длины (*а*) и ширины (*б*). *1* — линейные $\left(\frac{a}{б}>3\right)$, *2* — брахиформные $\left(\frac{a}{б}<3\right)$, *3* — куполовидные $\left(\frac{a}{б}\approx 1\right)$

ние угла падения на крыльях с глубиной. Синклинальные складки подобной формы не встречаются;

4) синклинальные складки с повышенными мощностями пород в замках (рис. 113, *4*). Как и в антиклинальных складках с утоненными замками, в описываемом виде складок углы наклона крыльев увеличиваются с глубиной.

На рис. 114 приведены некоторые формы складок, наблюдающиеся в различных регионах.

По отношению длинной оси складки (длины) к ее короткой оси (ширине) различают (рис. 115): линейные, брахиформные* и куполовидные.

Линейными называются складки, у которых отношение длины к ширине больше трех. Складки овальных очертаний, у которых это отношение меньше трех, называются брахиморфными (брахиантиклиналями и брахисинклиналями). В случае приблизительно одинаковых поперечных размеров складки называются

* Брахис (лат.) — короткий.

куполовидными, а синклинальные складки этого вида — чашевидными или мульдами.

На положение складок в земной коре большое влияние оказывают их шарниры. На поверхности Земли при горизонтальных шарнирах крылья складок параллельны осевой линии. Там, где шарнир погружается или воздымается, слои огибают осевую линию. Участки антиклинальных складок, на которых шарнир наклонен, носят название периклинального замыкания

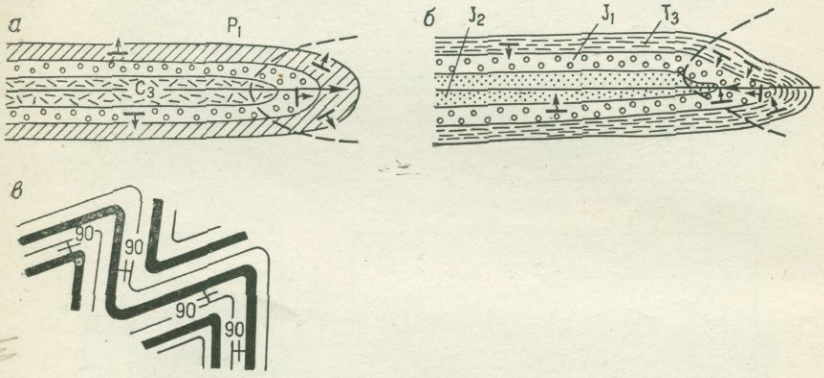


Рис. 116. Периклинальные погружения антиклинальной складки (*а*); центриклинальное погружение синклинальной складки (*б*); складки с вертикальными шарнирами (*в*). Сплошные утолщенные линии — оси складок; стрелки — направления погружения шарнира

(рис. 116, *а*). Слои на таких участках падают в стороны от ядра складки. В синклинальных складках части складок, обладающих наклонным шарниром, называются центриклинальным замыканием (рис. 116, *б*). В этом случае слои, огибая ось складки, наклонены к ее ядру.

В породах, подвергшихся интенсивному региональному метаморфизму и превращенных в сланцы и гнейсы, нередко наблюдаются складки, шарниры которых имеют вертикальное положение. Углы наклона слоев на крыльях таких складок обычно крутые или равны 90° (рис. 116, *в*).

Флексуры

Флексурами называются коленообразные изгибы в слоистых толщах, выраженные наклонным положением слоев при общем горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного залегания. У флексур в вертикальных разрезах выделяются следующие элементы (рис. 117): верхнее, или поднятое, крыло (*АБ*); нижнее, или опущенное, крыло (*ВГ*); смыкающее крыло (*БВ*); угол наклона смыкающего крыла (*α*); вертикальная амплитуда смещающего крыла (*а*).

Флексуры, распространенные в породах с наклонным залеганием, могут быть согласными и несогласными. В согласных флексурах (рис. 118, *а*) верхнее, нижнее и смыкающее крылья направлены в одну и ту же сторону, в несогласных (рис. 118, *б*) — верхнее и нижнее крылья наклонены в одну сторону, а смыкающее крыло — в противоположную. Если коленообразный изгиб пород наблюдается в горизонтальной плоскости, такая флексура носит название горизонтальной.

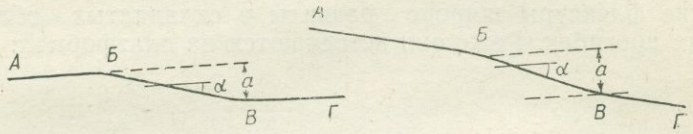


Рис. 117. Схема строения флексуры

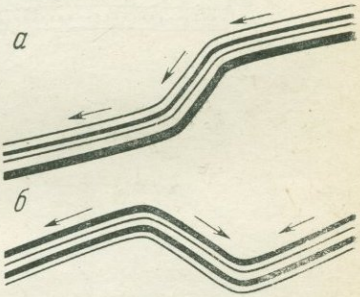


Рис. 118. Согласная (*а*) и несогласная (*б*) флексуры

Флексуры имеют различные формы и размеры и распространены чрезвычайно широко, главным образом на платформах в осадочном чехле, где они при незначительных углах наклона крыльев прослеживаются в длину на десятки километров, а вертикальная амплитуда их смыкающих крыльев составляет десятки и сотни метров. Флексуры осложняют строение крыльев синеклиз и особенно широко развиты по окраинам платформ. В складчатых областях флексуры возникают на крыльях складок и имеют меньшую протяженность, чем флексуры, развитые на платформах, но углы наклона их крыльев значительно круче.

Помимо флексур в условиях моноклинального залегания встречаются участки с менее крутым, даже горизонтальным залеганием слоев, называемые структурными террасами. Если такой участок вытянут по направлению падения моноклинали, он называется структурным носом.

Флексуры можно разделить на две группы. К первой относятся флексуры, развивавшиеся позже процессов осадков накопления. Ко второй — флексуры, развивавшиеся на фоне процессов осадконакопления. Строение каждой из групп флексур обладает рядом существенных отличий.

Флексуры, образовавшиеся позже осадконакопления, не имеют различий в мощностях и фациях на крыльях (если только фации не менялись под влиянием каких-либо общих причин в процессе осадконакопления). В этих случаях флексуры устанавливаются по чисто геометрическим признакам: увеличению угла падения на смыкающем крыле, изгибам в местах сочленения смыкающего крыла с опущенным и приподнятым крыльями. Углы наклона верхнего и нижнего крыльев флексуры могут быть одинаковыми, но могут быть и различными.

Такие флексуры широко развиты в складчатых областях и краевых прогибах. Реже они встречаются на платформах.

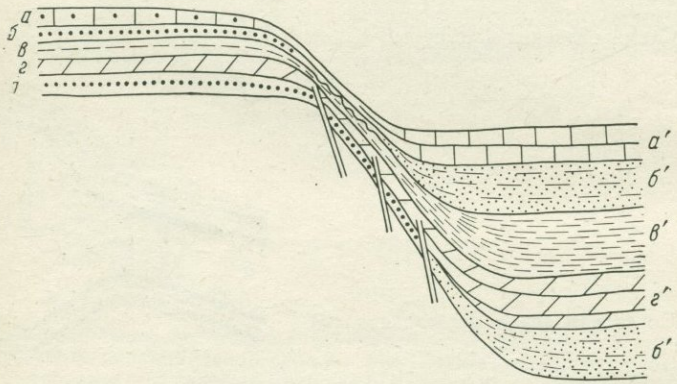


Рис. 119. Схема строения флексуры, развивавшейся одновременно с осадконакоплением.

Характерны различия в мощностях и фациях на крыльях; смыкающее крыло, осложнено разрывами; *а* — песчанистые известняки, *а′* — известняки; *б* — песчаники; *б′* — алевролиты; *в* и *в′* — аргиллиты; *г* и *г′* — мергели

Значительно сложнее строение флексур, образующихся одновременно с накоплением осадков. Отличительные черты этих флексур выражаются в резком изменении мощностей и фаций на их крыльях (рис. 119). На нижних опущенных крыльях обычно отмечаются наиболее полные стратиграфические разрезы пород с наибольшими мощностями и тонкообломочные глинистые или карбонатные фации. На смыкающихся крыльях мощности пород наименьшие, часто здесь появляются перерывы с выпадением отдельных членов стратиграфического разреза. Смыкающим крыльям свойственны грубообломочные фации и нередко рифогенные образования. На верхних, приподнятых крыльях мощности пород значительно меньше, чем на опущенном крыле. Слагающие их фации обычно грубообломочные. На глубине смыкающие крылья описываемых флексур нередко осложняются разрывами (рис. 120).

Генетическая классификация складок

Процесс возникновения и развития складок в земной коре весьма сложен и разнообразен. В настоящее время выяснены далеко не все стороны этого процесса, и поэтому о механизме образования складок во многом можно судить лишь предположительно, привлекая для объяснения известные нам явления,

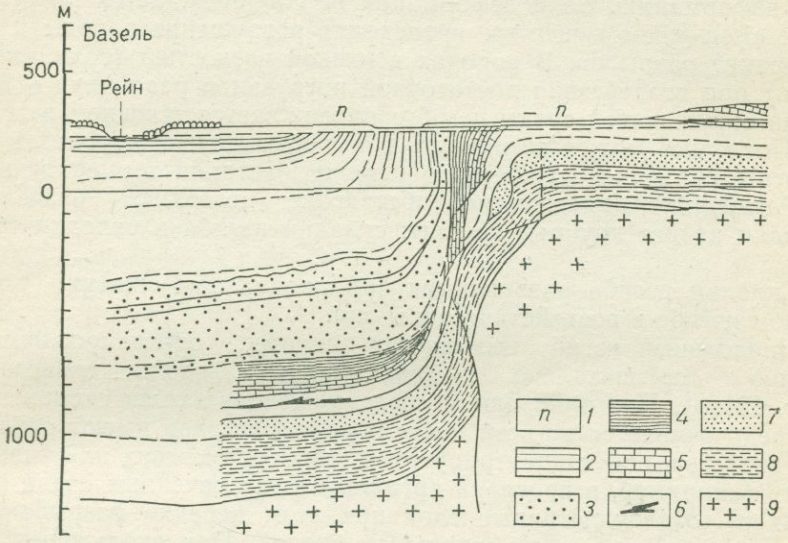


Рис. 120. Флексура в слоях юрского и палеогенового возраста, отражающая движения по сбросу в кристаллическом фундаменте. Разрез через долину Рейна у Базеля, по А. Гейму.

1 — аллювиальные террасы; *2* — третичные; *3* — юра; *4* — верхний триас; *5* — средний триас; *6* — ангидрит и гипс; *7* — нижний триас; *8* — пермь; *9* — породы кристаллического фундамента

связанные с деформациями горных пород, или опираясь на историю формирования земной коры.

Следует отметить, что до недавнего времени многие исследователи в вопросах складкообразования стремились найти такое решение, которое было бы универсальным и могло однозначно объяснить происхождение разнообразных форм складок. Даже в тех работах, в которых признавалась многопричинность образования складок, также указывалась одна основная причина складкообразования, а остальные считались второстепенными. Между тем опыт, накопленный при геологических исследованиях, свидетельствует о многообразии процессов складчатости, которые не являются следствием какой-либо одной причины, а отражают различные стороны развития земной коры и протекают с различной интенсивностью как во времени, так и в пространстве, в полной зависимости от физических свойств горных пород и условий окружающей среды. Ниже рассмотрены две генетические классифика-

ции складок. Первая из них основана на различиях в динамических условиях пластических деформаций; вторая — отражает геологическую обстановку, в которой развиваются складки.

Динамические условия образования складок

Изгиб слоев в складки представляет собой упруго-вязкую деформацию. Если деформация не сопровождается пластическим смещением вещества, происходит разрушение породы и образование разрывов. В породах с низкой вязкостью (соли, гипсы и др.) при воздействии достаточной нагрузки и различиях в давлении окружающей среды изгиб сопровождается течением вещества. Последнее может возникнуть и в любых других породах в результате снижения вязкости по мере возрастания температуры.

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

Складки изгиба развиваются при продольном сжатии, поперечном изгибе и воздействии пары сил.

Продольный изгиб вызывается силами, ориентированными обычно горизонтально и действующими вдоль слоистости (рис. 121, *а*). При однородном составе слоистых толщ скольжение рассредоточивается по всей массе пород: если слои имеют различные свойства, оно концентрируется в наиболее мягких пластичных слоях (например, в прослоях аргиллитов, заключенных среди песчаников). Малопластичные слои при этом нередко разрываются и перемещаются в виде отдельных блоков. При скольжении вещество перераспределяется в пределах одной складки. Оно перемещается к изгибам с большим радиусом кривизны от изгибов с относительно меньшим радиусом. Подобные складки легко воспроизвести, сминая стопку листов бумаги.

Скольжение происходит на фоне общего перемещения вещества в направлении, перпендикулярном к действию сжимающих усилий, в участки с относительно меньшим давлением. Таким образом, при образовании складок продольного изгиба происходит общее сжатие пород в направлении, нормальном к осевым поверхностям складок, и удлинение вдоль осевой поверхности. В прямых складках ось максимального сокращения (*c*) располагается горизонтально и перпендикулярно к простиранию складок, ось максимального удлинения (*a*) будет вертикальной, а средняя ось деформации (*b*) вытянется по направлению складки (рис. 122).

Ширина и высота складок продольного изгиба возрастает с увеличением мощности слоев и вязкости пород. В маломощных слоях складки обычно невелики по размерам.

По отношению к сжимающим усилиям оси складок продольного изгиба ориентируются в поперечном направлении. Однако в вертикальных сечениях они могут иметь различное положение.

При однообразном составе и двухстороннем сжатии образуются симметричные складки, нарушения концентричности или подо-

бия в которых могут быть вызваны различиями в физических свойствах отдельных слоев (рис. 123). При резких литологических различиях в слоях могут возникнуть более сложные складки с разрывами хрупких пород, сводовыми отслаиваниями и другими нарушениями.

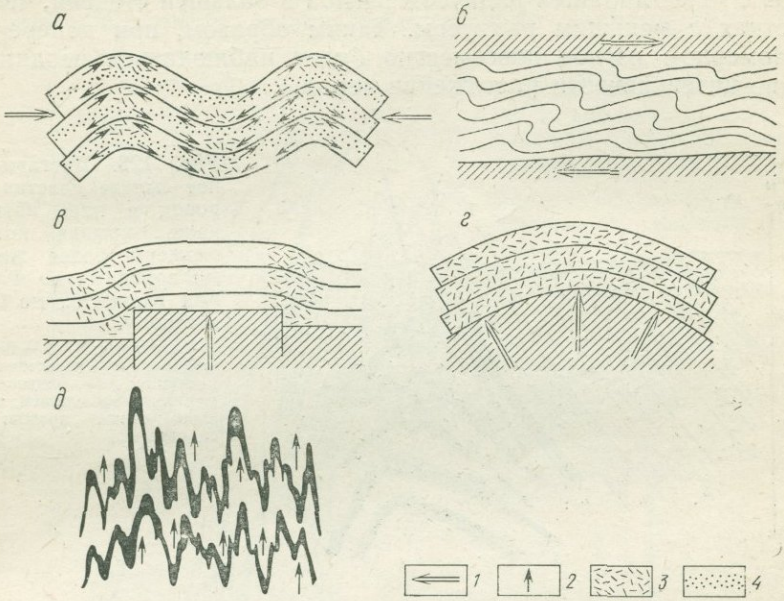


Рис. 121. Различные типы складок.

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

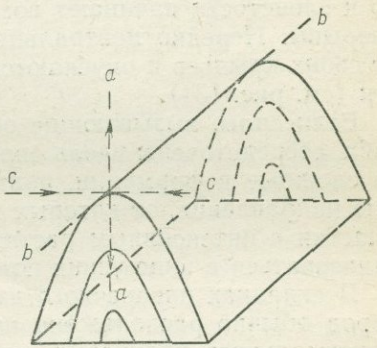


Рис. 122. Расположение осей деформации в складке

При одностороннем действии сжимающих усилий возникают наклонные или опрокинутые складки. Если в нижних частях сжимаемой толщи преобладают более хрупкие слои, а в верхних — мягкие, то наклон складок будет соответствовать направлению действующих сил; при обратном соотношении пород наклон складок будет направлен в сторону, противоположную действующим силам (см. рис. 121, *б*).

При поперечном равномерном изгибе силовое воздействие ориентировано перпендикулярно к плоскости. Образованию складок на начальных стадиях и в этом случае способствует скольжение слоев, но направленное иначе, чем в складках продольного изгиба (см. рис. 121, *г*). Вещество станет перемещаться в стороны от участков с максимальным радиусом изгиба в большей степени, чем на участках с меньшим радиусом. Таким образом, при поперечном равномерном изгибе повсеместно будет наблюдаться неодинаковое по интенсивности растяжение пород.

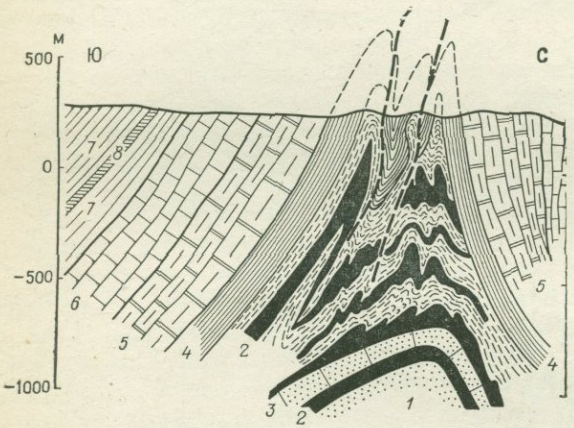


Рис. 123. Дисгармоничное смятие пластических пород в ядре антиклинали, крылья которой сложены более жесткими породами во Флишевых Карпатах, по Свидзинскому.

1 — песчаник; *2* — пестрые сланцы; *3* — известковистый песчаник; *4* — олигоценовые менилитовые сланцы; *5—7* — слои свиты кросно; *8* — сланцы

При значительном поперечном изгибе в породах перпендикулярно к слоистости начинают возникать трещины, а затем и крупные разрывы. Нередко центральные части таких складок отрываются от своих крыльев и опускаются вниз под воздействием силы тяжести (см. рис. 134).

Если силы, вызывающие образование складок поперечного изгиба, сосредоточены вдоль определенных линий, возникают особенно сложные деформации, повторяющие в общих чертах те линейные направления, от которых передаются усилия (см. рис. 121, *в*). Участки с интенсивным растяжением в таких складках могут локализоваться в виде узких полос, создавая флексуры.

В складках поперечного изгиба ось минимального сокращения пород обычно расположена перпендикулярно к слоистости, а ось максимального удлинения — вдоль слоев. Если кривизна складки неодинакова, то и сокращение и удлинение на ее отдельных участках будут различны. В вытянутых овальных складках растяжение и удлинение максимальны в направлении, поперечном к простиранию складки, а минимальные — вдоль ее простирания. В округлых куполах сжатие в вертикальном направлении сопровождается растяжением по всем радиусам (ось максимального удлинения совпадает со средней осью эллипсоида деформации).

Складки, образующиеся при действии пары сил (сдвиговых деформациях), имеют ряд отличительных черт. Очень важно установить, в какой плоскости действует пара сил: в горизонтальной или вертикальной.

В первом случае оси складок обычно располагаются кулисообразно под углом 40—50° к активной паре сил, занимая все пространство в интервале между действующими силами (рис. 124).

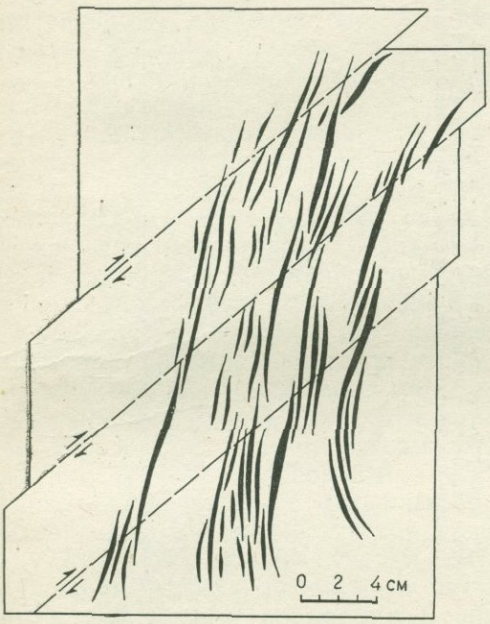
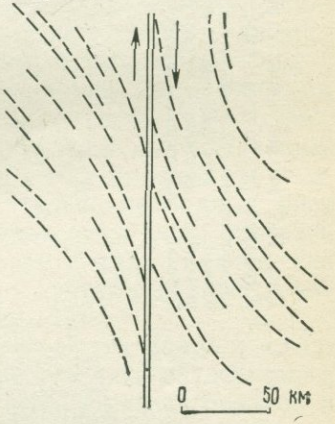


Рис. 124. Складки, развившиеся в пластичном слое над сдвигами в жестком основании (эксперимент Г. В. Рязанова)

Рис. 125. Схема расположения складок, сопровождающих крупный сдвиг.

Двойная линия — поверхность сдвига; пунктирные линии — оси складок (план)



Если действие сил сосредоточено по разные стороны от линии разрыва, оси складок при приближении к нарушению дугообразно изгибаются в направлении смещения крыльев разрыва (рис. 125).

Во втором случае при расположении пары сил в вертикальной плоскости, т. е. друг над другом, и их действии в горизонтальном или почти горизонтальном направлении образуются наклонные или опрокинутые складки, часто осложненные разрывами, оси которых перпендикулярны к действующим силам. При активном действии верхнего вектора наклон и опрокидывание складок и действие вектора направлены в одну и ту же сторону (рис. 126). Если активным является нижний вектор, наклон и опрокидывание складок происходят в сторону, противоположную действию вектора (рис. 127).

Складки течения возникают при вязко-пластическом состоянии вещества и очень большом значении фактора времени. Для на-

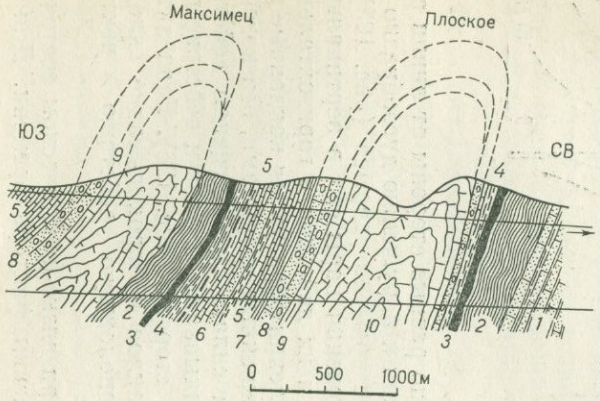
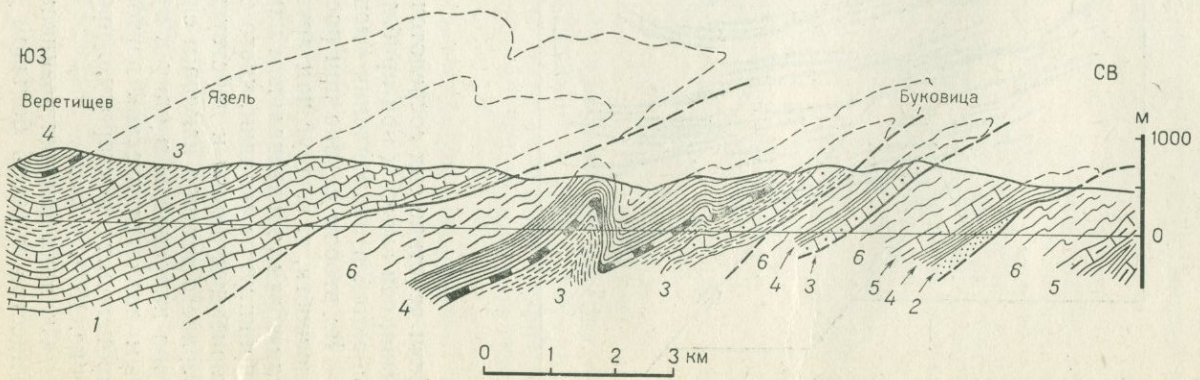


Рис. 126. Разрез через структуры Плоское и Максимец в Покутских Карпатах, по Толвинскому.

1 — кросненские слои; *2* — менилитовые сланцы; *3* — кремни; *4* — верхнеэоценовые сланцы; *5* — иероглифовые слои; *6* — песчаник; *7* — нижнеэоценовые сланцы; *8* — ямненский песчаник; *9* — покутские слои; *10* — иноцерамовые песчаники (мел). Стрелка — направление действовавших сил

Рис. 127. Разрез через Польские Внешние Карпаты, по Свидзинскому.

1 — иноцерамовые слои (мел); *2—6* — палеоген (*2* — песчаники, *3* — «подменилитовый эоцен», *4* — менилитовые слои, *5* — нижние кросненские слои, *6* — средние и верхние кросненские слои). Стрелка — направление действовавших сил



правленного течения необходима достаточная разность давлений в окружающей среде, способная вызвать перемещение из участков с высоким давлением к участкам, в которых давление относительно ниже.

В верхних слоях земной коры, в условиях относительно невысоких температур и давления, течение свойственно только горным породам, обладающим малой вязкостью: солям, гипсам, углям, известнякам, глинам, насыщенным водой. При достаточно высоких температурах и давлениях высокую пластичность приобретают даже самые крепкие породы, такие как кварциты, аплиты, гнейсы и др. При этом одновременно может происходить и перекристаллизация вещества.

При однородности физических свойств отдельных слоев течение вещества происходит рассредоточенно в направлении слоистости; при разнородных слоях оно сосредоточивается в наиболее пластичных в данных условиях слоях. Несмотря на значительные перемещения вещества при образовании складок течения, заметить поверхности скольжения почти никогда не удается из-за происходящей одновременно с течением перекристаллизации пород.

Складки течения обладают особенно неправильными формами с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев (см. рис. 121, *д*). Наиболее обычны условия, при которых возникают складки течения, связанные с общим горизонтальным сжатием пород. При этом происходит относительно свободный рост антиклиналей вверх, а породы с малой вязкостью перемещаются из крыльев на участки с меньшим давлением в ядра складок, где они образуют структуры течения, нередко дисгармоничные к общему строению основной складки (см. рис. 123).

Складки течения, развитые в метаморфических толщах, отличаются небольшими размерами и образуются под воздействием стресса в условиях повышения температуры до сотен градусов и длительного воздействия нагрузок.

В более резкой форме, хотя и на ограниченных по площади районах, складки течения появляются в породах с малой вязкостью и пониженной плотностью (соли, гипсы).

Будучи перекрыты отложениями с большой плотностью, они начинают перемещаться вверх, протыкая последние и образуя при этом сложные сочетания складок (диапировые складки, см. ниже).

Из сказанного выше следует, что в каждом из типов складок обязательно присутствуют явления, свойственные и двум другим типам. Иногда образование двух или даже трех типов складок может происходить одновременно. Например, в пластичном ядре диапировой складки (см. ниже) могут возникнуть складки продольного изгиба и складки течения, а вмещающие породы в это время будут испытывать поперечный изгиб, выгибаясь вверх. Тем не менее каждому из видов складок присущ определенный преобладающий характер перемещения вещества, что вместе с отмеченными выше морфологическими особенностями позволяет легко различать отдельные разновидности складок в естественных условиях.

Геологические условия образования складок

Геологическая обстановка, в которой происходит образование складок, весьма различна. Наиболее широко распространены складки, связанные с эндогенными процессами. В этом случае возникает эндогенная складчатость, или складчатость тектонического происхождения. Значительно реже, главным образом в самой верхней части земной коры, возникают складки, обусловленные экзогенными процессами. В таких условиях образуется экзогенная складчатость, или складчатость нетектонического генезиса.

Эндогенная складчатость

В эндогенной складчатости выделяются две подгруппы (табл. 4): конседиментационная складчатость, или складчатость, возникающая параллельно с накоплением осадков, и постседиментационная, или наложенная складчатость, развивающаяся позже образования пород. Коренное различие обеих подгрупп складок заключается в том, что конседиментационная складчатость создается теми же тектоническими движениями, которыми обусловливается в конечном счете и осадконакопление, т. е. вертикальными движениями земной коры. В противоположность этому постседиментационная складчатость образуется тектоническими движениями различного типа, при этом вертикальные перемещения не всегда играют ведущую роль. Значительно большее значение при формировании наложенной складчатости имеют общие горизонтальные перемещения земной коры, ограниченные вертикальными и крутонаклонными или горизонтальными и слабонаклонными поверхностями.

Другое, существенное отличие конседиментационной складчатости от наложенной выражается в разных формах воздействия процессов складкообразования на породу. Параллельно с конседиментационной складчатостью происходит преобразование осадков в горную породу, которая даже может оказаться подвергнутой метаморфизму, не выходящему за пределы начальной стадии. Наложенная складчатость большей частью развивается в отложениях, уже деформированных конседиментационной складчатостью. Вовлеченные в постседиментационную складчатость породы нередко претерпевают сильный метаморфизм, вплоть до изменения их первичного состава и полной перекристаллизации с образованием кристаллических сланцев, гнейсов и иных продуктов метаморфизма.

В конседиментационных складках очень часто наблюдаются изменения мощностей и фаций при переходе от их крыльев к замкам, имеющие первичный характер и возникающие при отложении осадков; в наложенных складках этого не наблюдается, а отмечаемые иногда сокращения мощностей в крыльях и увеличение в замках вызываются пластическими деформациями.

Конседиментационную складчатость не следует представлять себе как пластическую деформацию, возникающую только в слое осадка, подстилающего поверхность осадконакопления. Этот вид складкообразования может развиваться длительное время и охватывать относительно мощные толщи осадков как насыщенных во-

ТАБЛИЦА 4

Классификация складчатости

Складчатость тектонического происхождения (эндогенная)			Складчатость нетектонического происхождения (экзогенная)
Конседиментационная	Постседиментационная (наложенная)		
	поверхностная	глубинная	
Складки погружения	Складки регионального смятия	Складки вертикального течения	Подводно-оползневые складки, образующиеся при оползании осадков на дне бассейна
Складки, связанные с неравномерными вертикальными движениями	Складки облекания (глыбовые, отраженные)	Складки горизонтального течения	Наземно-оползневые складки, образующиеся при оползневых процессах
	Складки гравитационного скольжения		Складки, обусловленные деформациями при эпигенезе и диагенезе осадков (уплотнение, разбухание, дегидратация)
			Складки, вызываемые разгрузкой от вышележащих толщ
	Приразломные складки		Складки обрушения, связанные с карстовыми явлениями, провалами и т. д.
	Складки, связанные с внедрением магмы		Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации)
			Первичные наклоны и изгибы, вызываемые неровностями поверхности накопления осадков (структуры облекания)
			Первичные наклоны и изгибы в покровах эффузивных пород
	Диапировые складки		Первичные наклоны, связанные с различной скоростью накопления осадков или неравной мощностью пород

дой, так и находящихся в стадии эпигенеза и диагенеза, а также уже сформировавшихся горных пород.

Основные признаки, указывающие на принадлежность комплекса конседиментационных складок к одному структурному плану, выражаются в отсутствии в деформированной толще слоев перерывов и несогласий и в близости палеотектонической и палеогеографической обстановки времени накопления осадков.

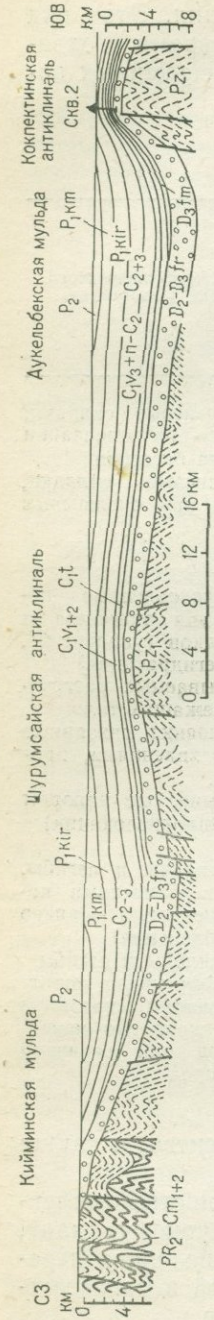


Рис. 128. Геологический разрез через Тенизскую впадину

Конседиментационная складчатость. Наибольшим распространением среди конседиментационных складок пользуются складки погружений и складки, возникающие при неравномерных вертикальных движениях поверхности осадконакопления, представляющие собой складки поперечного изгиба (см. табл. 4).

Складки погружений возникают при относительно равномерных опусканиях фундамента, на котором происходит накопление осадков. Они обладают обычно неправильными контурами, повторяющими в общем виде границы бассейна, в котором откладываются осадки (рис. 128).

Второй тип конседиментационных складок связан с неравномерными вертикальными перемещениями фундамента. Для него характерно распадение крупных форм на более мелкие, частные, что вызывается дифференциацией скорости, а нередко и различиями в знаке вертикальных движений отдельных участков дна бассейна.

Надежным признаком при выделении конседиментационных складок является увеличение углов наклона на их крыльях с глубиной, а также близкое совпадение наблюдаемых углов наклонов на крыльях складок со значениями наклонов, которые можно вычислить *исходя из мощности пород (см. рис. 128). По* мере развития конседиментационных складок их строение в нижних стратиграфических горизонтах *сильно усложняется. Особенно* большим разнообразием форм обладают складки погружения, формирующиеся в толщах, накапливающихся после длительного перерыва на эрозионной поверхности глубокометаморфизованных пород. Вертикальные движения в таком жестком фундаменте имеют обычно глыбовый характер; значительную роль при этом играют разрывы. Нередко в таких условиях возникают крутые, сильно сжатые и опрокинутые складки, а развитие конседиментационной складчатости сливается с образованием наложенных глыбовых складок.

Постседиментационная (наложенная) складчатость. При изучении постседиментационных складок прежде всего легко выявляется одна особенность их строения. В одних

районах породы, слагающие складки, не обнаруживают существенных изменений своего первоначального состава; развивающиеся иногда в них новые минералы, чаще всего слюды, не играют заметной роли. В других же районах складки образованы полностью перекристаллизованными породами, сложенными комплексом минералов, совершенно отличного от первоначального. Изучение условий образования новых минералов и их расположения в складках указывает на то, что они возникают и развиваются главным образом в процессе складкообразования, т. е. перекристаллизация пород и складчатость происходили одновременно и являются следствием одних и тех же причин. При этом необходимо подчеркнуть, что степень перекристаллизации пород не зависит от интенсивности складчатости. Нередко породы, смятые в самые сложные складки, почти не изменены, в то же время толщи, сложенные лишь в плавные пологие складки, превращены в гнейсы и кристаллические сланцы. Следует, по-видимому, предположить, что степень перекристаллизации пород в процессе складкообразования зависит не от интенсивности складчатости, а от условий, при которых происходит развитие складок.

Образование таких обычных минералов метаморфических пород, как гранат, биотит, мусковит, полевой шпат и ряд других, составляющих основную массу гнейсов и кристаллических сланцев, возможно только в условиях достаточно высокого давления и температуры. Такая обстановка может возникнуть в земной коре на глубине не менее чем в несколько километров, поэтому складки, сложенные породами, образовавшимися при перекристаллизации первоначального их состава в процессе складчатости, следует называть глубинными. Складки, развивающиеся в верхних зонах земной коры, при образовании которых не происходит существенных изменений в первоначальном составе пород, называются поверхностными.

Процессы формирования поверхностной складчатости изучены относительно полно. В зависимости от условий образования этой категории складчатости выделяются следующие типы 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) образуются при продольном изгибе деформирующихся толщ под влиянием сил, действующих на огромных территориях параллельно поверхности Земли. Природа этих сил не вполне ясна. Возможно, что их появление в верхней зоне коры обусловливается движениями по наклонным разломам глубокого заложения, достигающим глубины в сотни километров и протягивающимся на сотни и тысячи километров. Эти разломы устанавливаются по концентрации в их пределах очагов землетрясений, разрывов, приуроченности интенсивной вулканической и интрузивной деятельности, анализом мощностей и фаций осадочных толщ и другим признакам. Один из таких современных разломов выявлен

на территории Охотского моря и Курильских островов (рис. 129). Распределение очагов землетрясений показывает, что разлом наклонен под углом 35—55° к поверхности Земли. При движении земной коры по поверхности разлома возникает горизонтальная составляющая, которая может вызывать в верхней зоне земной коры образование поясов линейных складок, вытянутых параллельно направлению разлома (рис. 130, *а*, *б*).

Есть основания полагать, что складчатость регионального смятия вызывается также горизонтальными перемещениями крупных

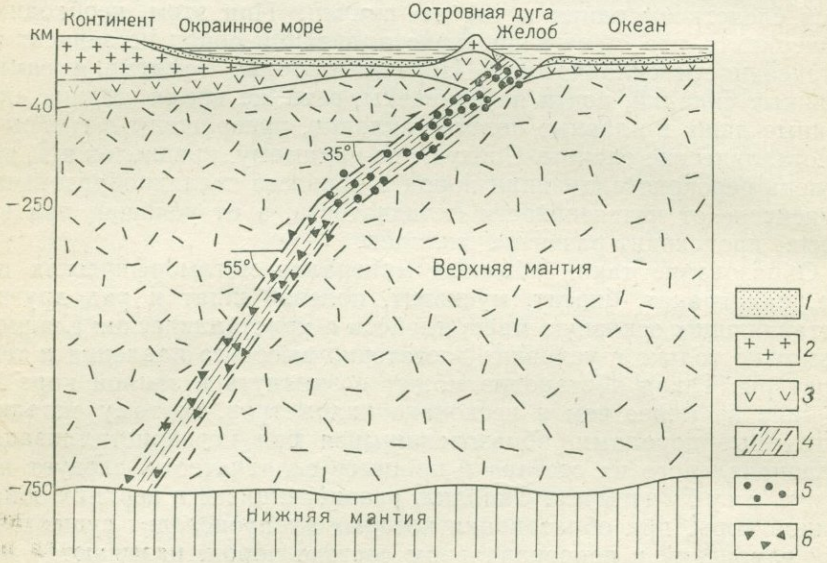


Рис. 129. Разрез через восточную окраину Азии.

1 — осадочный слой; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — зона Беньофа — Заварицкого; *5—6* — эпицентры землетрясений (*5* — приповерхностных и глубоких, *6* — сверхглубоких)

участков земной коры. Особенно благоприятны в этом отношении области соприкосновения массивов древних кристаллических метаморфических пород с относительно более молодыми геосинклинальными толщами. Складчатость, возникающая в последних случаях, имеет обычно в своем направлении дугообразные повороты, а нередко и петлеобразные изгибы.

Для складок регионального смятия характерны линейные симметричные и асимметричные формы с общей ориентировкой осей. Примерами могут служить палеозойские складчатые пояса Урала и Тянь-Шаня, складчатость в мезозойских толщах альпийского пояса и др.

Складки облекания (отраженные складки, по В. Е. Хаину; глыбовые складки, по В. В. Белоусову) представляют собой поперечные изгибы в верхнем структурном этаже (или осадочном

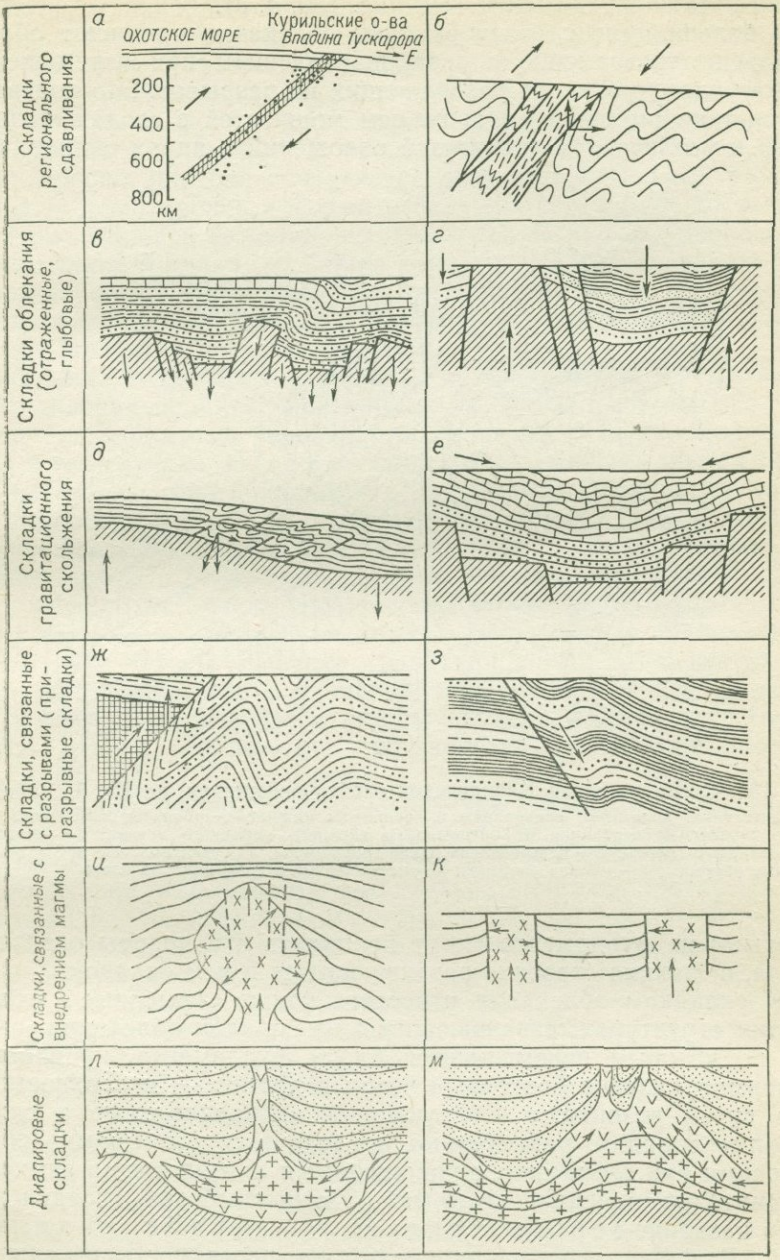


Рис. 130. Схемы образования поверхностной складчатости

чехле), образующиеся при глыбовых перемещениях нижнего структурного этажа-фундамента (см. рис. 130, *в*, *г*).

В большинстве случаев складки облекания начинают образовываться одновременно с осадконакоплением при перемещениях глыб фундамента вдоль разделяющих их разрывов. Это подтверждается закономерным уменьшением мощностей в сводах антиклиналей и увеличением мощностей отложений в ядрах синклиналей.

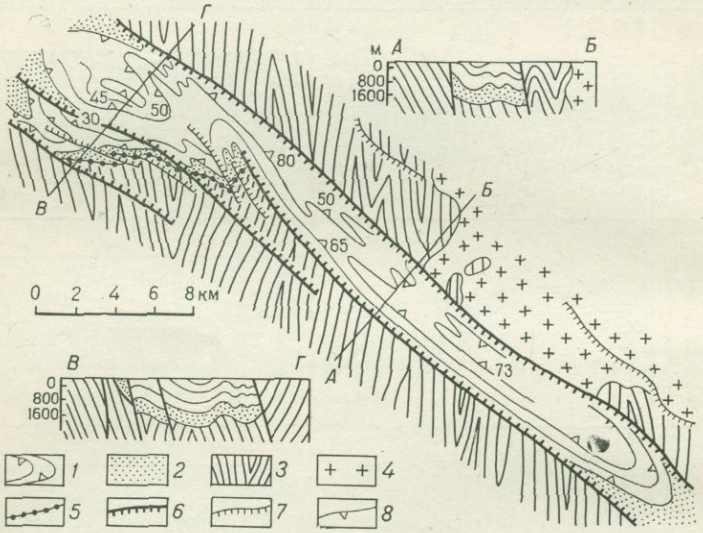


Рис. 131. Схема строения Каиндинской грабен-синклинали, по Ю. А. Зайцеву.

1 — известняки, доломиты, алевролиты и аргиллиты нижнего карбона и фаменского яруса; *2* — красноцветные песчаники и конгломераты верхнего — среднего девона; *3* — протерозойские сланцы и гнейсы; *4* — нижнепалеозойские гранитоиды; *5* — региональные несогласия; *6* — крупные разрывы; *7* — мелкие разрывы; *8* — направление и углы наклона слоев

Разрывы из фундамента могут проникать и в породы осадочного чехла, осложняя строение развивающихся в нем складок.

К складкам облекания относятся также глыбовые складки В этих структурах, развивающихся из складок облекания, разрывы, по которым перемещаются блоки фундамента, проникают в деформирующийся осадочный чехол и достигают поверхности. Таким путем возникают чередующиеся антиклинальные и синклинальные складки, разделенные продольными разрывами (обычно сбросами или взбросом), с уплощенными или плоскими замками и сравнительно крутыми крыльями. Такие глыбовые складки получили название горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. В ядрах горст-антиклиналей на поверхность нередко выведены породы фундамента; в противоположность этому центральные части грабен-синклиналей слагаются наиболее молодыми толщами (рис. 131).

Размеры описываемых складок весьма различны. Наиболее крупные из них могут достигать в длину 100 км и более.

Складки облекания обладают своеобразными чертами строения в различных структурных зонах земной коры. В складчатых областях, где они особенно характерны для заключительного этапа *развития, складки облекания имеют изометричные, брахиформные* или коробчатые формы, реже линейные асимметричные, иногда с подвернутыми крыльями. В их расположении отсутствует общая ориентировка, или она сохраняется лишь для отдельных районов. Нередко ориентировка и форма небольших изгибов, осложняющих строение основной складки, неодинаковы. В платформенном осадочном чехле складки облекания характеризуются плавными очертаниями, незначительными углами наклона пород на крыльях, увеличивающимися обычно с глубиной, различными формами на разных стратиграфических уровнях.

Складки гравитационного скольжения образуются на склонах поднятий под действием гравитационных сил. Особенно благоприятные условия для развития этих складок создаются в тех случаях, когда растущие поднятия окаймляются не менее интенсивно прогибающимися впадинами. Осадочные толщи, покрывающие склоны поднятий, приобретают в таких условиях значительный наклон и под воздействием гравитационных сил перемещаются в сторону впадин, подвергаясь при этом продольному изгибу. Амплитуда перемещения может достигать значительных размеров: максимальные амплитуды известных смещений составляют 20—30 км. Нередко гравитационному скольжению способствует присутствие пластичных пород (соли, гипсы, ангидриты, глины), которые в таких случаях могут играть роль своеобразной смазки, значительно облегчающей скольжение оползающих толщ.

Складки гравитационного скольжения широко распространены в складчатых областях. Здесь им свойственны наклонные, опрокинутые и лежачие формы, осложненные надвигами (см. рис. 130,*д*) Ориентировка осей складок параллельна наиболее прогнутым частям впадин. Рассматриваемые складки нередко развиваются и на незначительных по площади участках, осложняя складки регионального смятия и складки облекания (см. рис. 130, *е*).

Развиты складки гравитационного скольжения также в краевых прогибах, где они представлены наклонными и опрокинутыми линейными структурами, нарушенными надвигами; иногда они принимают здесь вид гребневидных антиклиналей, разделенных широкими синклиналями.

Складки, связанные с разрывами (приразрывные складки). При перемещении пород вверх по наклонным разрывам, главным образом по взбросам и надвигам, в нижнем, лежачем крыле развиваются горизонтально или наклонно ориентированные силы, вызывающиеся давлением висячего крыла. Эти силы могут обусловить образование складок продольного изгиба в нижнем, опущенном крыле разрыва, интенсивность и форма ко-

торых зависят от амплитуды перемещения и угла наклона сместителя. Наиболее благоприятны в этом отношении разрывы с наклоном сместителя от 40 до 60°. Вблизи таких разрывов образуются наклонные или опрокинутые складки, ориентированные параллельно простиранию разрыва, частые вблизи сместителя и затухающие по мере удаления от него. От этих же условий зависит и ширина полосы, захваченной приразрывной складчатостью. Обычно она невелика, и складки быстро затухают в сторону от поверхности разрыва (см. рис. 130, *ж*).

Приразрывные складки могут развиваться и на опущенных крыльях сбросов, там, где крылья при опусканиях испытывают изгибы и коробления (см. рис. 130, *з*).

Складки, связанные с перемещениями магмы в земной коре. Вблизи контактов многих массивов интрузивных пород, возникших как на значительных глубинах в виде батолитов, так и в непосредственной близости от поверхности в форме небольших тел, во вмещающих породах наблюдаются складки продольного или реже поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно контурам интрузивных массивов. В плане эти складки обычно обтекают внешние контуры интрузивных тел, что нередко приводило к ложному заключению об их возникновении позже интрузивных пород, о которые как бы раздавливались деформированные толщи в процессе складкообразования. В действительности же образование таких складок следует связывать с боковым давлением магмы при ее продвижении в верхние части земной коры, в зону остывания и кристаллизации. Ширина пород, подвергающихся при этом складкообразованию, оказывается различной и зависит в значительной степени от площади массива; обычно она не превышает нескольких километров, а чаще составляет сотни метров. Складки у небольших гипабиссальных тел образуют полосы в десятки или сотни метров шириной (см. рис. 130, *и*, *к*). Примером таких структур могут служить смятия, наблюдаемые во вмещающих толщах у контактов мезозойских и кайнозойских гипабиссальных интрузий Крыма и Кавказа.

При вулканической деятельности вокруг вулканов нередко возникают крупные округлые и овальные мульды, образующиеся в результате погружения или обрушения вулканических аппаратов в полости, прежде занятые магмой (см. ниже).

Диапировые складки, или складки протыкания, впервые были установлены румынским геологом Мразеком в 1907 г. Они представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в результате внедрения пластичных пород в окружающие их менее пластичные и более хрупкие толщи. К породам, обладающим высокой пластичностью, выражающейся в способности течь под влиянием внешнего давления или под действием собственного веса, относятся соли, ангидрит, гипс и насыщенные водой глины.

Наиболее широко развитыми разновидностями диапировых складок являются соляные купола и глиняные диапиры.

В соляных куполах следует различать ядро, сложенное пластичными породами, и окружающие его вмещающие породы (рис. 132). При этом наблюдается резкое различие между строением ядра и вмещающими породами. Ядро носит все черты активного перемещения слагающих его пластичных масс вверх, в то время как структура вмещающих пород отражает лишь пассивное их приспособление к движению ядра. Очертания ядра характеризуются пологим сводом и крутыми боковыми поверхностями. В плане кон-

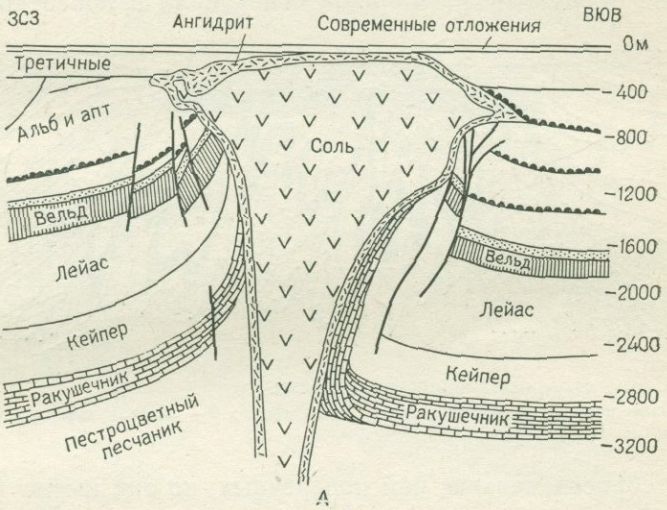


Рис. 132. Соляной купол у Винхаузен-Эйклингена, по Бенцу (из Е. Ш. Хиллса)

туры ядра неодинаковы на различных глубинах. В этом отношении интересен купол Ромны на Украине. Ядро складки, сложенное девонской каменной солью, в верхнемеловых отложениях вытянуто в северо-западном направлении параллельно простиранию герцинских структур; в палеогеновых отложениях ядро приобретает округлые очертания.

Внутренняя структура ядра характеризуется исключительно сложным строением. Пластичные породы, слагающие ядро, смяты в узкие, сжатые складки, которые могут образоваться только при течении вещества. Отдельные прослои, слагающие эти складки, очень сильно растянуты, местами же они образуют сложные изгибы, сгустки и неправильные раздувы.

Вмещающие толщи на контакте с ядром нередко раздроблены и срезаны пластичными породами ядра. Вблизи контакта они имеют крутое залегание, часто поставлены на голову или запрокинуты. В них развиваются многочисленные разрывы и поверхности скольжения, по которым отдельные пачки и пакеты слоев отрываются от ограничивающих их пород и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния. Перемещение сопровождается разви-

тием зон дробления и тектонических брекчий, придающих строению вмешающих пород в зоне контакта очень большую сложность. Эти нарушения быстро затухают по мере удаления от ядра — и в нескольких сотнях метров от нарушенной зоны они обычно исчезают. Таким образом, в диапировых структурах сочетаются два вида складок: в активном ядре развиваются складки течения, в то время как окружающие ядро породы подвергаются поперечному изгибу.

В соляных куполах удлиненной формы сбросы имеют два направления: продольное к длинной оси купола и поперечное. Про-

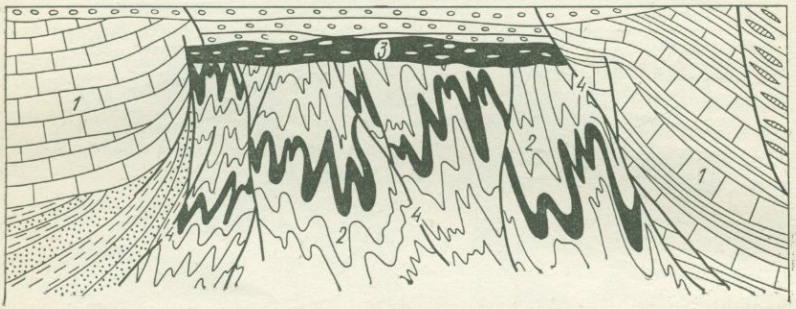


Рис. 133. Схема строения диапировой складки.
1 — вмещающие породы; *2* — пластичные породы яруса; *3* — соляная шляпа (кепрок); *4* — разрывы

дольных сбросов меньше, чем поперечных, но они имеют бóльшую амплитуду.

В зависимости от того, обнажается ядро на поверхности или нет, соляные купола делятся на закрытые и открытые. В открытых куполах пластичные породы ядра выходят на поверхность. Из-за легкой растворимости солей и гипсов участки, в пределах которых располагается ядро, в рельефе областей с влажным климатом обычно выражены низинами, сильно заболоченными и закарстованными. На поверхности солей развивается так называемая соляная шляпа (кепрок), представляющая собой в основном глинистую массу, вымытую из растворенных соленосных отложений и оставшуюся на месте (рис. 133). Мощность соляной шляпы нередко достигает нескольких десятков метров.

В закрытых куполах пластичные породы ядра не достигают поверхности, а располагаются на той или иной глубине. Породы, окружающие пластичные массы таких куполов, дугообразно изогнуты, что легко позволяет наметить на поверхности положение их ядер.

В сводах куполов нередко происходит интенсивное дробление и проседание, и они в таких случаях принимают в плане очень сложный вид, напоминающий разбитую тарелку (рис. 134). Большое значение при этом может иметь циркуляция подземных вод в ядре, вызывающая растворение и вынос слагающих его пород.

Опустившиеся центральные части раздробленных куполов нередко сложены более молодыми породами по сравнению с породами, участвующими в строении крыльев. Закрытые соляные купола, часто на поверхности имеющие вид разбитой тарелки или панциря черепахи, особенно широко развиты в Эмбенском районе.

По очертаниям в плане соляные структуры делятся на куполовидные и линейные.

Куполовидные структуры имеют овальные и округлые очертания. Их поперечные размеры обычно не превышают 5 км; более

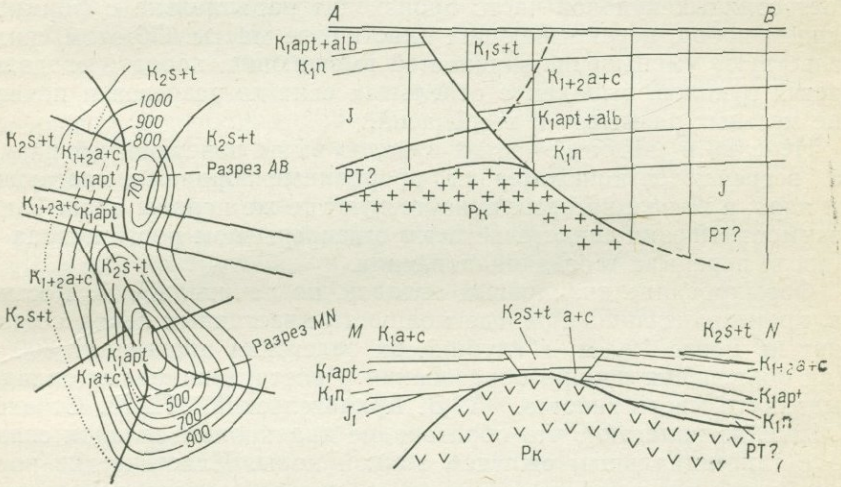


Рис. 134. Структурная схема и разрезы типичной диапировой складки Эмбенского района (масштаб разрезов в 5 раз крупнее масштаба схемы), по Н. В. Неволину и А. П. Чопрову

крупные складки, достигающие 10 км и более в поперечнике, относительно редки. Примерами куполовидных складок являются складки Днепровско-Донецкой впадины, а также Эмбенского района, где ядра складок сложены каменной солью, гипсами и ангидритами нижней перми, максимальная мощность которых достигает 2,5—3 км. Вмещающие породы имеют песчано-глинистый состав и относятся (глубокие горизонты складок) к верхней перми и триасу; на крыльях обнажаются отложения юры, мела и палеогена. Общее залегание вмещающих пород, наибольшая мощность которых достигает 9—10 км, спокойное, почти горизонтальное и нарушается лишь вблизи пластичных ядер.

Линейные складки имеют иное строение: при относительно небольшой ширине они вытянуты в длину, которая нередко достигает 10 км и более. Ядра открытых складок отделены от вмещающих пород разрывами. Ширина ядра обычно неодинакова и характеризуется пережимами и раздувами. Районом развития линей-

ных соляных складок является Оренбургское Приуралье. Складки здесь вытянуты в меридиональном направлении в соответствии с общим простиранием пород. Ядра складок сложены каменной солью, гипсами и ангидритами раннепермского возраста; в плане они образуют цепочки, из которых составляются огромные кольца и овалы. Окружающие их породы собраны в плавные складки, представляющие собой чередование широких синклиналей и узких антиклиналей, сложенных карбонатно-терригенными отложениями верхней перми и триаса.

Соляные купола развиваются в течение длительного времени. Рост соляных куполов часто происходит параллельно с формированием пород, перекрывающих пластичные массы. Об этом свидетельствуют уменьшение мощностей вмещающих пород в сводовых частях куполов, выпадение отдельных свит из разрезов и появление местных размывов и несогласий.

Нередко в сводовых частях куполов выше поверхностей размыва встречаются конгломераты, прорванные породами, слагающими ядро, в гальке которых присутствуют те же породы ядра. Такие взаимоотношения свидетельствуют о непрерывном росте купола до и после перерыва в осадконакоплении.

Формирование диапировых складок, по данным Ю. А. Косыгина, происходит лишь там, где мощность пластичных пород составляет не менее 120 м, а глубина их залегания превышает 300 м. Для объяснения причин образования и роста диапировых складок выдвинуто много гипотез. А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Г. Штилле полагают, что образование диапировых складок связано с тангенциальным сжатием земной коры. Пластические породы, будучи вовлеченными в процесс сжатия, вместе с окружающими их хрупкими породами выжимаются из крыльев в ядро антиклиналей, где при благоприятных условиях они могут прорвать перекрывающие их породы и образовать диапировые складки (см. рис. 130, *м*).

Иной точки зрения придерживаются А. А. Богданов и другие исследователи. Изучая строение приуральских диапировых складок, А. А. Богданов обратил внимание на несовпадение их строения со структурой пород, подстилающих пластичные массы. Выяснилось, что диапировые складки располагаются не над антиклиналями в подстилающих породах, а над глубокими мульдами. По мнению А. А. Богданова, решающим в образовании диапировых складок является выжимание солей с бортов к центральным частям тех впадин, в которых происходило осадконакопление. Скопление пластичных пород в центральных частях впадин может приводить к прорыву перекрывающих их толщ и к образованию диапировых складок (см. рис. 130, *л*).

Ю. А. Косыгин, а также американские исследователи В. Бартон, Г. Нетльтон и другие рост соляных куполов объясняют различием в плотностях солей (2, 15) и вмешающих пород (2,3—2,4). При вертикальной амплитуде складки, составляющей не менее 1 км, разница в давлении над сводом купола и над его крыльями

может вызвать перемещение легких пластичных масс ядра складки вверх.

Образование соляных куполов в Прикаспийской впадине в настоящее время связывается главным образом с инверсией плотностей солей и покрывающих их пород. Учитывается и тектоническая обстановка. Ведущим в этом процессе является различное давление на соль, величина которого зависит от мощности, температуры, состава солей, их влажности и присутствия примесей.

Касаясь оценки приведенных выше взглядов на образование соляных куполов, следует отметить, что каждый из рассмотренных процессов доминирует при благоприятной динамической обстановке. В Прикарпатье (Румыния) при образовании соляных куполов в зоне линейной складчатости главную роль играло, по-видимому, тангенциальное сжатие миоценовых толщ. В Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах решающее значение имели гравитационные силы. При достижении куполами определенной высоты в продвижении соляного ядра вверх большое значение начинает приобретать различие в плотностях солей и вмешающих пород.

Глиняные диапиры распространены в СССР в плиоценовых отложениях на Керченском, Таманском, Апшеронском полуостровах и в других районах. На Керченском и Таманском полуостровах к ядрам многих глиняных диапиров приурочены действующие грязевые вулканы. И. М. Губкин указывает, что грязевые вулканы возникают там, где к наиболее поднятым и наиболее разрыхленным и смятым породам подходит подток воды, газа и затем нефти. Извержения грязевых вулканов достигают огромной силы и сопровождаются воспламенением газов с появлением высокого (до 300 м) огненного столба, а также мощными извержениями сопочных грязей, брекчий и глыб, создающих в море острова, а на суше высокие конусы.

Приведенные выше данные далеко не исчерпывают возможных условий, при которых происходит образование поверхностных складок. Из описанных выше типов складки регионального смятия *облекания* и *гравитационного скольжения по площади* распространения в поверхностных зонах земной коры составляют основную массу складчатых сооружений. Остальные типы складок распространены не так широко и имеют местное значение.

Значительно менее полно изучены процессы образования глубинной складчатости. Глубинные складки, имеющие широкое региональное распространение, развиты преимущественно в докембрийской и в меньшей степени в нижнепалеозойских толщах. В средне- и верхнепалеозойских, а также в мезозойских породах глубинные складки развиваются лишь в том случае, если породы были погружены на достаточно большую глубину.

Основную роль при перекристаллизации пород на больших глубинах, кроме огромного всестороннего давления, играет, по-видимому, стресс, вызывающий перемещение вещества. Сложные складки в таких породах, как гнейсы, особенно хорошо заметные по смятию заключенных в них жильных образований, позволяют

рассматривать глубинную складчатость как складчатость течения, развивающуюся под влиянием стресса в условиях пластичного состояния горных пород при высокой температуре и высоком всестороннем давлении. При этом перемещение пород происходит в виде вязко-пластичного течения и одновременно охватывает всю массу пород. Наблюдения показывают, что оси деформации *a* и *c*,

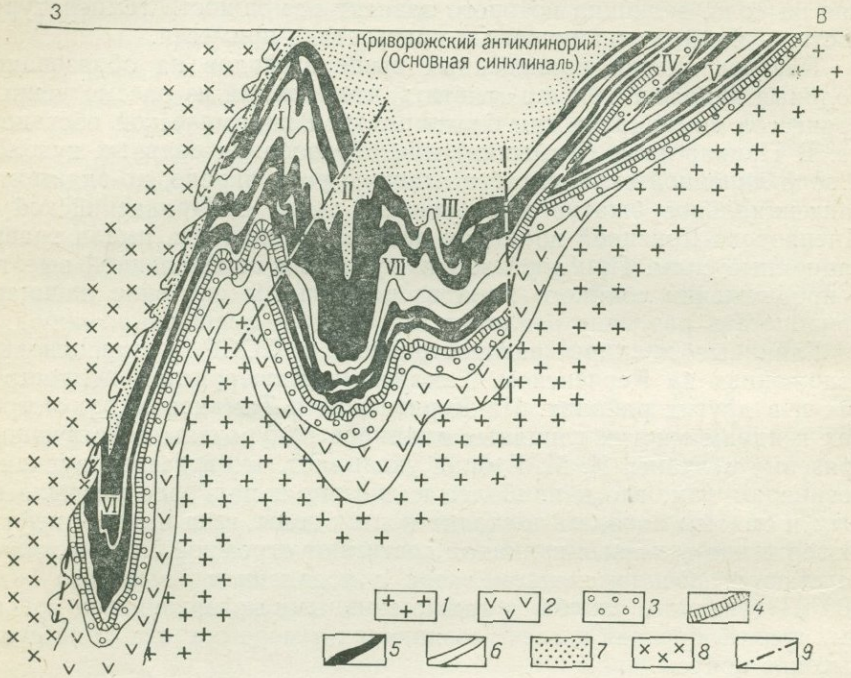


Рис. 135. Тектоническая схема Криворожского бассейна, по Я. Белевцеву.

1 — саксаганские плагиограниты; *2* — амфиболиты; *3* — нижняя свита криворожской серии; *4* — тальк-карбонатный горизонт; *5* — железорудные горизонты средней свиты; *6* — сланцевые горизонты средней свиты; *7* — верхняя свита; *8* — криворожские микроклин-плагиоклазовые граниты; *9* — тектонические разрывы. I — Таранако-Лихмановская антиклиналь; II — Западно-Генгулецкая мульда; III — Восточно-Генгулецкая мульда; IV — Саксаганская антиклиналь; V — Саксаганская синклиналь; VI — Лихмановская синклиналь; VII — Советская антиклиналь

вдоль которых происходит увеличение высоты и сокращение ширины складки, располагаются в плоскости, перпендикулярной к осевой линии складки, а промежуточная ось *b* параллельна оси складки и существенных деформаций вдоль нее не происходит.

При разнородном составе пород слои с низкой вязкостью могут образовывать раздувы в замках антиклинальных складок, а при очень больших различиях в вязкости с окружающими слоями деформации могут принять хаотический характер или образовать мелкую плойчатость и в конечном счете привести к дисгармоничной складчатости.

На образование складок течения большое влияние оказывает время действия нагрузок. Длительные нагрузки позволяют превы-

сить предел длительной прочности и вызвать непрекращающуюся ползучесть.

Силы, вызывающие образование глубинной складчатости, могут действовать преимущественно в горизонтальном или вертикальном направлении. Горизонтальные силы обусловливают формирование складчатости вертикального течения, вертикальные силы — складчатости горизонтального течения.

Складки вертикального течения (рис. 135). Основное значение в этом процессе имеют перемещения огромных сегментов земной коры (и подкорового вещества) вдоль глубинных разломов, направленных под углом к поверхности Земли, вследствие чего при общем горизонтальном сжатии огромные клинья выдавливаются вверх. Складки вертикального течения характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутыми крыльями, вертикальным и крутым положением осевых поверхностей, горизонтальным или слабо наклонным положением шарниров, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям, и кливажем (см. ниже).

Складки горизонтального течения. Вертикально действующие силы в глубоких зонах земной коры, приводящие к образованию складок горизонтального течения, возникают при общих поднятиях. Они вызываются также перемещением магматических масс в верхние части земной коры: магма, встречая гравитационное сопротивление вышележащих толщ, раздвигает их, вызывая выжимание и неравномерное перемещение материала в горизонтальном или наклонном направлении. Такого типа складчатые структуры особенно интенсивно развиты в докембрийских толщах и гранитогнейсах.

Складки горизонтального течения обладают плавными очертаниями, крутонаклонными или вертикальными шарнирами, крутым или вертикальным падением пород на крыльях.

В плане складки горизонтального течения нередко отличаются сочетанием самых различных по размерам форм и общим веерообразным расположением, отражающим различное перемещение материала под влиянием неравномерной нагрузки.

Складки горизонтального течения изучены пока еще недостаточно и хорошо заметны лишь вблизи границ крупных интрузивных массивов.

Экзогенная складчатость

Складчатые структуры, характеризующие экзогенную складчатость, перечислены в табл. 4, и немногие из них нуждаются в детальных пояснениях.

Основное значение в образовании экзогенной складчатости имеет сила тяжести, эффективность действия которой тесно связана со строением современного, а иногда и древнего рельефа.

Складки, обусловленные деформациями при эпигенезе и диагенезе осадков, представляют собой многочисленную разнообраз-

ную по строению группу нарушений, обусловленную главным образом неравномерными дегидратацией и уплотнением осадков, а также переходом из одного физико-химического состояния в другое. Выражены эти нарушения мелкими короблениями, а в галогенных породах нередко складками течения, указывающими на пластические перемещения, связанные с нагнетанием или с оттоком вещества.

Складки, вызываемые разгрузкой от вышележащих толщ, возникают в днищах долины или на крутых склонах. Они выражены плавными выгибами слоев в сторону открытого пространства, а на крутых склонах долин в пластичных породах нередко возникают мелкие вспучивания и структуры течения, свидетельствующие о перемещениях вещества к поверхности.

Деформации пород, обусловленные карстовыми процессами, провалами и обвалами, имеют локальный характер и возникают в непосредственной близости от мест развития указанных явлений. Выражены они как мелкими пластичными смятиями пород, так и (значительно чаще) образованием в них разрывов, дроблений и тектонических брекчий.

Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации), распространены преимущественно на севере и в средней полосе страны, подвергавшейся в прошлом интенсивному материковому оледенению. Этого рода дислокации известны в Поволжье, к северу и югу от Москвы, в окрестностях Ленинграда. В результате гляциодислокаций появляются мелкие, но часто сложные опрокинутые и разорванные складки, быстро затухающие на глубине, образующиеся в относительно пластичных породах — глинах, мергелях, известняках и т. п. Складки обычно возникают на возвышенных участках доледникового рельефа под напором перемещающихся по ним ледяных масс. Вертикальная амплитуда складок может достигать 30 м, общее положение их осевых поверхностей перпендикулярно к направлению движения льда. Нередко такие деформации сопровождаются появлением глыб-отторженцев, оторванных от коренных пород и перенесенных льдом на значительные расстояния.

К экзогенным структурам относятся также разнообразные по форме первичные наклоны и изгибы поверхностей наслоения, вызываемые неровностями эрозионного рельефа, на котором происходит отложение осадков; они имеют иногда внешние черты сходства с настоящими складками (псевдоскладки, или ложные складки); к этой же группе принадлежат также первичные наклоны, связанные с различной скоростью отложения осадков и неравной мощностью пород.

Первый вид псевдоскладок обычно носит название структур облекания. В. Д. Наливкин и Л. И. Розанов, изучавшие структуры облекания в Волго-Уральской нефтяной области, выделяют среди них два типа. В первом неровности эрозионного рельефа выполняются вышележащими осадками, сравнивающими их, и горизонты, удаленные от поверхности размыва, перестают быть зависимыми

от формы рельефа этой поверхности. Во втором случае нижние слои повторяют форму размытой поверхности и образуют структуры облекания, прослеживающиеся в толще пород мощностью в сотни метров.

В структурах первого вида выше поверхности эрозионного рельефа залегают терригенные осадки, характеризующие относительно мелководные условия. Вследствие движения воды осадки перемещаются по дну, заполняя впадины и сглаживая неровности эрозионного рельефа.

Во втором типе структур облекания развиты карбонатные осадки, образующиеся на относительно больших глубинах: при этом хемогенный и органогенный карбонатный материал оседает на неровную поверхность дна и отлагающиеся осадки повторяют нижележащий эрозионный рельеф, образуя структуры облекания.

Как следует из описания структур облекания и приведенной выше характеристики складок облекания, они имеют совершенно различное происхождение. Складки облекания образуются при пластических деформациях мягких, слабоуплотненных толщ, обусловленных неравномерными вертикальными движениями фундамента, на котором накапливаются осадки. Структуры облекания не являются настоящими складками, а представляют собой первичные наклоны, возникающие в осадочных толщах в процессе накопления осадков без всякого участия пластических деформаций.

В заключение остановимся на взаимоотношениях выделенных генетических типов складок.

Развитие складок в большинстве случаев обычно начинается с конседиментационных форм. В дальнейшем при тектонических движениях конседиментационные складки преобразуются в тот или иной тип поверхностной складчатости; при погружении складчатых комплексов на значительные глубины в зоне интенсивного метаморфизма, имеющего в одних случаях региональное распространение, в других — связанного с активными магматическими процессами, из поверхностных складок развиваются глубинные.

Каждый из комплексов складок обычно образует самостоятельный структурный этаж, однако в реальной обстановке в земной коре не все комплексы могут присутствовать в разрезах. При отсутствии благоприятных условий одни из них могут вообще не возникнуть, в других случаях складчатые комплексы могут быть уничтожены эрозией.

Дисгармоничная складчатость

Дисгармоничной складчатостью называется сочетание одновременных по возникновению, но различных по форме складок, развитых в разнородных по составу горных породах. Появление дисгармоничной складчатости зависит от условий, в которых развиваются складки, и от состава слагающих их пород.

Дисгармоничная складчатость образуется в условиях тектонической обособленности отдельных слоев или комплексов, отражающейся в различных формах их перемещения, а нередко и полного разобщения по отношению к прилегающим слоям или толщам.

До недавнего времени существовало распространенное мнение о постепенном усложнении складчатости с глубиной. Накопленные за последние годы материалы и особенно данные глубокого бурения показывают несостоятельность этих представлений. При дисгармоничной складчатости породы, смятые в самые сложные складки, нередко подстилаются толщами, в которых развиты лишь плавные, пологие изгибы.



Рис. 136. Дисгармоничная складчатость в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях северо-западной части Центрального Каратау, по В. В. Эзу.

1, 2 — карбонатно-глинистые породы нижнего карбона (*1* — шукурганатский, *2* — аккалпинский горизонт); *3—5* — то же, верхнего девона (*3* — жанкурганский, *4* — джилагантанский, *5* — карпешский горизонт); *6* — песчаник франского яруса и среднего девона (тюлькубашская свита)

Наиболее интенсивная складчатость возникает в слоистых толщах аргиллитов, мергелей, известняков, ангидритов, доломитов, гипсов и солей. В мощных толщах массивных алевролитов, песчаников, конгломератов и вулканогенных образований развиваются обычно крупные плавные складки. При разнообразном составе толщ складчатость в них зависит от состава преобладающих пород. Если среди аргиллитов или известняков оказываются подчиненные прослои песчаников, неспособных в силу своей хрупкости повторить изгибы окружающих их пород, они ломаются и перемещаются по частям, приспосабливаясь к изгибам более пластичных слоев.

Дисгармоничные складки могут образоваться как в пределах одной складчатой структуры, так и быть распространены на обширных площадях. Примерами локальной дисгармонии могут служить складки течения, возникающие в пластических породах ядер диапировых структур (см. рис. 123).

Дисгармоничная складчатость широкого плана очень часто возникает при гравитационных смещениях, например очень сложно построенные наклонные и опрокинутые складки в таврическом флише Горного Крыма.

Примером дисгармоничной складчатости могут служить складки, развитые в девонских и каменноугольных отложениях западной части Центрального Казахстана и хребты Каратау. Отложе-

ния среднего девона и франского яруса указанных районов сложены преимущественно красно-и сероцветными конгломератами и песчаниками, собранными в плавные широкие складки с углами падения на крыльях, не превышающими 30°. Перекрывающие их отложения фаменского яруса и нижнего карбона состоят из мощной толщи известняков, мергелей, доломитов и аргиллитов, смятой в исключительно сложные наклоненные и опрокинутые складки. Складчатость верхнего этажа ориентирована параллельно осям прогибов и особенно интенсивна на их крыльях (рис. 136).

Складки волочения

Складки волочения представляют собой разновидность дисгармоничной складчатости, отличающуюся незначительными размерами складок.

При изучении слоистости в породах, смятых в складки, нередко в пластичных, податливых слоях, например аргиллитах или мергелях, зажатых среди крепких и хрупких пород, подобных песчаникам, отмечается появление мелких складок, развитых только в пластичных породах и отсутствующих в покрывающих и подстилающих их хрупких слоях. Эти мелкие складки носят название складок волочения. Расположение складок волочения в основной складке имеет ряд особенностей. В разрезе осевые поверхности складок волочения наклонены под одним и тем же углом к поверхности наслоения ограничивающего их слоя (рис. 137). Этот угол может быть неравным в слоях различного состава. Обычно он меньше в более пластичных породах и больше в породах менее пластичных.

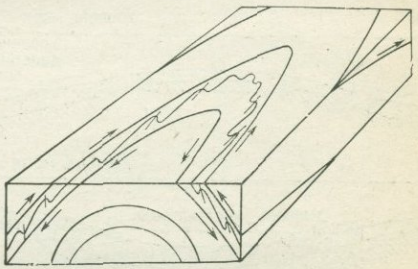


Рис. 137. Схематическое изображение складок волочения в плане и разрезе, по Невину.
Стрелки — направление движения непластичных слоев

В плане осевые линии складок волочения ориентированы приблизительно параллельно осям основных складок и их шарниры погружаются в одну и ту же сторону. Складки волочения развиваются преимущественно на крыльях основной складки; в замках складок они нередко отсутствуют.

Образование складок волочения связывается со скольжением слоев относительно друг друга в процессе формирования основной складки. Верхние слои скользят в направлении от оси синклинальной складки к замкам смежных антиклиналей, нижние слои — в обратном направлении. Острый угол между осевыми поверхностями складок волочения и поверхностью наслоения обращен в сторону движения слоев.

При ином направлении скольжения слоев относительно друг друга при формировании складок взаимоотношения между основной складкой и складками волочения могут отличаться от вышеописанных.

Связь осадконакопления и складчатости

Образование складок нередко теснейшим образом связано с осадконакоплением. Оба эти процесса в таких случаях развиваются одновременно, хотя следует подчеркнуть, что обычно развитие складчатости не заканчивается с прекращением осадконакопления, а происходит и позже, даже с большей интенсивностью.

Одновременность складкообразования и накопления осадков обнаруживается по связи между расположением и формой складок, составом и мощностью слагающих их пород. В сводах антиклинальных складок, развивающихся параллельно с осадконакоплением, осадки более грубозернисты, а мощность их меньше, чем на крыльях. Нередко в сводовых частях антиклиналей появляются местные разрывы и отдельные толщи выпадают из разреза.

Обогащение сводовых частей антиклинальных складок крупнозернистым материалом и сокращение мощности осадков объясняются следующим образом. Представим себе, что в морской бассейн выносится терригенный материал различной размерности, осаждающийся относительно равномерно на дне. Если свод антиклинали окажется поднятым над уровнем волн, тонкие осадки будут выноситься из его пределов во время волнений и захоронятся на крыльях антиклинали. *Таким образом*, произойдет обогащение свода антиклинали крупнозернистым материалом и сильно уменьшится мощность осадков (рис. 138, *а*). Поднятие свода антиклинали выше уровня воды вызовет размыв *ранее накопившихся* на нем осадков, а образование новых толщ может начаться с отложения базальных конгломератов.

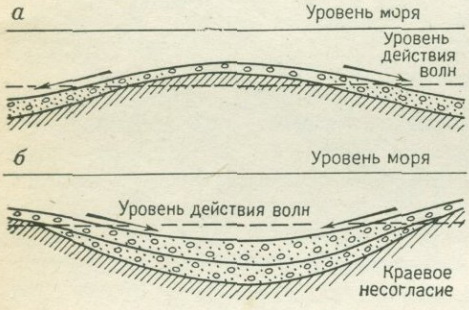


Рис. 138. Схема накопления осадков на своде формирующихся антиклинальной (*а*) и синклинальной (*б*) складок

При образовании синклинальных складок параллельно с осадконакоплением мощность пород в их замках оказывается наибольшей, а состав осадков более мелкозернистым, чем на крыльях. При этом особенно характерны краевые несогласия, развивающиеся по периферии синклиналей по мере их роста и характеризующиеся полным перекрытием ранее отложившихся пород более молодыми и переходом последних к своду прилегающих антиклина-

лей во все более древние образования (рис. 138, *б*). Нередко крылья синклиналей благоприятны для накопления рифогенных известняков.

Если осадконакопление и складчатость происходит ниже уровня действия волн, отмеченные признаки могут не проявляться. При таком сочетании складки, развивающиеся одновременно с накоплением осадков, будут иметь одинаковые мощности в своде и на крыльях. Указанием на одновременность обоих процессов в таких случаях может явиться подводное оползание осадков на крыльях складок, получивших достаточно большие наклоны, и образование трещин отрыва в сводах складок, наполненных материалом из покрывающих слоев.

Изображение складчатых форм залегания на аэрофотоснимках

При дешифрировании складчатых структур следует проявить большую осторожность. Нередки случаи отчетливого изображения складок на аэрофотоснимках, но столь же часто расшиф-



Рис. 139. Синклинальные и антиклинальные складки (аэрофотоснимок)

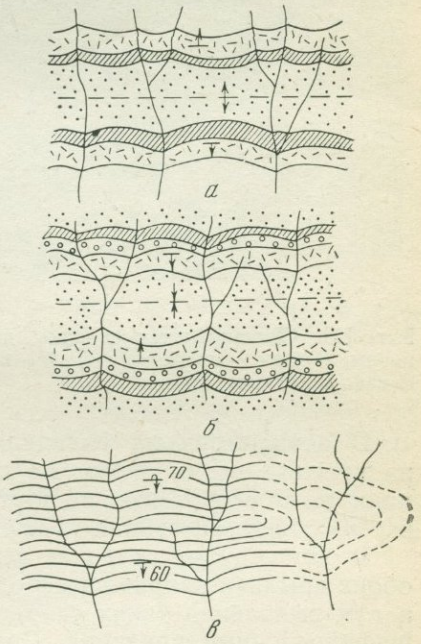


Рис. 140. Антиклинальная (*а*) и синклинальная (*б*) складки, отдешифрированные по симметричному расположению пород и по пластовым треугольникам; антиклинальная опрокинутая складка (*в*), отдешифрированная по периклинальному замыканию

ровка условий залегания слоистых толщ, даже четко видимых на снимках, сильно затруднена.

Основное значение при дешифрировании складок имеют пластовые треугольники, а также особенности литологического состава и замыкания складок. Каждый из указанных признаков может служить основанием для дешифрирования складчатых форм зале-

гания, однако нередко приходится использовать все три признака. Большое значение при этом имеет изучение геоморфологических особенностей рельефа (рис. 139).

Строение складок с наклоном крыльев в разные стороны от ее оси можно выявить по пластовым треугольникам, которые в антиклинальных структурах своими вершинами направлены в противоположные стороны (рис. 140, *а*), а в синклиналях — навстречу друг другу (рис. 140, *б*, 141).

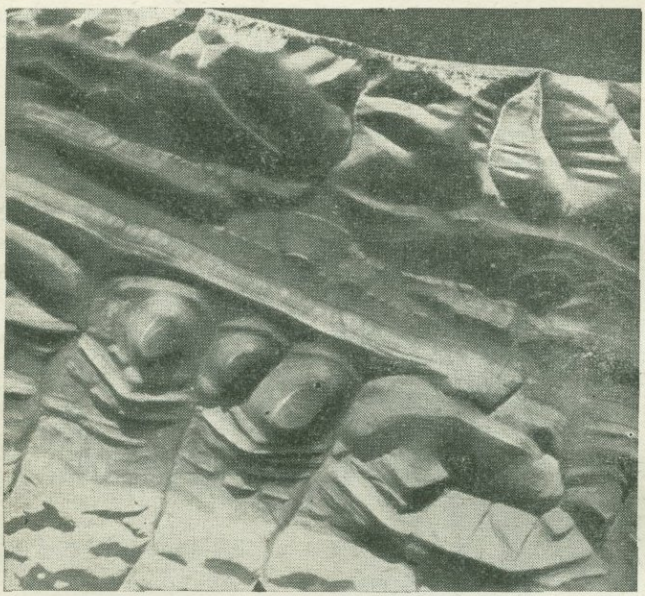


Рис. 141. Синклинальная складка, дешифрирующаяся по пластовым треугольникам. В ядре — отложения триаса и перми, на крыльях — отложения кембрия. Северо-Восточная Сибирь

В асимметричных складках форма пластовых треугольников на крыльях неодинакова: на пологом крыле пластовые треугольники более острые, чем на крутом, и они совершенно исчезают при вертикальном залегании крыла (рис. 142).

В опрокинутых складках вершины пластовых треугольников на обоих крыльях направлены в одну и ту же сторону (см. рис. 140, *в*) и для выявления таких складок необходимо привлечь другие дешифровочные признаки. Среди последних решающее значение могут иметь периклинальные и центриклинальные замыкания складок, позволяющие не только выявить складчатое залегание, но и установить положение оси складки, а также направление погружения шарнира (рис. 143).

При выровненном рельефе, однообразном составе пород и изоклинальных складках их замыкания могут явиться единственным

надежным признаком дешифрирования складчатых форм залегания.

Симметричное расположение одних и тех же пород относительно осевой линии на эрозионных срезах складки может служить основанием для дешифрирования складчатых структур. Симметричность выражается в виде чередования слоев или пачек слоев с



Рис. 142. Асимметричная антиклинальная складка, погружающаяся на юго-запад, сложенная верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Северо-западное крыло крутое, юго-восточное — пологое, Копет-Даг

различным тоном или окраской, неодинаковой мощностью или отличиями в строении микрорельефа. Последний признак особенно надежен в сочетании с тоном изображения.

Определения элементов залегания и мощностей пород на крыльях складок производят приемами, описанными в гл. 10.

Изображение складок на картах

При достаточном стратиграфическом расчленении изображение складчатых структур на геологических картах не составляет большого труда и практически сводится к прослеживанию обнажающихся на поверхности стратиграфических подразделений или маркирующих горизонтов. Последними называются слои горных пород, обладающие относительно широким распространением, выдержанной мощностью и признаками, позволяющими легко вы-

делить их среди окружающих пород. Величина мощности при этом существенного значения не имеет. Характерные признаки, позволяющие опознавать маркирующие горизонты, могут быть самыми различными. Чаще всего маркирующие горизонты выделяются по составу пород, например: пласты угля, слои песчаников или конгломератов среди известняков, либо, наоборот, известняков среди терригенных пород, слои доломитов, гипсов, солей и т. д. Важное значение при выделении маркирующих горизонтов имеют: характерная окраска, присутствие какого-либо или нескольких видов



Рис. 143. Изоклинальные складки в нижнекаменноугольных отложениях Центрального Казахстана, дешифрирующиеся по их замыканиям

окаменелостей, конкреций (например, гипсы, фосфориты и др.), различных включений (пирит, марказит и серы и др.), характерная текстура — комковатость, зернистость, оолитовое строение и т. д. Частота выделяемых маркирующих горизонтов должна быть такой, чтобы они достаточно четко отражали структуру, но не перегружали карту.

Большие возможности в картировании складчатых структур связаны с тщательным дешифрированием аэрофотоматериалов, которые для многих районов, например Степного Казахстана, являются наиболее надежными источниками информации.

Чрезвычайно важно найти правильные соотношения между дробностью стратиграфического расчленения и масштабом карты. При недостаточной для заданного масштаба карты расчлененности разреза отдельные складчатые структуры могут быть упущены и, наоборот, при чрезмерной стратиграфической дробности карта становится трудно читаемой.

Для изображения складок, развитых на той или иной глубине, применяются структурные карты, на которых с помощью линий одинаковых высот (изогипс) изображается гипсометрическое по-

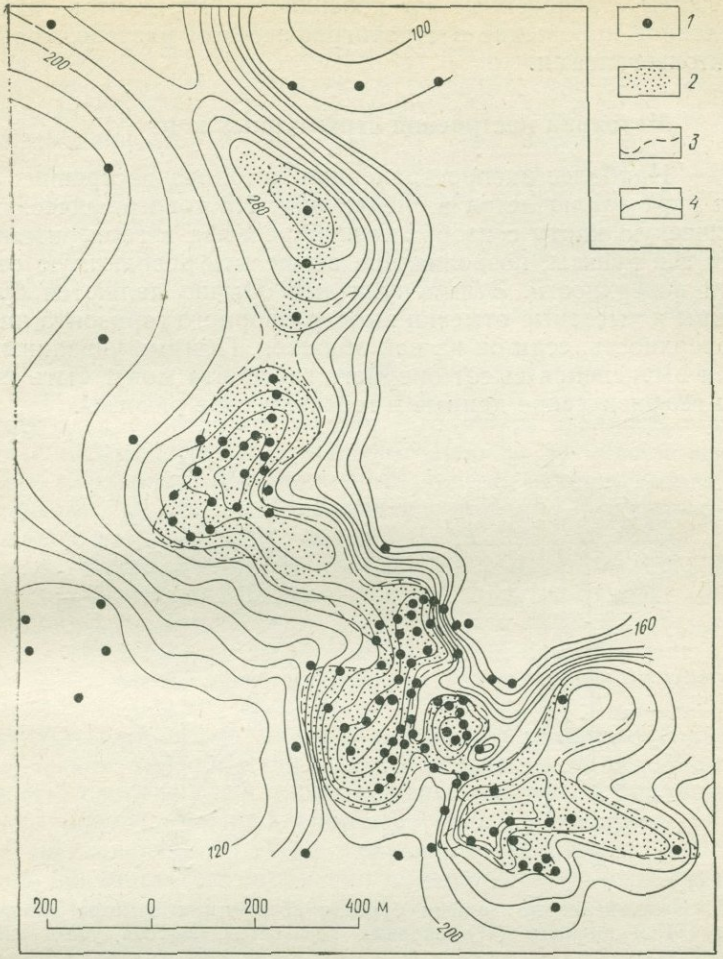


Рис. 144. Структурная карта поверхности размыва в фораминиферовых слоях, по И. М. Губкину.

1 — буровые скважины; *2* — песчаные линзы с легкой нефтью, залегающие в руслообразном размыве; *3* — граница распространения нефтеносной залежи; *4* — стратоизогипсы поверхности размыва

ложение опорных поверхностей. Таковыми могут быть кровля или подошва выделяемых в разрезе стратиграфических горизонтов, кровля или подошва резко выделяющегося по составу слоя в пачке слоев, пласты, заключающие полезные ископаемые, поверхности несогласия, поверхность интрузивных пород и др. Наиболее широко распространены карты, составленные по опорным стратиграфическим горизонтам или горизонтам, включающим полезные ископаемые: газ, нефть, уголь и др. (рис. 144).

Изогипсы, проведенные по поверхности горизонтов, имеющих определенное положение в стратиграфическом разрезе, называются стратоизогипсами.

Методика построения структурных карт

Наиболее распространенная методика построения структурных карт заключается в следующем. На топографическую или геологическую карту с изображением рельефа в горизонталях наносятся все пункты, позволяющие вычислять абсолютную отметку опорной поверхности. Этими пунктами обычно являются буровые скважины и высотные отметки выхода опорного горизонта на дневную поверхность, если он на ней обнажен. Помимо указанных данных для вычисления высот опорного горизонта могут быть использованы *геофизические данные и геологические разрезы.*

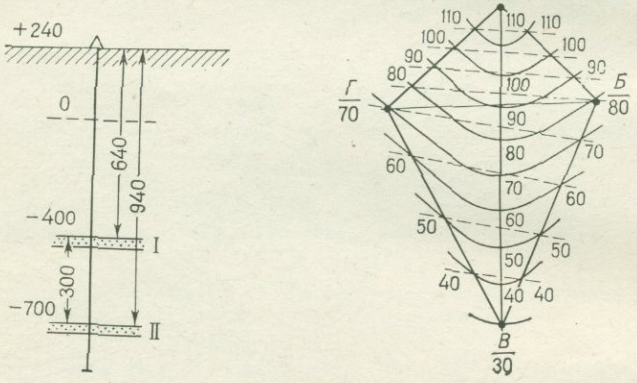


Рис. 145. Нахождение по данным бурения абсолютных отметок поверхностей верхнего (I) и нижнего (II) опорных горизонтов. Высота устья скважины +240 м.

0 — уровень горизонта; 640 м — глубина до поверхности верхнего опорного горизонта (I); 940 м — глубина до поверхности нижнего опорного горизонта; 400 — абсолютная отметка поверхности верхнего опорного горизонта; 300 — мощность промежуточной толщи (м); 700 — абсолютная отметка поверхности нижнего опорного горизонта

Рис. 146. Варианты структурной карты.

Первый вариант (сплошные линии) построен по сторонам треугольников *АБВ* и *АВГ*, второй (*пунктирные линии*) — *по треугольникам АБГ, БВГ* (*во втором варианте карты отсутствует* поднятие, хорошо выраженное при первом варианте, получившееся за счет неверной интерпретации высотных отметок по линии *АВ*). Цифры — абсолютные высоты (м)

Вычисление абсолютных отметок опорного горизонта по данным буровых скважин производится следующим образом. Из буровых журналов берутся высота устья скважины и глубина до опорной поверхности. Вычитая из первой вторую, получаем абсолютную высоту поверхности опорного горизонта (рис. 145). Необходимо при этом учитывать искривление скважин для внесения соответствующей поправки.

После вычисления высотных отметок для всех пунктов указывают их значение на карте. Далее все пункты соединяют прямыми линиями, из которых составляется сеть треугольников. При этом необходимо стремиться к тому, чтобы треугольники были по возможности равносторонними. Выбрав вертикальное расстояние между стратоизогипсами, находят отметки на сторонах треугольников и соединяют однозначные отметки плавными кривыми линиями — стратоизогипсами. Весь процесс составления структурной карты напоминает изображение рельефа земной поверхности с помощью горизонталей. Интерполяция данных по сторонам треугольников производится с помощью палетки, вычерчиваемой на восковке.

Качество структурной карты во многом зависит от правильно построенной сети треугольников. Стремиться строить равносторонние треугольники необходимо для того, чтобы избежать появления на карте отсутствующих в действительности изгибов поверхности опорного горизонта, обусловленных только интерполяцией высотных отметок. На рис. 146 приведены примеры правильной и неправильной разбивки сети треугольников.

Следует внимательно проследить за тем, чтобы стороны треугольников не пересекли участков, на которых отметки поверхности опорного горизонта были бы выше или ниже интервала отметок, указанных на концах соответствующей стороны треугольника. Не учитывая этого, легко пропустить поднятия и прогибы в кровле опорного горизонта (рис. 147).

Чрезвычайно важно увязать структуры опорного горизонта с геологической картой. Если опорный горизонт не обнажен на поверхности, следует очень внимательно отнестись к значению мощности толщи, отделяющей опорный горизонт от пород, обнажающихся на поверхности. При изменении мощности необходимо выявить причины этого изменения и не допустить в этом случае ошибок в построениях. Если опорный горизонт обнажается на поверхности, нужно проверить точки пересечения стратоизогипсы с границами выхода горизонта. При правильно составленной карте в точках пересечения стратоизогипс и границ выхода опорного горизонта на поверхность их высотные отметки должны совпадать.

Построив структурную карту опорного горизонта, геологу нередко приходится на той же площади выявлять строение нижележащего опорного горизонта. Для этой цели может быть использован метод, известный под названием метода схождения. Сущность этого метода заключается в том, что, пользуясь структурной картой верхнего горизонта и сопоставляя с ней мощность пород, отделяющих верхний горизонт от нижнего, строят структурную карту нижнего горизонта.

Разберем построение структурной карты методом схождения на следующем примере. По данным бурения построена структурная карта верхнего продуктивного горизонта, образующего овальную пологую брахиантиклинальную складку (рис. 148). При дальнейшем бурении одной из скважин (*А*) на глубине 940 м вскрыт

еще один продуктивный горизонт. Для построения структурной карты по нижнему горизонту прежде всего необходимо установить мощность пород, отделяющих нижний горизонт от верхнего. Для этого нужно иметь данные не менее чем по трем скважинам. После добуривания до нижнего продуктивного горизонта еще двух скважин вычисляем по каждой из них мощность промежуточной толщи, оказавшейся равной в скв. *А* 300 м, в скв. *Б* 500 м и в

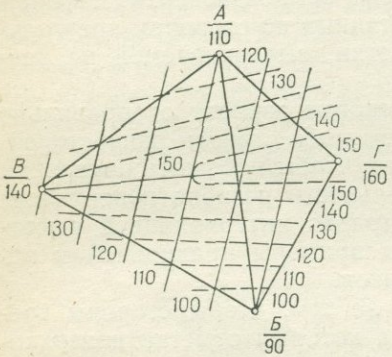


Рис. 147. Варианты структурной карты.

Первый вариант (сплошные линии) построен по скважинам *А*, *Б* и *В*, второй (пунктир) — по скважинам *А*, *Б*, *В*, *Г*; различие в положении стратоизогипс первого и второго вариантов объясняется неверно построенной стороной треугольника между скважинами *А* и *Б*. Высотные отметки даны в метрах

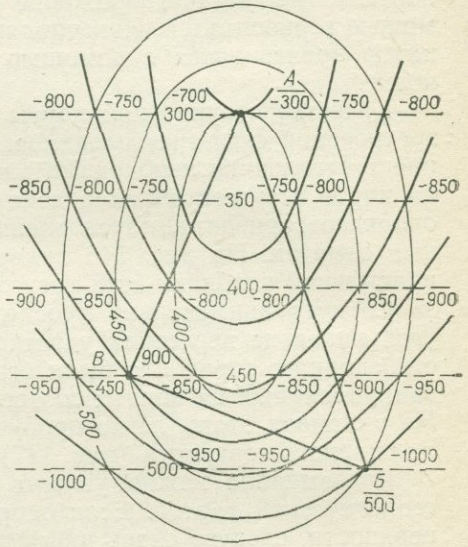


Рис. 148. Структурная карта, построенная методом схождения.

Тонкие линии — стратоизогипсы поверхности верхнего опорного горизонта, утолщенные — стратоизогипсы поверхности нижнего опорного горизонта, пунктирные — изохоры. Цифры на изохорах — мощности (м), остальные цифры — абсолютные высоты (м)

скв. *В* 450 м. Для вычисления мощности промежуточной толщи пород необходимо из значения глубины залегания нижнего продуктивного горизонта вычесть значение глубины залегания верхнего продуктивного горизонта.

Как видно из приведенных цифр, мощность промежуточной толщи непостоянна. Для выяснения направления изменения мощности строим карту равных мощностей промежуточной толщи пород. На таких картах положение равных мощностей указывается условными линиями. Линии равных истинных мощностей называются изопахитами, а линии равных вертикальных мощностей — изохорами. Вертикальная мощность всегда больше истинной, однако при незначительных углах наклона пород, не превышающих 10°, разница между вертикальной и истинной мощностями невелика и без существенных ошибок вместо истинных мощностей можно пользоваться вертикальными мощностями.

Для построения изохор соединяют пункты расположения скважин на карте прямыми линиями. На сторонах образованного треугольника находят значения мощности промежуточной пачки через интервалы, соответствующие интервалам между стратоизогипсами верхнего продуктивного горизонта. Например, если стратоизогипсы проведены через 100 м, интервалы между изохорами также должны быть равны 100 м. Точки с одинаковыми значениями мощности на сторонах треугольника соединяют прямыми линиями, которые будут представлять собой изохоры промежуточной толщи. Если скважин более трех, необходимо строить ряд треугольников, на сторонах которых находятся значения мощности для построения изохор.

Построив карту мощностей и нанеся изохоры на структурную карту верхнего продуктивного горизонта, находим точки пересечения стратоизогипс и изохор. В каждой такой точке вычисляется абсолютная отметка поверхности нижнего продуктивного горизонта, для чего из значения высоты стратоизогипс вычитают значение изохоры. Например, если высота стратоизогипсы составляет — 400 м, а значение изохоры 300 м, абсолютная отметка кровли нижнего продуктивного горизонта будет —700 м.

Вычислив высоты для каждой точки, соединяем одинаковые значения плавными кривыми, которые и будут представлять собой стратоизогипсы нижнего опорного горизонта.

Точки, необходимые для составления структурной карты, можно также получить путем построения ряда разрезов с изображением опорного горизонта. Таких разрезов должно быть достаточное количество, чтобы они освещали положение опорного горизонта на всей площади карты. Высотные отметки для каждой из точек вычисляются по разрезам и затем наносятся по линиям разреза на карту. Точность построенной таким способом структурной карты зависит от обоснованности разрезов.

Изображение складок на структурных картах отличается большой точностью, что обусловливает широкое использование этих карт при разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, имеющих форму пластовых залежей. Структурные карты позволяют изобразить рельеф складок, скрытых под поверхностью Земли, что выгодно отличает такие карты от геологических карт и разрезов. Однако у структурных карт существует и ряд недостатков. Основной заключается в том, что на них изображается лишь один или два горизонта, а не весь комплекс пород, слагающих представляемый на карте участок. В этом отношении геологическая карта имеет ряд преимуществ, так как на ней изображаются все породы, доступные наблюдению. Однако строение земной коры под ее поверхностью на геологической карте выявляется лишь условно, на основании интерпретации данных, полученных на поверхности.

Отмеченные недостатки в изображении складок на геологических и структурных картах могут быть в известной степени устра-

нены построением стратоизогипс непосредственно на геологической карте — прием, получающий все большее и большее распространение.

Построение геологических разрезов с изображением складок

Разрезы через складчатые структуры должны строиться таким образом, чтобы они были ориентированы вкрест простирания осей складок. При ориентировке разреза под углом к линии простирания пород, составляющих складки, в значения углов их наклона на разрезе вводятся соответствующие поправки. Вертикальный масштаб разрезов должен соответствовать горизонтальному. Если вертикальный масштаб разрезов по каким-либо причинам увеличивается, то в значения углов наклона также вводятся поправки. Следует при этом помнить, что изменение углов наклона слоев в разрезе ведет к искаженному изображению складок.

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

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

При изображении сводов складок на разрезе следует ориентироваться на форму их замыкания, изображенную на карте, которая в той или иной степени повторяется в разрезе (рис. 149). Стрельчатое замыкание складок в плане дает основание изображать их острыми и на разрезе; при плавном замыкании таким же плавным должен быть и замок складки на разрезе.

При построении разрезов по карте с недостаточной стратиграфической расчлененностью следует соблюдать осторожность. В таких случаях большое значение приобретает изображение на разрезах осевых поверхностей складок. Например, на одном из разрезов по линии *ВГ* (рис. 150) положение осевых поверхностей складок не учтено, но сохранены углы падения пород (разрез *В′Г′*); мощность пород оказалась при этом искаженной. На разрезе *В″Г″* положение осевых поверхностей также не учтено, сохранены мощности пород, однако углы падения оказываются искаженными. Лишь при учете положения на разрезе осевых поверхностей складок (третий вариант разреза — по линии *ВГ*) удается достичь пра-

вильного изображения складок. Остальные разрезы на рис. 150 построены с учетом положения осевых поверхностей складок.

Большой сложностью отличаются построения разрезов в мощных монотонных складчатых толщах, в которых отсутствуют стратиграфические или литологические горизонты, имеющие широкое

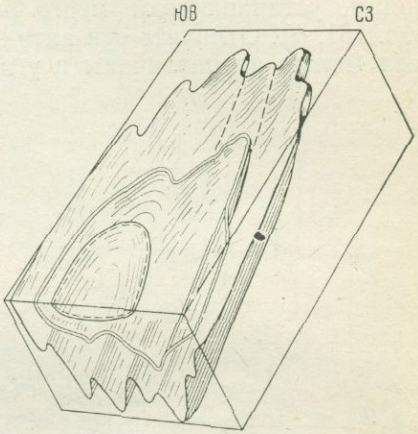


Рис. 149. Форма складки в плане повторяет форму складки в разрезе, по Р. Бертлингу

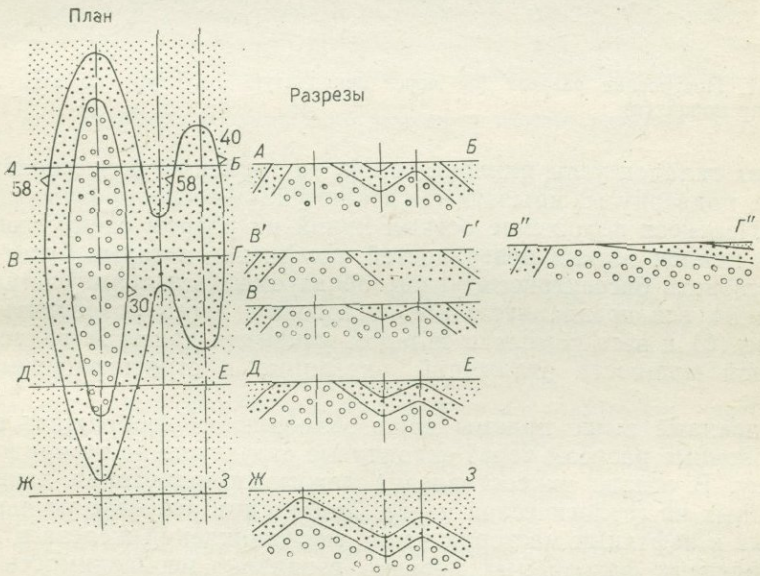


Рис. 150. Разрезы через складчатые структуры, построенные с учетом положения осевых линий (разрезы *АБ*, *ВГ*, *ДЕ*, *ЖЗ*) и без учета положения осевых линий (разрезы *В'Г'*, *В''Г''*)

распространение. Особенно часто таким и свойствами обладают флиш и сланцы, нередко смятые в сложные опрокинутые складки.

На геологических картах в таких случаях указываются лишь границы крупных стратиграфических подразделений, а складки отражаются с помощью элементов залегания (рис. 151).

При построении геологического разреза при таких условиях следует прежде всего установить положение осевых линий складок. С этой целью соединяют расположенные друг за другом точки, в которых замерены нормальное и опрокинутое залегания, или точки с замерами наклонов слоев, направленных в противоположные стороны, и, разделив расстояние между точками замеров пополам, устанавливают место осевой линии (точечные линии на рис. 151, *б*). Отличить оси антиклинальных складок от синклинальных можно по различиям в углах падения слоев: на нормальных

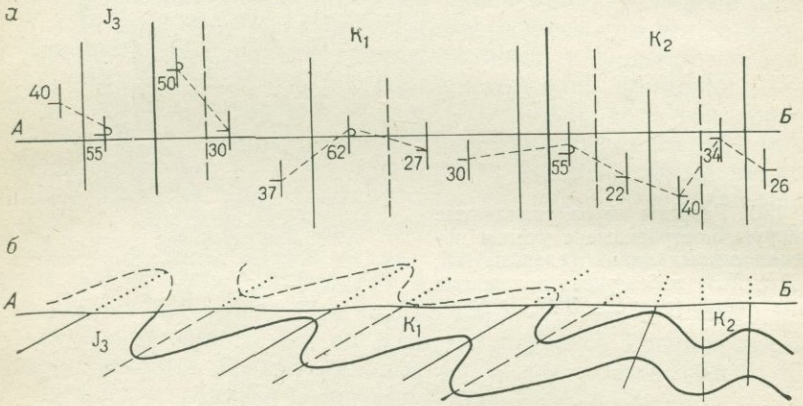


Рис. 151. Построение разреза (*б*) через складчатую структуру по элементам залегания пород (*а*)

крыльях складок углы наклона пород, как правило, более пологие, чем на подвернутых крыльях (за исключением веерообразных складок). Перенеся положение осевых линий на разрез, следует определить наклон осевых поверхностей, положение которых будет соответствовать биссектрисам углов, образуемых крыльями складок. Выполнив все предварительные построения, легко установить на разрезе (*б*) и весь комплекс складок, учитывая при этом значения истинной мощности отложений, указанные в стратиграфической колонке.

Описанные выше приемы дают возможность изображать ориентировочные разрезы через складчатые структуры на ту или иную глубину. В основе их составления лежит интерпретация данных, указанных на геологической карте. Однако при разведке угольных, газовых и нефтяных месторождений, месторождений железа и других полезных ископаемых нередко возникает необходимость составления более точных разрезов. В таких случаях широко применяется способ радиусов, заключающийся в следующем.

На разрез с вычерченным профилем рельефа наносят все точки пересечения линии разреза с геологическими маркирующими горизонтами и осями складок (рис. 152). Далее на него наносят точки, в которых на карте по линии разреза указаны элементы залегания.

Замеры элементов залегания могут быть перенесены на линию разреза вдоль простирания слоев при условии сохранения истинной мощности и угла наклона пород. В тех случаях, когда линии разреза неперпендикулярны к простиранию пород, в углы падения вносят соответствующие поправки.

Все точки с замерами элементов залегания наносят на линию рельефа на разрезе. В каждой точке к направлению падения слоев восстанавливают перпендикуляры, делящие весь разрез на секто-

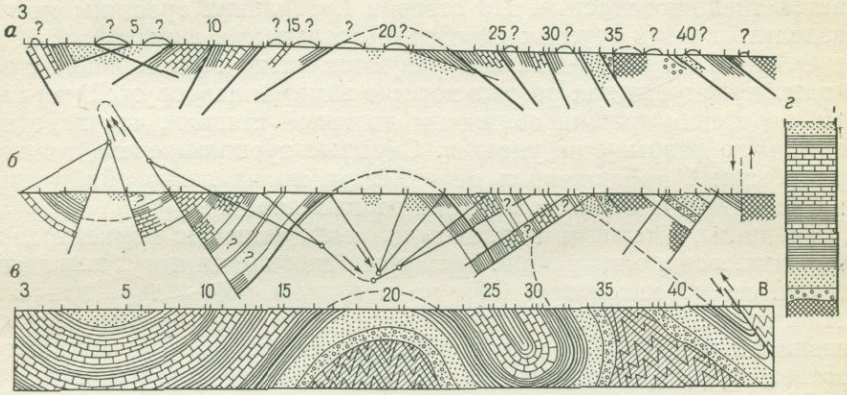


Рис. 152. Построение геологического разреза по способу радиусов, по В. Н. Веберу.

а — нанесение на разрез геологических данных и углов падения слоев; *б* — построение разреза; *в* — окончательно составленный разрез; *г* — стратиграфическая колонка

ры. Слои, входящие в пределы каждого из секторов, вычерчивают с помощью циркуля. Ножку циркуля помещают в точку пересечения двух смежных перпендикуляров, и от точек выхода слоев на поверхность в каждом секторе проводят дуги.

Далее ножку циркуля переставляют в следующую точку пересечения перпендикуляров и слои продолжают в смежном секторе. В замках складок должны быть построены осевые поверхности складок, и дуги проводят из точек пересечения осевой поверхности и примыкающих к ней перпендикуляров. В тех случаях, когда перпендикуляры параллельны и не пересекаются, слои между ними проводят в виде прямых линий в соответствии с углами падения.

Преимущества описанного способа построения разрезов заключаются в том, что достигается плавное изменение углов падения пород и сохраняются мощности последних. При изменении мощностей пород на крыльях и в замке складки описанный прием применять нельзя.

Глава 12

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ (РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЙ)

Разрывы в горных породах делятся на две большие группы. К первой группе относятся трещины, представляющие собой разрывы, перемещения по которым имеют незначительную величину. Во вторую группу объединяются разрывы с заметными перемещениями пород, разъединяемых разрывами. Совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры, называется трещиноватостью. По степени проявления трещины можно разделить на три группы: открытые, закрытые и скрытые.

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

Трещины, имеющие одинаковую или близкую ориентировку, объединяются в ряд трещин. Трещины одного ряда могут ветвиться, но они не пересекаются. Обычно в горных породах развивается несколько рядов трещин. Нередко при этом ряды трещин взаимосвязаны и изменения в ориентировке одного ряда сопровождаются соответствующими изменениями в ориентировке другого ряда.

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

Классификация трещин. Трещины, развитые в горных породах, можно классифицировать либо относительно текстурных особенностей (слоистость, сланцеватость, ориентировка линейных и пластинчатых минералов), либо относительно стран света, либо исходя из условий их образования. В первом случае классификация будет отражать лишь ориентировку трещин в пространстве и называться геометрической. Во втором случае классификация отражает обстановку их возникновения и носит генетический характер. Классификации не исключают одна другую: трещиноватость в них рассматривается с различных точек зрения, и они дополняют друг друга.

В геометрической классификации трещин в осадочных и метаморфических породах, обладающих ясно выраженной слоистостью или имеющих неясную слоистость, но четкую ориентированную текстуру, выделяются (рис. 153):

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

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

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

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

В массивных, а также в слоистых и сланцеватых породах нередко трещины удобнее классифицировать по углу наклона.

В таких случаях обычно выделяются следующие виды трещин:

вертикальные (с углами падения от 80 до 90°), крутые (с углами падения 45—80°), пологие (с углами падения 10—45°), слабонаклонные и горизонтальные (с углами падения от 0 до 10°).

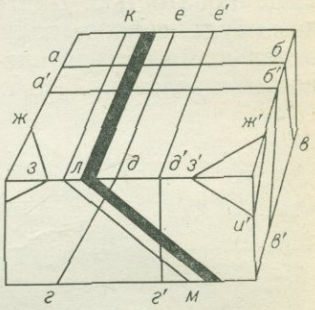


Рис. 153. Геометрическая классификация трещин.

Черный слой — слоистость; *абв* — и *а'б'в'* — поперечные трещины, *где* и *е'д'е'* — продольные, *жзи* и *ж'з'и'* — косые, *клм* — согласные

В генетической классификации выделяются следующие типы и виды трещин.

Нетектонические трещины:

1) первичные трещины,

2) трещины выветривания,

3) трещины оползней, обвалов и провалов,

4) трещины расширения пород при разгрузке.

Тектонические трещины:

1) трещины отрыва,

2) трещины скалывания,

3) кливаж.

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

Нетектонические трещины

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

Первичные трещины развиваются в результате проявления внутренних сил, возникающих в породах при их усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры и физико-химических превращениях.

Первичные трещины в осадочных породах, или диагенетические (литогенетические) трещины, возникают преимущественно при процессах диагенеза, т. е. в стадии превращения осадка в горную

породу, и по своей природе являются трещинами отрыва. Наиболее важными физическими изменениями осадка при диагенезе являются потеря воды и уплотнение отложений путем уменьшения их влажности и пористости.

При повсеместном распространении диагенетических трещин наиболее четко они выражены в областях с горизонтальным или слабонарушенным залеганием пород. Там, где породы смяты в складки и испытали интенсивные тектонические движения, первичные трещины обычно замаскированы более поздней тектонической трещиноватостью. Диагенетические трещины не пересекают сколько-нибудь мощные толщи тех или иных пород, а тесно связаны с отдельными слоями или пачками слоев и заканчиваются у поверхностей наслоения. По отношению к слоистости эти трещины рас-

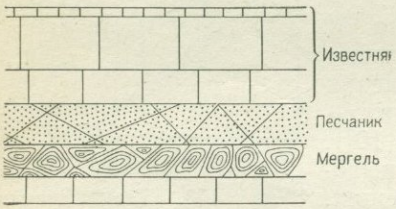


Рис. 154. Схема расположения первичных трещин в зависимости от состава пород, по А. С. Новиковой

полагаются различно: перпендикулярно, косо, параллельно; нередко они имеют изогнутые поверхности, а также неправильную сложную форму (рис. 154). На поверхностях наслоения диагенетические трещины образуют полигональную сеть (рис. 155).

Частота трещин находится в полной зависимости от мощности слоев. Мощные пласты имеют более редкую сеть трещин по сравнению с пластами менее мощными, сеть трещин в которых при прочих равных условиях бывает гуще. Г. А. Смирнов указывает, что среднее расстояние между трещинами в карбонатных породах равняется приблизительно удвоенной мощности пласта.

Образование диагенетических трещин объясняется уменьшением объема осадка при превращении его в горную породу. Возникающее при этом трение на верхней и нижней поверхностях наслоения препятствует общему объемному сжатию слоев и вызывает появление в них многих центров стяжения, на равном расстоянии между которыми при достижении необходимых напряжений в породе возникают трещины отрыва. Чем мощнее слой, тем больший объем породы необходим для появления предельных напряжений, и поэтому при одинаковом составе пород в относительно мощных слоях диагенетические трещины более редки, чем в маломощных.

Первичные трещины в эффузивных породах развиваются под воздействием напряжений, возникающих при сжатии в результате их охлаждения. Уменьшение объема всегда вызывает появление растягивающих усилий, в результате которых образуются трещины отрыва. Для лав наиболее характерны плитчатая, столбчатая

и шаровая отдельности, реже встречаются прямоугольная и остроугольная отдельности. Особенно примечательны столбчатая и шаровая отдельности в лавах. Образование трещин, ограничивающих столбчатую отдельность, связано с возникновением осей стяжения, отстоящих друг от друга на равных промежутках. Линии, соединяющие эти центры, совпадают с направлениями наибольших растягивающих напряжений, и, когда лава затвердевает, появляются трещины отрыва, перпендикулярные к этим линиям. Трещины

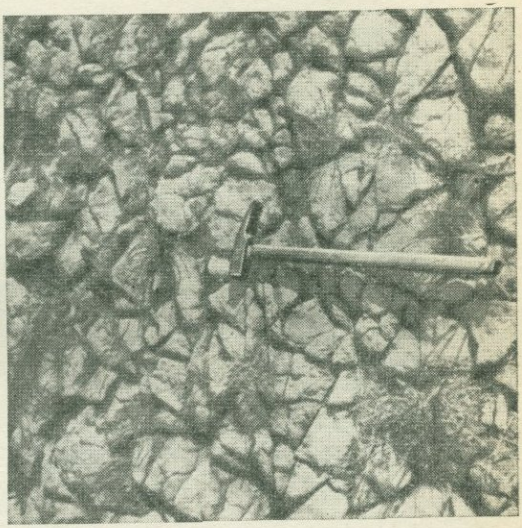


Рис. 155. Диагенетические трещины в верхнекаменноугольных известняках (Северный Казахстан). Фото Я. Г. Каца

пересекаются таким образом, что получаются шестиугольники. По мере охлаждения лавы столбы удлиняются от поверхности в глубину лавового покрова, образуя многочисленные призмы (рис. 156). Столбчатая отдельность иной формы (пятиугольная, четырехугольная) встречается редко и образуется за счет усиленного роста одних граней и из-за недоразвитости других.

Шаровая и овальная отдельности в лавах возникают при быстром охлаждении лавовых потоков. Такие условия создаются при соприкосновении лав с водой на морском дне, при излиянии лав под сильным дождем или их внедрении в мягкие, пропитанные водой отложения.

Трещины выветривания. При выветривании порода теряет свою монолитность. Разрушение ее происходит из-за раскрытия и расширения ранее существовавших в ней трещин и образования новых. Последние образуются главным образом за счет температурных градиентов и являются трещинами отрыва.

Степень разрушения породы и частота трещин, вызванных процессами выветривания, с удалением от дневной поверхности быстро уменьшаются. Обычно трещины выветривания распространены

на глубину до 10—15 м от поверхности, в редких случаях глубина их проникновения увеличивается до 30—50 м.

Трещины оползней, обвалов и провалов. В описываемую группу объединены трещины, довольно разнообразные по происхождению. Они обычно часты и четко выражены, но имеют местное распространение. На бортах оползней обычно развиваются трещины скалывания, в верхней части оползня — трещины отрыва, а в нижней — комплекс трещин, связанный со скучиванием оползших масс.

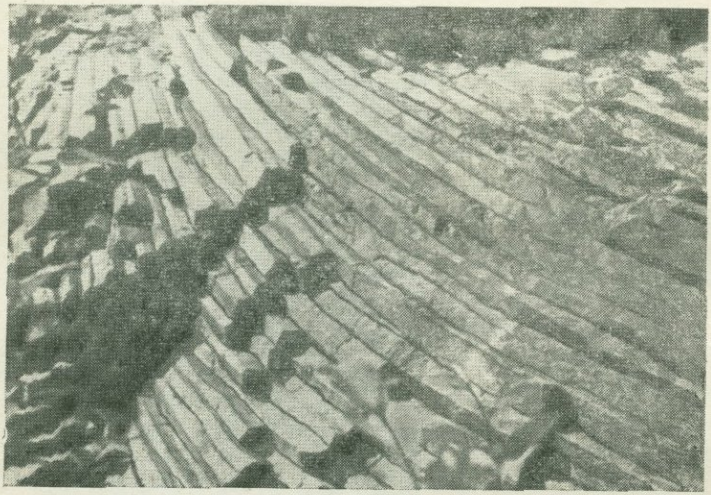


Рис. 156. Столбчатая отдельность в палеогеновых базальтах Дальнего Востока. Фото В. В. Бобылева

Трещины расширения пород при разгрузке. Горные породы в земной коре находятся в сильно сжатом состоянии. Одна из основных сил, действующая повсеместно, вызывается тяжестью вышележащей толщи. При высвобождении пород от действия сжимающих сил у поверхности Земли, в горных выработках, бортах речных и овражных долин и при других, подобных условиях породы начинают выдавливаться в свободное пространство, что приводит к образованию трещин отрыва, параллельных поверхности свободного пространства. В выработках выдавливаются боковые стенки, кровля и почва, стремящиеся заполнить все их сечение. Особенно часты трещины у поверхности Земли, называемые трещинами отслаивания: в бортах речных долин и оврагов появляются характерные трещины бокового отпора. Трещины отслаивания возникают параллельно обнаженной поверхности. Они часты и хорошо выражены вблизи нее, но становятся более редкими и менее ясными в глубине. Трещины бортового отпора (отседание, откос) развиваются в бортах долин рек и оврагов, врезанных в

различные скальные и полускальные породы. Трещины бортового отпора бывают наклонены под углом 30—50° в сторону долины и распространяются в глубину до уровня реки; простирание их совпадает либо с современными, либо с древними долинами. Ширина захвата долин трещинами отпора зависит от глубины эрозионного среза и от характера пород. При прочих равных условиях при большей глубине долины ширина зоны развития трещин будет соответственно больше. Крепкие и менее выветрелые породы сокращают ширину зоны. Образование трещин бортового отпора связано с отсутствием силы со стороны открытого пространства, способной уравновесить окружающее давление (рис. 157).

Тектонические трещины

Тектонические трещины появляются в горных породах под влиянием тектонических сил, вызываемых в земной коре эндогенными процессами. Возникающие при этом деформации почти всегда сопровождаются развитием в горных породах трещин, образующихся как на сравнительно небольших площадях, ограниченных отдельными структурами, так и на огромных пространствах.

Тектонические трещины во многом отличаются от трещин нетектонических. Различия выражаются прежде всего в том, что эти трещины более выдержаны как по простиранию, так и по падению и ориентированы по единому плану в разных по составу породах.

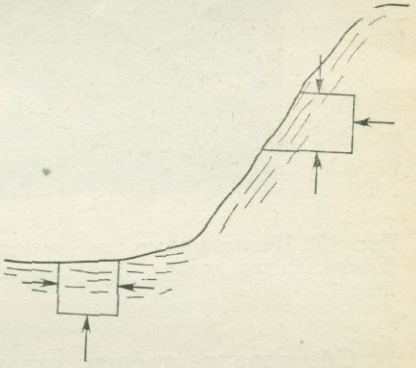


Рис. 157. Распределение давления при образовании трещин отслаивания

Напомним, что тектонические трещины в соответствии с принятой нами классификацией делятся на трещины отрыва, скалывания и кливаж. Кливаж, в противоположность другим видам тектонических трещин, не нарушает сплошности пород. В породах с развитым кливажем разрушаются их текстура и структура, но они не теряют монолитности, если только поверхности кливажа не расширены какими-либо более поздними процессами (например, выветриванием).

Трещины отрыва возникают при появлении в породах нормальных напряжений, превышающих пределы их прочности, и ориентированы перпендикулярно к растягивающим усилиям. Они обычно приоткрыты, обладают неровной зернистой поверхностью и лишены каких-либо следов перемещений. Гальки и крупные зерна при пересечении их поверхностью отрыва нередко выпадают из породы, оставляя на поверхности трещины гнезда в виде ямок и вдавленностей. Трещины отрыва быстро выклиниваются по простиранию

и падению, но часто рядом или в стороне от выклинивающейся трещины можно найти новую, продолжающуюся в том же направлении.

При разрастании трещин отрыва выделяется несколько последовательных стадий их роста. Вначале появляются редкие, удаленные друг от друга трещины, затем при увеличении их числа и размеров они как бы заходят друг за друга и на последней стадии соединяются между собой с образованием коротких косых смыкающихся разрывов.

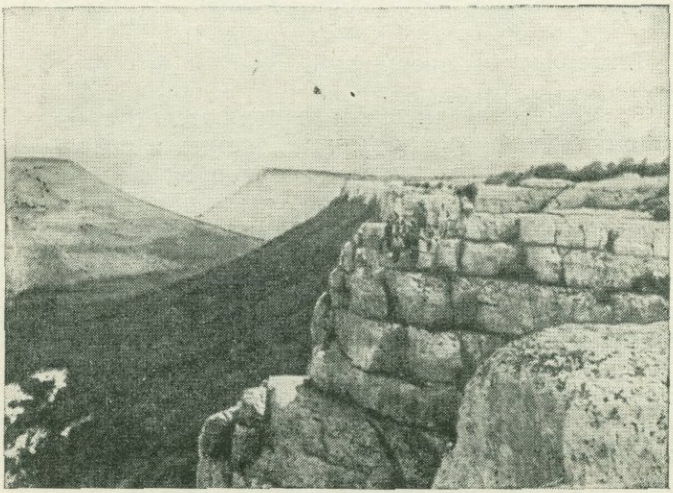


Рис. 158. Региональные тектонические трещины отрыва в датских известняках Крыма. Видна долина, совпадающая с простиранием трещин. Фото Ю. А. Зайцева

Образование трещин отрыва происходит в разнообразных условиях. Они могут быть развиты на огромных пространствах, в таких региональных структурах, как смыкающие крылья флексур или борта прогибов, либо имеют узкое местное распространение.

Региональные трещины отрыва особенно хорошо развиты в чехлах платформ и в орогенных комплексах, испытавших общее растяжение или неравномерные вертикальные перемещения под влиянием движений фундамента.

Наглядным примером могут служить резко выраженные трещины отрыва, развитые в орогенном меловом и палеогеновом комплексе пород северных склонов Горного Крыма. Здесь повсеместно развиты два взаимосвязанных направления крупных трещин, одно из которых соответствует простиранию пород, а другое — направлению падения. Трещины, совпадающие с простиранием, связаны с растяжением вдоль линии падения, обусловленном интенсивными поднятиями первой гряды Крымских гор и не менее интенсивными

погружениями крымской предгорной равнины; растяжения по простиранию пород обязаны неравномерным вертикальным движениям всего комплекса пород, приведших к образованию пологих, плавных синклиналей (Качинская, Бодракская) и разделяющих их антиклиналей (Беш-Кош и др.).

Трещины отрыва интенсивно развиваются на пологих смыкающих крыльях региональных флексур, совпадая с их общим простиранием. Однако если флексура формируется над сбросом в фундаменте при дальнейшем перемещении крыльев разрыва, то на смыкающем крыле скорее возникнут трещины скалывания, наклоненные в сторону опущенного крыла флексуры. Сброс из фундамента может проникнуть в перекрывающий чехол, но появится в нем позже трещин отрыва.

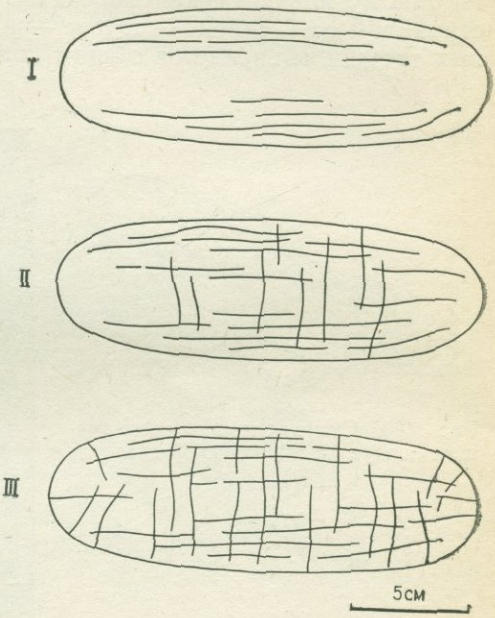


Рис. 159. Последовательные стадии (I—III) развития трещин отрыва в брахиантиклинали поперечного изгиба, по модели М. В. Гзовского

Региональные трещины отрыва развиваются также на бортах многих платформенных прогибов, подвергающихся растяжению в связи с погружением.

Морфологически региональные трещины отрыва имеют ряд характерных черт. Это обычно крутые или вертикальные ровные трещины, выдержанные по простиранию и по падению на десятки и сотни метров. Они бывают открытыми, и очень часто речная и овражная сеть вырабатывается согласно с планом расположения таких трещин (рис . 158). Именно такие трещины на обширных пространствах развиты в палеозойских карбонатных толщах в чехле Восточно-Европейской платформы.

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

Расположение трещин на сводах куполовидных поднятий зависит от их формы. В изометричных куполах трещины отрыва развиваются по радиусам и концентрически. В овальных поднятиях появляются два направления трещин отрыва: более раннее — параллельное длинной оси поднятия и позднее — параллельное ко-

роткой оси (рис. 159). Последовательность в образовании трещин объясняется большими нормальными напряжениями в сечениях, перпендикулярных к длинной оси поднятия по отношению к напряжениям, возникающим на сечениях, параллельных этой оси, критические значения напряжений, на которых появятся позже, чем на первом сечении.

В ядрах линейных складок трещины отрыва могут возникнуть по одному или двум направлениям. Одно из них совпадает с простиранием осей складок, другое — поперечное. Появление продольных трещин объясняется общим растяжением пород в замках

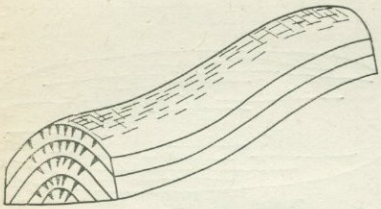


Рис. 160. Схема расположения трещин в ядре антиклинальной складки

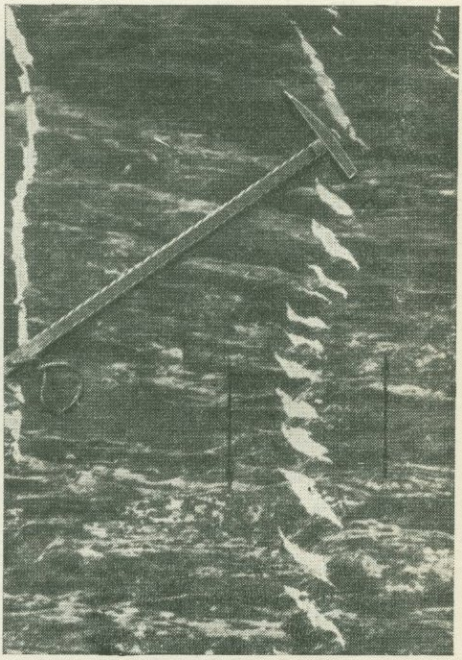


Рис. 161. Кулисообразный ряд трещин отрыва в кристаллических сланцах, образовавшихся при сдвиге. Направление действовавших сил указано стрелками

складок изгиба; поперечные трещины возникают там, где шарниры складок образуют антиклинальные перегибы (рис. 160). Растяжения, которые испытывают при этом породы, направлены вдоль оси складки и приводят к образованию поперечных трещин отрыва. На периклинальных погружениях складок растяжение пород в направлении осевой линии также может привести к образованию трещин отрыва, поперечных к простиранию складки.

Трещины отрыва образуются не только при растяжении, но и при сжатии пород и действии пары сил. При сжатии они возникают параллельно оси сжатия и нормально к оси поперечного растяжения. Образование трещин отрыва таким путем возможно в зонах тектонического дробления или в тектонических брекчиях.

При действии пары сил трещины отрыва располагаются кулисообразно перпендикулярно к диагонали растяжения и под тем или иным углом к направлению действия сил, зависящим от свойств пород. Они обычно короткие, нередко четковидные с ветвлениями на концах (рис. 161).

Трещины скалывания образуются в направлении максимальных касательных напряжений при нагрузках, превышающих прочность пород. Стенки трещин скалывания обычно плотно сжаты и имеют гладкую поверхность, нередко покрытую штрихами скольжения. Гальки и крупные зерна, попадающие на линию разрыва, срезают-

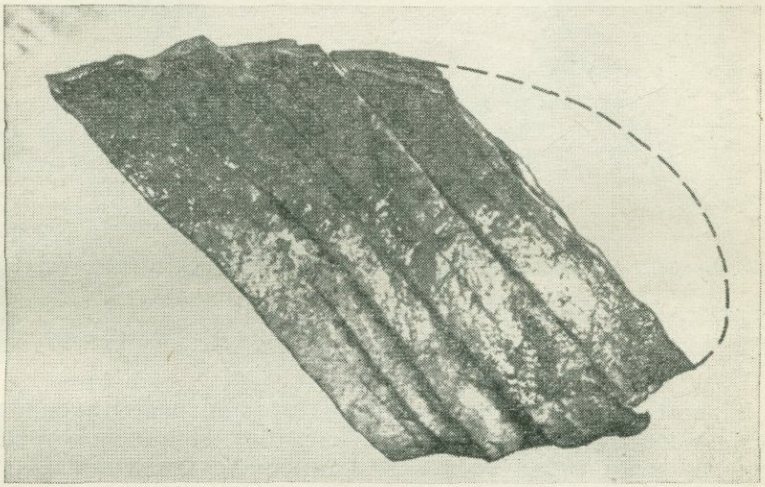


Рис. 162. Галька из верхнедевонских конгломератов Центрального Казахстана, срезанная трещинами скалывания

ся (рис. 162), а не выдергиваются из своих гнезд, как это отмечалось для трещин отрыва. Трещины скалывания сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению и обладают большой протяженностью.

Широко распространены трещины скалывания на участках, нарушенных сбросами и сдвигами. Образование этих структур происходит в условиях сжатия земной коры или под воздействием пары сил. Однако, прежде чем напряжения сконцентрируются на одной поверхности и вызовут появление разрыва, в породах разовьются трещины скалывания, ориентированные по двум направлениям под углом к оси сжатия или одному направлению, соответствующему действию пары сил.

Нередко в крыльях разрывов, вблизи поверхности сместителей, образуются многочисленные трещины скалывания и отрыва, получившие название «оперяющих трещин». У сбросов с перемещением крыльев в различные стороны трещины отрыва направлены в про-

тивоположную сторону по отношению к наклону сместителя и перпендикулярно к оси наибольших растягивающих напряжений. Один из рядов трещин скалывания параллелен поверхности сместителя, второй соответствует второму направлению максимальных касательных напряжений (рис. 163, *б*). При взбросах ориентировка трещин скалывания и отрыва будет такой, как это показано на рис. 163, *а*.

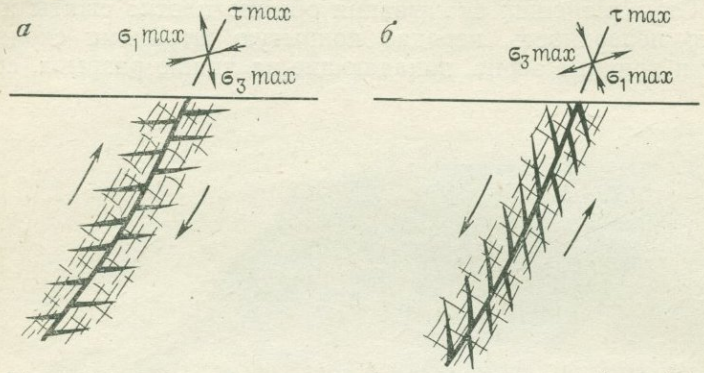


Рис. 163. Боковые оперяющие трещины, образующиеся при взбросе (*а*) и сбросе (*б*).
Тонкие линии — трещины скалывания; трещины отрыва.
Стрелками указано направление смещения крыльев разрывов и направление максимальных касательных (τ_{max}) и нормальных (σ_{max}) напряжений (разрезы)

В плане большая часть оперяющих трещин ориентирована параллельно поверхности сместителя (рис. 164). При сдвиге трещины отрыва образуют тупой угол с направлением движения. Один из рядов трещин скалывания будет параллелен поверхности смести-

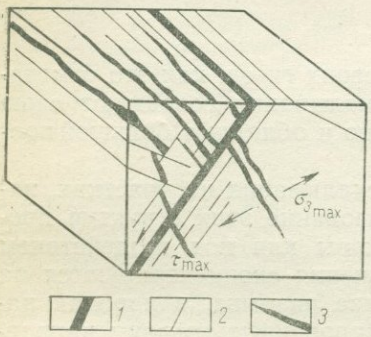


Рис. 164. Оперяющие трещины, развивающиеся вдоль сбросов. Трещины параллельны в плане линии сместителя.
1 — поверхность сместителя; *2* — трещины скалывания; *3* — трещины отрыва; стрелки — направление перемещения пород. σ_{max} — максимальные нормальные напряжения; τ_{max} — максимальные касательные напряжения

теля, а трещины скалывания второго ряда образуют прямой или острый угол с направлением движения.

Если оперяющие трещины развиваются в породах, ранее нарушенных трещинами, сочетание всех образующихся трещин будет сложным, так как все новые трещины будут стремиться унаследо-

вать поверхности ранее возникших разрывов. Так, например, трещины отрыва, оперяющие сдвиг, наследуют ранее появившиеся трещины скалывания (рис. 165), которые наиболее отчетливо выражены и широко раскрыты.

При наложении трещин скалывания на трещины отрыва может произойти объединение последних и образование единой крупной трещины.

Трещины скалывания не только связаны с формированием отдельных структур, но и широко распространены во многих районах. Они возникают в складчатых областях в тех случаях, когда

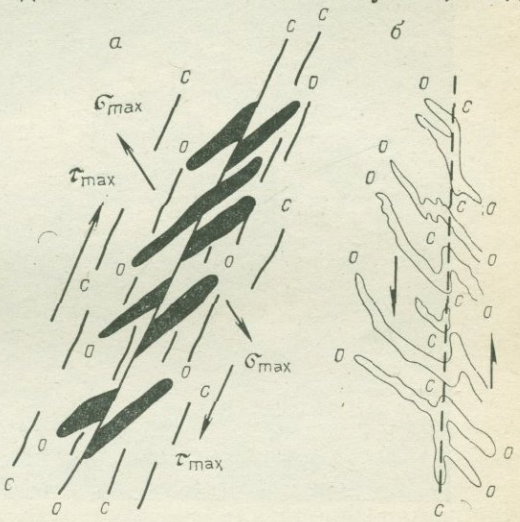


Рис. 165. Сочетание трещин скалывания и отрыва при сдвиге.

а — распределение напряжений; *б* — осложнение трещин отрыва за счет трещин скалывания; *с* — трещины скалывания; *о* — трещины отрыва; σ_{max} — направление максимальных нормальных напряжений; τ_{max} — направление максимальных касательных напряжений

уплотненные и преобразованные в процессе складчатости породы, неспособные в поверхностных зонах земной коры к дальнейшим пластическим деформациям, вновь испытывают сжатие в периоды, следующие за временем формирования складчатости. Трещины в таких случаях располагаются под острым углом по отношению к общему направлению сжатия.

Трещины скалывания очень часто возникают в интрузивных породах, подвергшихся сдавливанию после окончания кристаллизации и полного остывания.

Кливаж. Кливажем называются частые параллельные поверхности скольжения, развивающиеся при пластической деформации горных пород. В механическом отношении кливаж выражается в образовании многочисленных поверхностей скольжения и срезывания, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются относительно друг друга. Образование кливажа соответствует последней стадии развития пластической деформации, характеризующейся потерей прочности перед разрывом.

На земной поверхности и вблизи нее в зоне выветривания кливаж имеет вид открытых или закрытых частых параллельных трещин с ровными поверхностями, нередко со следами скольжения

и притирания. В породах, расположенных вне зоны выветривания, поверхности кливажа выражены скрытыми трещинами, которые могут быть замечены только по относительному перемещению по поверхностям скольжения и особенно по смещению границ между слоями (рис. 166).

При широком распространении и разнообразии деформированных горных пород кливаж развит далеко не повсеместно. Нередко он отсутствует в породах, смятых в самые сложные складки, а в

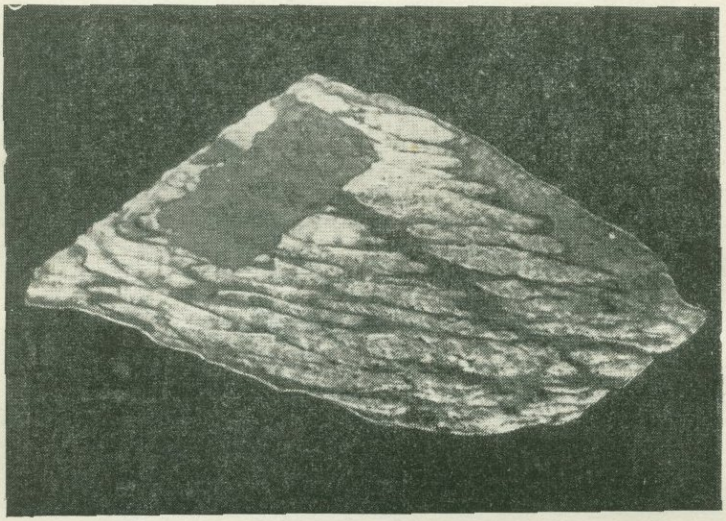


Рис. 166. Кливаж, делящий слои известняка на линзы. Керн из отложений нижнего турне Атасуйского района Центрального Казахстана

пределах одной складки может присутствовать не в каждом слое или может быть выражен не с одинаковой ясностью и частотой в слоях различного состава. В пластичных породах, например в аргиллитах, кливаж чаще бывает резким, чем в пластах хрупких, например алевролитах или песчаниках. Частота поверхностей скольжения также зависит от физических свойств пород. В песчаниках и алевролитах количество поверхностей кливажа достигает 15—20 и более на 1 м; в относительно пластичных породах они бывают значительно более частыми. Например, в углистых сланцах поверхности кливажа развиваются через доли миллиметра.

Классификация кливажа с учетом работ В. В. Белоусова и М. А. Усова может быть дана в следующем виде (рис. 167).

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

I. Послойный кливаж.

II. Секущий кливаж.

1. Веерообразный.
2. Обратный веерообразный.

3. Параллельный (главный).

Б. Приразрывный кливаж.

Послойный кливаж (рис. 167, *а*) развивается параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации. Как отмечалось выше, при образовании складок в слоистых толщах изгиб без разрыва сплошности пород может произойти лишь при скольжении одних слоев по другим или внутрислоевом скольжении. Внутрислоевое скольжение сосредоточивается преимущественно в мягких, относительно пластичных слоях. В хрупких породах оно развивается незначительно. При достаточно интенсивном

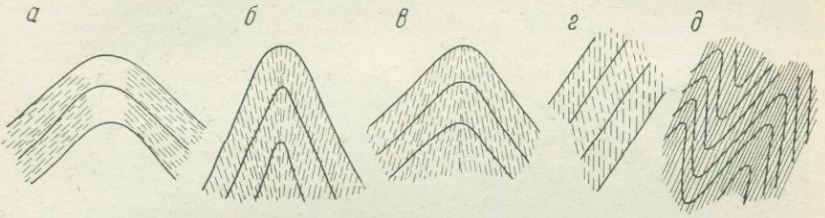


Рис. 167. Разновидности кливажа.

а — послойный; *б* —*д* — секущий (*б* — веерообразный, *в* — обратный веерообразный, *г* — S-образный, *д* — параллельный)

скольжении параллельно слоистости возникнут многочисленные поверхности срезывания, которые В. В. Белоусов предложил называть «послойным кливажем».

Секущий кливаж. В процессе складкообразования породы подвергаются сильному уплотнению, а нередко и перекристаллизации. При этом они теряют свою пластичность, а межслоевое и внутрислоевое скольжение уменьшается или прекращается. При продолжающемся в этих новых условиях изгибе пород, сминаемых в складку, по одному из направлений максимальных касательных напряжений возникнут новые поверхности скольжения, вдоль которых образуется секущий по отношению к слоистости кливаж (рис. 168). При этом однородные тонкозернистые породы, например, такие как глинистые сланцы, разбиваются частыми гладкими, хорошо притертыми поверхностями скольжения; в крупнозернистых породах возникают менее правильные и менее частые поверхности скольжения, нередко изогнутые, делящие породу на линзовидные пластинки, смещенные относительно друг друга.

При изучении поверхностей смещения в шлифах выявляется, что они представляют собой полоски с непостоянной, четко выраженной мощностью. Минеральные зерна на поверхностях скольжения раздробляются, развальцовываются; листочки слюды и выделения плагиоклаза изгибаются; зерна кварца вытягиваются вдоль поверхностей скольжения, с появлением облачного погасания; в кальците и других минералах образуются характерные двойники.

На значительных глубинах при этих движениях происходит не только разрушение минералов, но и их перекристаллизация с образованием слюд, хлорита и других минералов, вплоть до образования кристаллических сланцев. Возникающая таким образом вторичная сланцеватость ориентирована под углом к первичной слоистости и может ее полностью затушевывать.

Ориентировка секущего кливажа в плане совпадает с направлением оси складки. В поперечных вертикальных разрезах он мо-

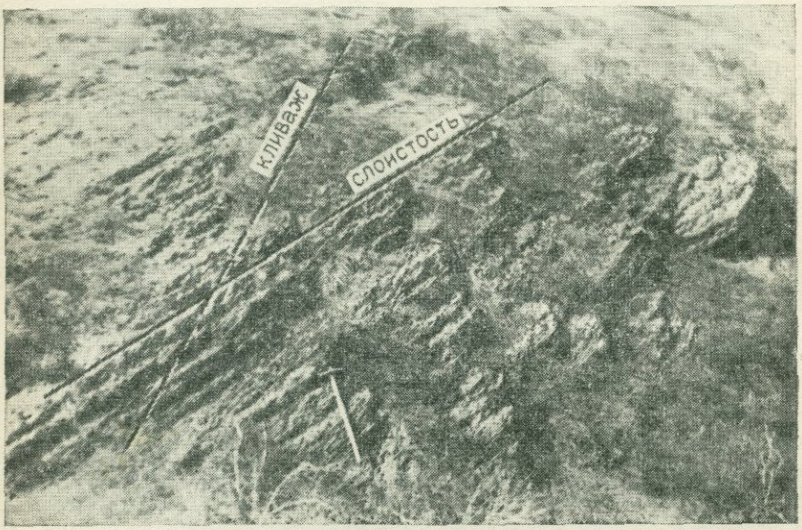


Рис. 168. Соотношение кливажа и слоистости в аргиллитах верхнего девона (Центральный Казахстан)

жет быть ориентирован различно: либо в виде веера, либо параллельно осевой поверхности.

Веерообразный кливаж (см. рис. 167, *б*) на крыльях складки располагается под острым углом к осевой поверхности и ориентирован веерообразно относительно нее таким образом, что сходится под антиклиналями и над синклиналями. В замке складки кливаж параллелен осевой поверхности и сечет слои под прямым углом. Углы между осевой поверхностью и веерообразным кливажем могут достигать 20°.

Обратный веерообразный кливаж (см. рис. 167, *в*) характеризуется также веерообразным расположением кливажа, но сходящимся над антиклиналями и под синклиналями. Угол, под которым веерообразный или обратный веерообразный кливаж располагается относительно осевой поверхности, в значительной степени зависит от состава пород, слагающих складку. В хрупких породах поверхности кливажа располагаются под бóльшим углом к осевой поверхности, чем в пластичных. Такой кливаж, с меняю-

щейся ориентировкой в слоях различного состава, носит название S-образного кливажа (см. рис. 167, *г*). В плане S-образный кливаж сохраняет параллельность оси складки во всех слоях. В вертикальных разрезах, при четко выраженных переходах от слоя к слою, угол наклона кливажа резко меняется на границе слоев с различными физическими свойствами; при этом нередко изменяется и частота кливажа. Если переход между слоями с различны-

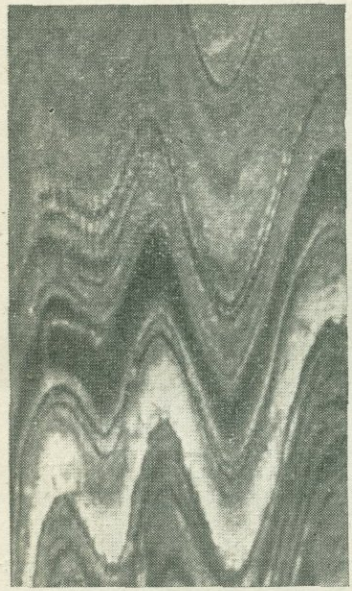
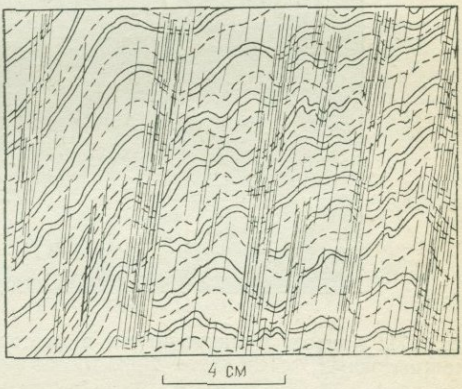


Рис. 169. Главный (параллельный) кливаж в протерозойских сланцах гор Улутау (Центральный Казахстан)

Рис. 170. Пакеты скольжения с микролитонами, обусловливающими концентрацию движения, перемежающиеся с менее перемещенными пакетами в палеозойских глинистых сланцах (зарисовка по фотографии)



ми физическими свойствами нерезкий и постепенный, кливаж меняет свою ориентировку плавно, постепенно.

Параллельный (главный) кливаж развивается параллельно осевой поверхности в пределах всего объема складки (см. рис. 167, д). Возникает он в острых и изоклинальных (рис. 169), а также в опрокинутых складках, сложенных породами, измененными региональным метаморфизмом. Образование параллельного кливажа связано с перемещением вещества в направлении роста складки.

Приразрывный кливаж. Кроме описанного выше кливажа, развивающегося в складках, явление, имеющее с ним все признаки сходства, отмечается в крыльях крупных разрывов, главным образом у взбросов и сбросов. Ширина зон, пораженных приразрывным кливажем, может достигать 200—400 м. На более раннее возникновение кливажа относительно образования разрыва и перемещения вдоль него указывает присутствие в брекчиях тре-

ния сместителей повернутых и раздробленных участков пород с развитым в них кливажем.

Кливаж и складчатость. Нередко в специальной литературе можно встретить указания на образование складок путем скольжения пород по поверхностям, пересекающим слоистость и более или менее параллельным осевым поверхностям складок. Такие образования получили название «складок скалывания» или «складок кливажа» (кливажные складки). Особенность их строения выражается в разделении породы кливажем на тонкие пластинки, толщина которых может быть микроскопической (микролитоны).

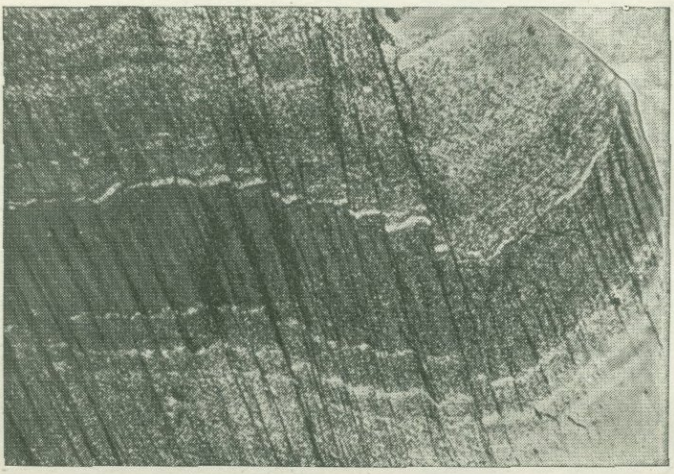


Рис. 171. Кливаж и микролитоны в протерозойских филлитах Енисейского кряжа (николи ||, ×10). Фото Т. М. Дембо

Как указывает В. Ярошевский, толщина микролитонов часто ритмически меняется. В наиболее тонких местах происходит концентрация скольжения, в связи с чем обосабливаются пучки микролитонов, или «пакеты скольжения» (рис. 170).

Отдельные микролитоны и пакеты скользят относительно друг друга в направлении касательных напряжений, значительно изменяя при этом начальную мощность пород на крыльях складок как в сторону ее уменьшения, так и утолщения (см. рис. 169). Сокращение обычно происходит на крутых крыльях, а утолщение — в замках и на пологих крыльях складок. Параллельно с микролитонами при резких различиях в физических свойствах слоев может возникнуть будинаж (см. ниже).

Образование микролитонов, нередко сопровождаемое их сплющиванием, особенно характерно для мягких, пластичных пород, таких как глинистые сланцы и филлиты, находящихся в приповерхностных условиях, а также для кристаллических сланцев при их размягчении под влиянием процессов метаморфизма.

Нередко «складки скалывания», или «кливажные складки», выделяются в отдельный генетический тип складок. Между тем скольжение пород и образование микролитонов являются процессами, вторичными по отношению к складчатости, накладывающейся на уже ранее образовавшиеся складки изгиба.

За счет одного лишь перемещения по поверхностям скалывания наблюдающиеся в природе формы складок возникнуть не могут, так как скольжение микролитонов имеет сложный, хотя в целом и направленный характер и никогда не приводит — и не может привести к созданию какого-либо геометрически правильного рисунка. Это хорошо видно на рис. 171, на котором кливаж и

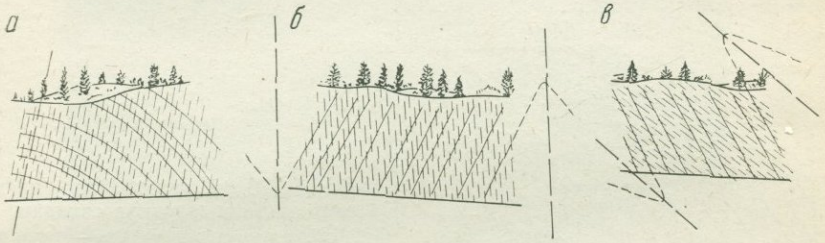


Рис. 172. Соотношение кливажа (пунктир), слоистости (сплошные линии) и осевых поверхностей складок (длинный пунктир) в разрезе.

а — замок складки (кливаж перпендикулярен к слоистости); б — крыло нормальной складки (кливаж круче слоистости); *в* — крыло опрокинутой складки (кливаж положе слоистости)

микролитоны, развитые в протерозойских филлитах, не создают в своей совокупности структуру, которую можно было бы назвать складкой.

Остановимся на характерных общих свойствах кливажа и некоторых примерах его практического использования. В наиболее полной форме это можно показать на секущем главном кливаже, использовав его основное свойство, выраженное в параллельности осевым поверхностям складок.

В нормальных складках с падением крыльев в разные стороны углы падения кливажа на крыльях в поперечных сечениях всегда круче падения пород (рис. 172). В изоклинальных складках углы падения кливажа и пород на крыльях совпадают. В опрокинутых складках на подвернутых крыльях наклон кливажа положе падения пород.

В плане кливаж совпадает с простиранием пород на крыльях складок либо сечет их под острым углом. В замках складок как в плане, так и в разрезе кливаж располагается под прямым углом к слоистости. Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает на направление погружения шарнира складок (рис. 173). Если на кливажных поверхностях слоистость горизонтальна, шарнир складки также горизонтален. Описанные свойства кливажа могут оказать большую помощь при изучении складчатых структур.

При практическом использовании веерообразного и S-образного кливажа необходимо учитывать угол отклонения поверхностей кливажа от направления осевых поверхностей складок. Изучение кливажа, развивающегося в крыльях крупных разрывов параллельно сместителю, позволяет определить ориентировку сместителя.

Следует отметить, что нередко кливаж отождествляют со сланцеватостью: сланцеватость рассматривается как разновидность кливажа или, наоборот, кливаж — как разновидность сланцеватости. Между тем кливаж и сланцеватость — явления принципиально отличные друг от друга и до известной степени противоположные. Кливаж представляет собой один из видов механического

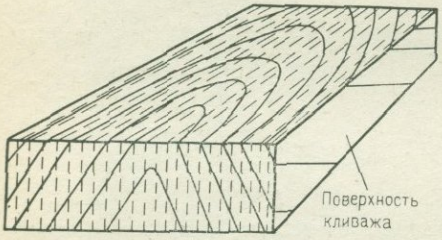


Рис. 173. Соотношение кливажа, слоистости и шарнира складки.
Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает направление погружения шарнира складки

разрушения породы, а сланцеватость, выражающаяся в образовании линейных и пластинчатых минералов под влиянием процессов метаморфизма, развивается при образовании новых пород.

Кливаж может возникнуть как в породах, обладающих сланцеватостью, так и в породах без признаков сланцеватости. Последняя, в свою очередь, может наложиться на ранее сформировавшийся кливаж.

Изображение трещин на аэрофотоснимках

При хорошей фотогеничности трещины на аэрофотоснимках выражены очень четко.

Трещины и в особенности кливаж могут сильно маскировать слоистость и их легко принять за направление простирания пород. Иногда в таких случаях появляется как бы «перекрещивающаяся слоистость», т. е. слоистость в двух направлениях, одно из которых является направлением настоящей слоистости, а второе — трещиноватостью, или кливажем.

Аэрофотоснимок тектонических трещин отрыва, развитых на поверхности наслоения в пермских песчаниках Джезказганского района в Центральном Казахстане (рис. 174), показывает, что песчаники наклонены под углом 8° и подверглись растяжению при образовании пологой брахиформной складчатости. Трещины образуют два взаимно перпендикулярных ряда, один из которых направлен вдоль линии простирания, а второй — по линии падения.

На рис. 175 изображены нижнепермские складчатые отложения Центрального Казахстана с развитыми в них трещинами скалывания. Особенно резко выражено одно из направлений трещин.

При изображении на аэрофотоснимках разновозрастных комплексов пород, разделенных несогласиями, каждый из комплексов

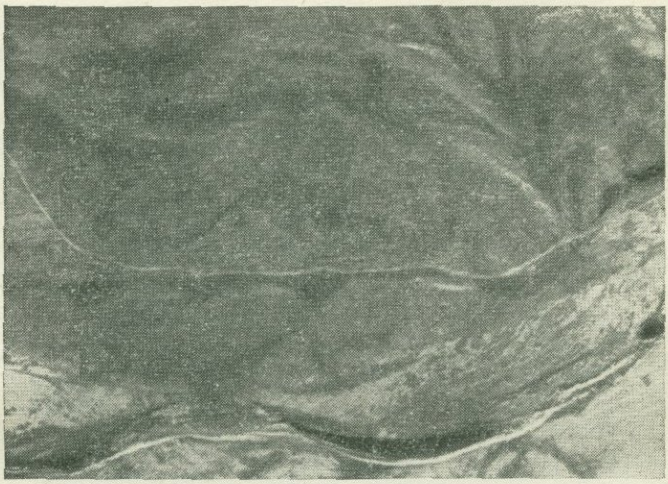


Рис. 174. Трещины в пологозалегающих пермских песчаниках в Центральном Казахстане

обладает различным планом расположения трещин. При этом древние комплексы в значительно большей степени покрыты трещинами, чем молодые, что может служить существенным дешифрировочным признаком.

Наблюдения над трещинами в поле

Изучение трещиноватости в горных породах должно быть основано в первую очередь на полевых наблюдениях. Оно должно быть выполнено таким образом, чтобы прежде всего выяснить генезис трещин, время их возникновения, возрастные и пространственные взаимоотношения. Не менее важны количественная оценка трещиноватости и характеристика строения поверхности трещин. Особенно тщательные наблюдения должны быть проведены над минерализацией трещин и их обводненностью. Все перечисленные вопросы должны решаться комплексно при взаимной увязке и учете получаемых результатов.

Выбор пунктов наблюдений при изучении трещиноватости имеет большое значение. Практика изучения трещин показывает, что пункты наблюдения могут располагаться либо более или менее равномерно на всей площади, подлежащей изучению, либо на участках, специально выбранных для этой цели.

При равномерном расположении пунктов наблюдений изучение трещин ведут параллельно с выявлением других свойств горных пород. Особенно тщательно следует вести наблюдения в выработках. Подобный способ наблюдений рекомендуется при съемке в масштабах 1 : 50 000, 1 : 100 000 и др. При крупномасштабных

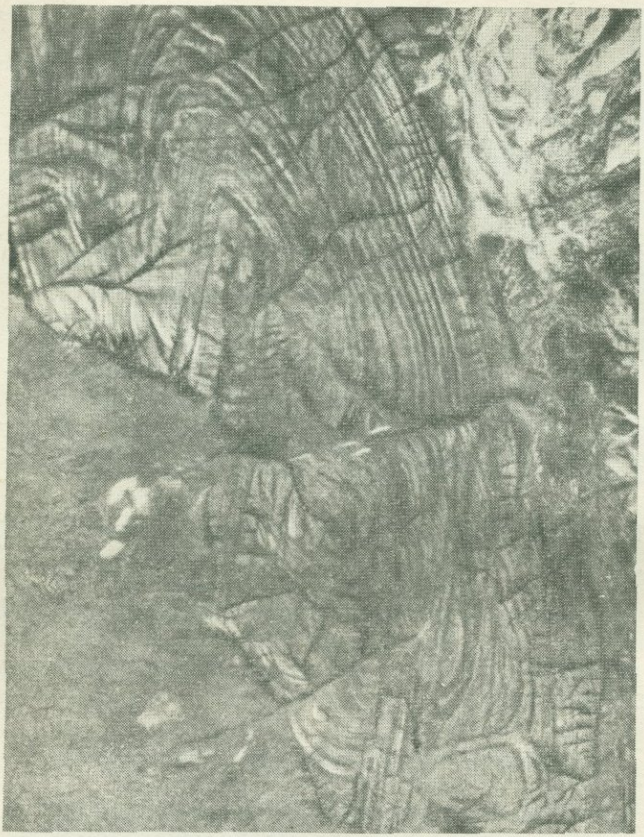


Рис. 175. Диагональные трещины, пересекающие брахиантиклинальную складку, сложенную пестроцветными породами нижней перми. Центральный Казахстан

съемках изучение трещиноватости лучше производить на специально подобранных участках. Такие участки выбираются после достаточно полного знакомства с районами работ. Располагаются они так, чтобы в результате можно было дать характеристику трещиноватости для различных структурных элементов, например: крыльев складок, их осевых частей и погружений; крыльев разрывов; пород различного состава или комплексов пород; отдельных свит, толщ и структурных этажей в целом.

Число участков зависит от сложности геологического строения: чем оно сложнее, тем больше участков приходится подбирать.

Размер площадки должен быть таким, чтобы на ней располагалось не менее 50—70 трещин. Однако для более полных наблюдений необходима площадка, на которой можно произвести 100—200 замеров.

При определении ориентировки трещин в пространстве элементы залегания поверхности трещин измеряют точно так же, как элементы залегания пластов горных пород. Замеряют азимут простирания, азимут падения и угол падения.

Прежде чем приступить к замерам ориентировки трещин, необходимо на участке, где производятся измерения, выяснить элементы залегания пластов горных пород, сланцеватости или иных ориентированных текстур. Делать это всегда следует вначале, так как при большом количестве измерений об этом можно забыть и тем самым обесценить проведенную работу.

Запись результатов наблюдений над трещинами следует сводить в таблицы непосредственно в поле, а не разбрасывать среди текста полевой книжки.

При специальных исследованиях трещин указываются дебит, температура и состав вод, которые могут быть заключены в трещинах, длина и ширина трещин, состав заполнителей и др.

Графические методы изображения замеров трещин

При полевом изучении трещиноватости горных пород проводится много замеров трещин, требующих дальнейшей обработки для выявления преобладающих направлений, относительной интенсивности каждого из них и т. д. С этой целью прибегают к построению различных диаграмм и карт трещиноватости.

В основе построения таких диаграмм должно лежать разделение трещин по генезису. Совершенно бесцельно в большинстве случаев нанесение на диаграмму замеров без отнесения их к трещинам определенного происхождения. Диаграммы, получаемые в таких случаях, имеют вид «звездного неба» либо дают искаженные представления. Хотя в ряде случаев диаграммы и помогают выяснить генезис трещин, однако всегда необходимо иметь четкую генетическую характеристику наносимых на диаграмму трещин.

В настоящее время наибольшим распространением пользуются круговые диаграммы в изолиниях, построенные с помощью сетки Вальтера — Шмидта. Однако широко используются и другие виды диаграмм, в особенности розы-диаграммы.

Розы-диаграммы строятся по тому же методу, что и розы ветров. На розах-диаграммах легко можно выявить преобладающие простирания трещин, азимуты или углы их падения.

В качестве примера рассмотрим построение розы-диаграммы азимутов линий простирания. На полукруг произвольного радиуса наносится градусная сетка с северными румбами и проводятся радиусы-меридианы (рис. 176). Интервалы между меридианами можно брать различными — 2—3 или 5°. Затем выбирается единичный отрезок с произвольной длиной, соответствующей одному

замеру, служащий масштабом для изображения количества трещин. Единичный отрезок откладывается на полукруге от его центра по направлению замеренного азимута. При этом производится округление значений замеров азимутов в соответствии с частотой проведенных радиусов-меридианов.

Можно вести построение и без округлений. При повторении замера единичный отрезок откладывается от ранее нанесенного к периферии диаграммы. После нанесения всех замеров концы линий, составленных единичными отрезками, соединяют прямыми, и образовавшийся контур затушевывают.

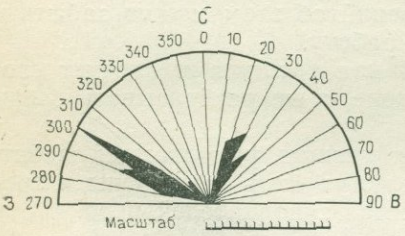


Рис. 176. Роза-диаграмма простираний (деление масштаба соответствует одной трещине)

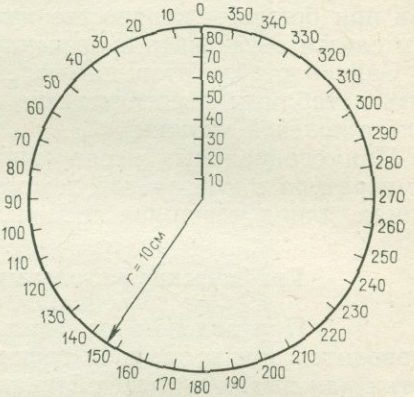


Рис. 177. Сетка для нанесения замеров

Существует и иной способ построения розы-диаграммы, при котором, прежде чем наложить имеющиеся замеры на сетку, они группируются с интервалами 2—3 или 5°. В одну группу относят трещины, азимуты или углы падения которых находятся в пределах того или иного интервала. Определяют число случаев и среднее значение азимута или угла падения для каждой группы. Полученные значения наносят на диаграмму с помощью радиусов. Направление радиусов должно отвечать среднему значению азимута, а длина его должна быть пропорциональной числу замеров, попавших в данную группу.

Если количество трещин наносят в процентной форме, то общее число замеров принимают за 100 и вычисляют процент замеров по каждой группе. Для изображения азимутов падения розу-диаграмму нужно строить на полном круге, а для углов падения достаточно одного квадранта.

Существенным недостатком роз-диаграмм является невозможность изображения на одной диаграмме всех данных по замерам.

Диаграмма на сетке Вальтера — Шмидта. Для построения диаграммы с помощью сетки Вальтера — Шмидта необходим набор трафаретов, которые легко изготовить из куска ватмана или картона. Удобно иметь готовую сетку Вальтера—Шмидта, которую следует наклеить на картон или фанеру. Одна-

ко можно обойтись и упрощенной сеткой, изображающей лишь окружность и верхний радиус окружности. Для простоты расчетов при изготовлении трафаретов радиус окружности следует брать равным 10 см. Окружность градуируется через равные градусные интервалы против часовой стрелки, начиная от северного радиуса, который принимается за нулевой (рис. 177). Полученная шкала служит для отсчета замеров азимутов падения. По нулевому радиусу отсчитывают углы падения. При его градуировке придерживаются принципа, который применяется при построении сетки Вальтера — Шмидта.

Как известно, сетка Вальтера — Шмидта сохраняет равенство площадей, заключенных между меридианами и параллелями, за счет нарушения пропорциональности изображения угловых значений. Применение такой сетки необходимо для количественной оценки замеров. На рис. 178 приведен размеченный радиус для диаграммы с диаметром 20 см. Нулевое значение для углов падения указывается в центре сетки, 90° — на окружности.

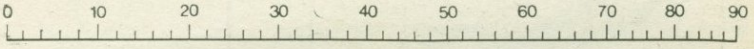


Рис. 178. Масштаб для градуировки северного радиуса при круге диаметром 20 см

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

На окружности восковки проводится стрелочка или другой какой-либо ориентир, служащий для отсчета азимутов падения по градусной шкале на окружности диаграммы. При нанесении замеров азимутов падения восковку поворачивают до положения, при котором стрелочка или другая пометка на окружности восковки будет соответствовать замеру азимута падения. Затем восковку придерживают, и на ней по размеченному радиусу откладывают значение угла падения. Полученная точка и будет изображать положение поверхности трещины (рис. 179). В геометрическом смысле эта точка будет представлять собой место пересечения перпендикуляра, восстановленного к поверхности трещины, с поверхностью полушария, которое можно вообразить себе над сеткой Вальтера — Шмидта. При этом трещины представляются в виде плоскостей, пересекающих центр сетки и поверхность полушария (рис. 180).

Если трещина горизонтальна, т. е. угол падения равен нулю, перпендикуляр пересечет полушарие в его центре, и, следовательно, точка будет расположена в центре сетки, на нулевом значении угла падения. Если же трещина окажется вертикальной, перпен-

дикуляр примет горизонтальное положение и точка пересечения полушария с перпендикуляром будет лежать на окружности, где углы падения имеют значения 90°. Чтобы нанести замер вертикальной трещины на сетку, к замеру азимута линии простирания прибавляют 90°, затем поворачивают восковку до полученного значения и на окружности у конца нулевого радиуса ставят точку. Если на восковку наносят несколько однозначных замеров, точки ставятся рядом или заменяются цифрами.

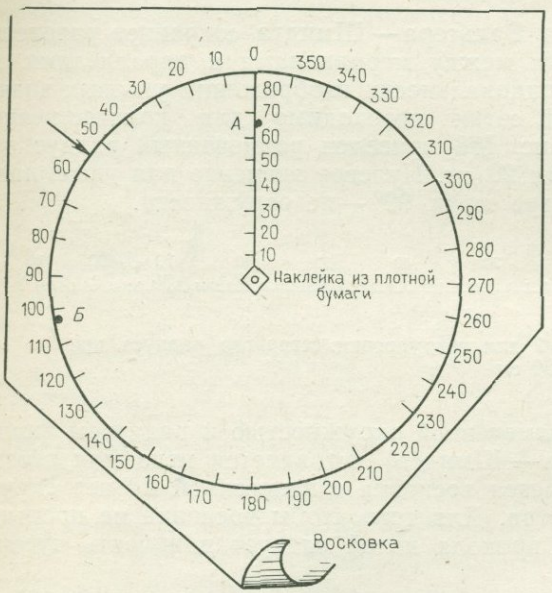


Рис. 179. Восковка, наложенная на сетку.

При данном положении восковки нанесен замер поверхности трещин с азимутом падения 55°, <66° (точка *А*). Точка *Б* отвечает замеру азимута простирания 42°, <90°

Обычно на одну диаграмму наносят не более 300—400 замеров. С целью выяснения преобладающей ориентировки трещин круг с замерами подвергают дальнейшей обработке. Восковка накладывается на сетку квадратов, на которой нанесена окружность с радиусом, равным 10 см (рис. 181); стороны отдельных квадратов равны 1 см. Центр окружности располагается в середине сетки квадратов; при накладывании восковки на сетку окружности на восковке и на сетке совмещаются. Из плотной бумаги вырезается кружок диаметром 2 см. Площадь этого кружка при диаметре круга 20 см составляет 1% площади большого круга.

Передвигая кружок на восковке, наложенной на сетку квадратов, производят подсчет количества точек, попадающих внутрь площади кружка, определяя тем самым количество точек, приходящихся на 1% площади большого круга. Подсчет ведут, помещая центр кружка последовательно в каждую точку пересечения линии сантиметровой сетки и записывая количество точек (индекс) в центре кружка. При этом кружок должен вписываться в четыре смежные клеточки сетки. В тех случаях, когда на его площади

оказывается окружность большого круга, подсчет точек ведется линеечкой, имеющей два кружка и узкую продольную прорезь посередине. Расстояние между центрами кружков линеечки должно быть равно 20 см. Линеечка устанавливается так, чтобы ее прорезь проходила через центр круга, а центры кружков совпали с центрами четырех смежных квадратиков, через которые проходит окружность большого круга. Затем подсчитывается количество точек, оказавшихся на площади обоих кружков, и суммарное значение указывается в том кружке, центр которого расположен в пре-

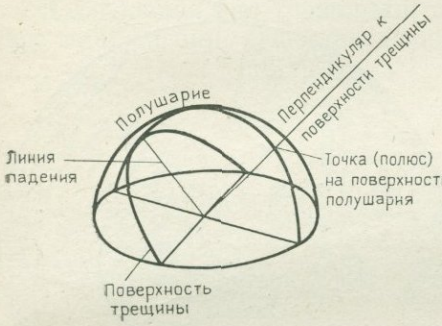


Рис. 180. Схема, поясняющая соотношение поверхностей полушария и трещины

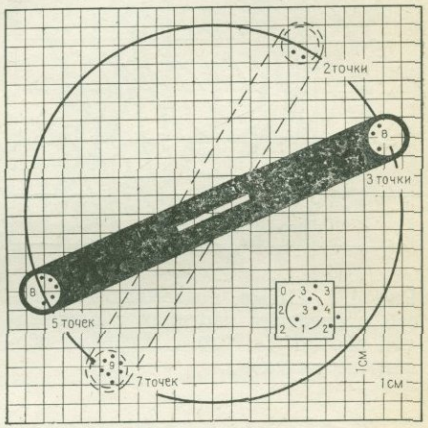


Рис. 181. Схема, показывающая способ подсчета точек с помощью сетки квадратов и линейки с двумя кружками

делах круга восковки. В тех случаях, когда линеечка устанавливается в положение, при котором центры кружков совпадают с окружностью, индекс, составляющийся из суммы точек на площади обоих кружков, ставится в каждом из них на окружности диаграммы.

После определения всех индексов на восковке проводятся изолинии, отражающие плотность точек на 1% площади круга. Изолинии проводятся путем соединения одинаковых индексов плавными кривыми линиями, и весь процесс очень напоминает нанесение горизонталей при составлении топографической карты (рис. 182). Так, например, если на углах квадрата стоят индексы 2 и 8, то на стороне квадрата путем пропорционального деления находим индексы 3, 4, 5, 6 и 7.

Применяется и другой способ построения изолиний на диаграмме, при котором индексы отражают не число замеров на 1% площади круга, а плотность точек, выраженную в процентах относительно общего количества замеров. Например, если на диаграмму нанесено 400 замеров, а точек на площади кружка 8, это составит 2% общего количества замеров. Цифра 2 явится соответ-

ствующим индексом. Далее изолинии проводятся через индексы, как и в первом случае.

Особое внимание при изображении изолиний должно быть обращено на периферические участки круга. При правильно составленной диаграмме на противоположных концах диаметров в точках их пересечения с окружностью должны находиться изолинии с одинаковой плотностью точек, что достигается тщательной про-

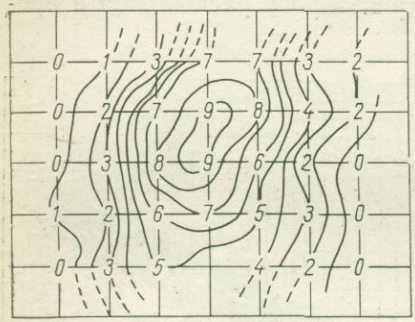


Рис. 182. Схема, показывающая способ проведения изолиний с одинаковой плотностью точек. Цифрами обозначены индексы.

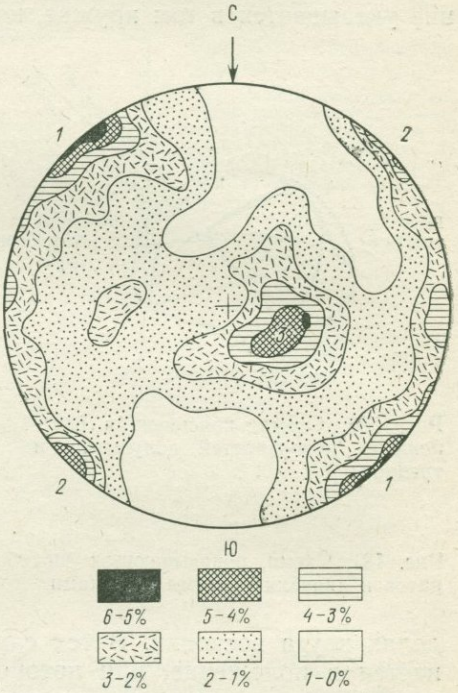


Рис. 183. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях. Нанесено 400 замеров; изолинии проведены через 1% точек.

Ряды трещин на диаграмме: *1* — вертикальный ряд с простиранием 50°; *2* — то же, с простиранием 130°; *3* — наклонный ряд с простиранием 25°, юго-восточным падением и углом наклона 20°

веркой и сопоставлением точек пересечения окружности и изолиний.

Пространство, заключенное между отдельными изолиниями, для большей выразительности обычно покрывается различной штриховкой, более темной для изолиний с большей плотностью точек (рис. 183). Для большей обзорности построенную диаграмму можно уменьшить в 2 или 4 раза, пользуясь для этого квадратной сеткой меньшего масштаба, причем иногда оказывается удобным переносить на уменьшенную сетку не все изолинии, а каждую вторую или третью. На диаграмме крестиком помечается центр, точкой — элементы залегания пород, в которых замерены трещины, указываются север, юг и другие данные. Помимо этого указывают количество нанесенных замеров, а также количество точек, через которые проведены изолинии, выраженное в процентах. Так, например, если нанесено 400 замеров, а изолинии проведены через каждый индекс (точку), получим, что каждая точка составляет

0,25% общего количества замеров, и, следовательно, изолинии проведены через 0,25% точек. Если изолинии проведены через два индекса, плотность изолиний составляет 0,5%; если через четыре индекса — 1% и т. д.

Достоинство диаграммы, построенной на сетке Вальтера — Шмидта, заключается в наглядности изображения, возможности количественной оценки трещин различного направления и сравнения диаграмм, построенных для различных участков и районов.

Недостатки диаграммы — некоторая громоздкость шаблонов и невозможность ее составления непосредственно в поле.

Наблюдения над трещинами позволяют подойти к восстановлению напряжений, существовавших в породах во время возникно-

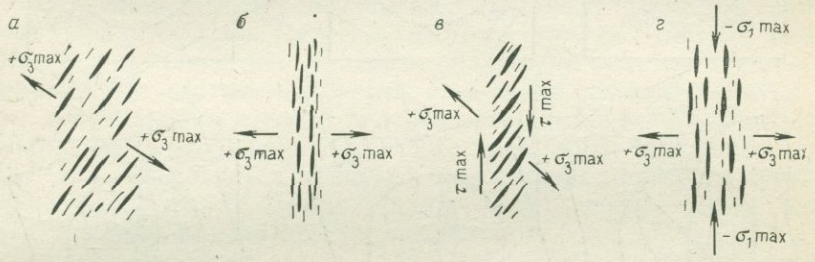


Рис. 184. Схемы реконструкции нормальных ($-\sigma_{1max}$, $+\sigma_{3max}$) и касательных напряжений (τ_{max}) по трещинам отрыва.
а — равномерное растяжение; *б* — растяжение в узкой полосе; *в* — при сдвиге; *г* — при сжатии

вения в них трещин, и сделать выводы о направлении действия и природе сил, вызвавших напряжения.

С этой целью могут быть использованы как трещины отрыва, так и скалывания. Так как трещины отрыва всегда совпадают с направлением максимальных растягивающих нормальных напряжений, выявив ориентировку трещин, можно непосредственно перейти к восстановлению действовавших сил. При этом возможны три варианта. При широком, выдержанном и относительно равномерном распространении трещин действовавшие силы были ориентированы перпендикулярно к их ориентировке (рис. 184, *а*). Такое же решение может быть принято и при поясовом расположении трещин отрыва, при условии их ориентировки в одном направлении (рис. 184, *б*). Если в поясе трещины отрыва расположены косо, то их образование вызвано действием пары сил (рис. 184, *в*). Наибольшие затруднения возникают при реконструкции сил сжатия. Возникающие при этом трещины отрыва ориентируются в направлении сжимающих усилий и поперек растяжению. Единственным критерием в таких случаях может служить неравномерное распределение трещин на фоне однообразного залегания и состава пород. Их максимальная концентрация будет соответствовать участкам наибольших сжимающих усилий (рис. 184, *г*).

Примеры, приведенные на рис. 184, верны для вертикальных трещин отрыва. Если же трещины ориентированы иначе, направ-

ление действующих сил следует определить с помощью расчетов. Азимуты падения трещин и действовавших сил лежат в одной вертикальной плоскости, поэтому одно из направлений растяжения соответствует азимуту падения трещин, а второе (применительно к каждой отдельной трещине или всему полю в целом) будет от-

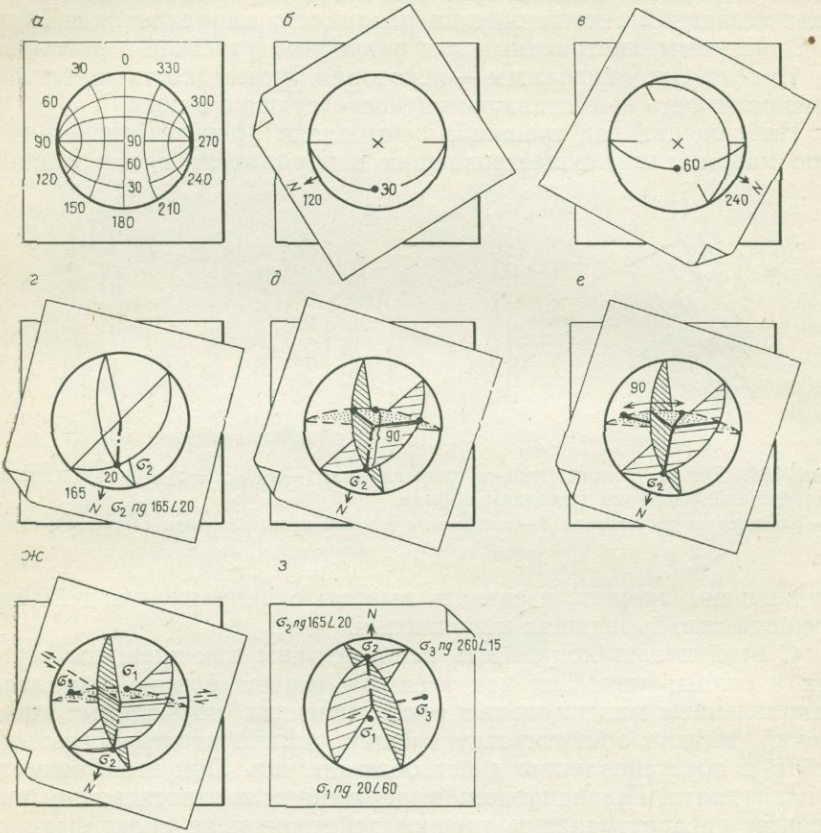


Рис. 185. Определение ориентировки осей напряжений по двум сопряженным системам трещин скалывания и системе трещин отрыва по методу М. В. Гзовского.

а — стереографическая сетка для определения ориентировки осей, *б—ж* — порядок построения диаграммы (см. текст); *з* — окончательный вид диаграммы и ее положение на карте

личаться от первого на 180°. Для нахождения угла наклона действовавших сил, к углу падения трещин следует прибавить или отнять 90° и вычислить значение вертикального угла.

При использовании трещин скалывания для определения действовавших сил построения более сложные.

Прежде всего необходимо еще в полевых условиях, приняв во внимание геологическое строение участка, на котором изучались трещины, морфологию, возраст, направление смещения, минераль-

ное заполнение и другие особенности трещин, выявить два одновозрастных сопряженных направления трещины скалывания, не затронутые последующими деформациями и поворотами. Затем, как описывалось выше, с помощью сетки Вальтера — Шмидта находят осредненные значения азимутов и углов падения каждого из направлений сопряженных трещин скалывания, которые будут соответствовать положению максимальных касательных напряжений.

Для реконструкции силового поля в породах, существовавшего во время возникновения в них трещин скалывания, М. В. Гзовский предложил пользоваться сеткой Вульфа, используемой обычно в кристаллографии, но повернутой на 90° и с другим расположением чисел для отсчета азимутов и углов падения (рис. 185, *а*). На сетку накладывают восковку и с помощью стрелки устанавливают начало отсчета. Далее совмещают стрелку с числом, равным азимуту падения первой из двух сопряженных систем трещин скалывания. На вертикальном диаметре сетки находят точку с числом, совпадающим с углом падения трещин. На восковке отмечают найденную точку и проводят через нее дугу большого круга (рис. 185, *б*), представляющую собой сечение плоскости трещин с верхней полусферой. Диаметр диаграммы, соединяющей концы дуги, является линией простирания трещин.

Таким же образом на восковке изображают вторую систему трещин (рис. 185, *в*). Точку пересечения двух дуг соединяем с центром диаграммы. Получившаяся прямая является стереографической проекцией оси средних по значению главных нормальных напряжений σ_2, которую совмещаем с вертикальным диаметром сетки (рис. 185, *г*). От этой точки отсчитываем вдоль диаметра 90°. Через новую точку на этом диаметре проводят дугу третьего большого круга сетки (прерывистая линия на рис. 185, *д*). Плоскость, изображенную дугой и перпендикулярную к σ_2, отмечают точечной штриховкой. Точки пересечения третьей дуги с первыми двумя дугами соединяем с центром диаграммы. Параллельно этим линиям на плоскостях, изображающих трещины, накладывают штриховку, указывающую то направление смещения по трещинам скалывания, которое должно быть, если трещины действительно являются сопряженной парой систем скалывания, возникшей при одном общем для них напряженном состоянии. Далее двигаются вдоль большого круга, показанного прерывистой линией, и определяют по сетке величины углов между первыми двумя плоскостями. Углы делят пополам и проводят к центру диаграммы их биссектрисы. Они являются осями алгебраически* максимальных σ_1 и минимальных σ_3 главных нормальных напряжений (рис. 185, *е*).

Если в поле были отмечены направления смещения трещин скалывания, *их показывают на диаграмме стрелками в плоскости,*

---

* Учитывая, что растягивающие напряжения положительны, а сжимающие отрицательны, следует иметь в виду, что при общем неравномерном сжатии при $-\sigma_1 > -\sigma_2 > -\sigma_3$ и наименьшем абсолютном значении $-\sigma_1$ в алгебраическом значении оно будет максимальным; при неравномерном растяжении при условии $+\sigma_1 > +\sigma_2 > +\sigma_3$ максимальным окажется $+\sigma_1$.

отмеченной точечной штриховкой. Биссектриса угла, в котором стрелки направлены от центра диаграммы, является осью σ_1. В другом углу, где стрелки направлены к центру диаграммы, биссектриса является осью σ_3 (рис. 185, *ж*). Если в одном и том же углу стрелка у одной трещины направлена к центру диаграммы, а у другой — от центра, значит, рассматриваемые два направления трещин не являются сопряженными и возникли не при одном, а при различных напряженных состояниях в разное время. Если направления смещения крыльев трещин неизвестны и породы не испытали очень больших пластических деформаций, за ось σ_1 условно принимаем биссектрису острого угла, а за ось σ_3 — биссектрису тупого угла.

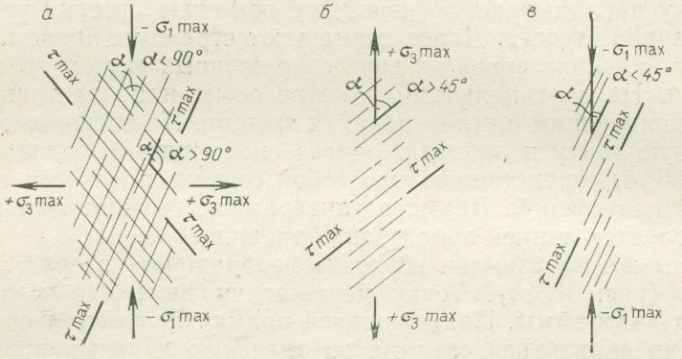


Рис. 186. Схемы реконструкции нормальных ($-\sigma_{1max}$, $+\sigma_{3max}$) и касательных напряжений (τ_{max}) по вертикальным трещинам скалывания.
а — в поле сжатия-растяжения; *б* — в поле растяжения; *в* — в поле сжатия

Такие построения производятся для различных пар трещин скалывания и выясняется, какие из них обладают свойствами сопряженных пар. Установив направления максимальных нормальных напряжений, нетрудно найти и направления сил, вызвавших напряжения: ось σ_1 будет совпадать с направлением сжимающих усилий, а ось σ_3 — растягивающих (рис. 185, *з*).

Если оба направления сопряженных трещин скалывания окажутся вертикальными, построения упрощаются. Положение вектора сжимающих усилий в этом случае будет горизонтальным. Для нахождения его азимута следует острый угол между максимумами замеров трещин на диаграмме, построенной на сетке Вальтера — Шмидта, разделить пополам и вычислить азимут полученной точки.

Если развито лишь одно направление трещин скалывания, вопрос о направлении сжимающих или растягивающих усилий, вызвавших их образование, может быть решен только с учетом всех особенностей геологической обстановки. Следует помнить при этом, что вектор сжатия с направлением трещин сжатия всегда образует острый угол, а растяжения — тупой, если только трещины не подверглись последующей деформации и повороту (рис. 186).

В одном и том же структурно однородном участке нередко удается определить оси не одного, а двух или более разновозрастных напряженных состояний. По многочисленным точкам можно установить пространственные закономерности полей напряжений и действовавших при этом сил как в пределах месторождения, так и обширного района, которые могут быть использованы с различными теоретическими и практическими целями.

Глава 13

РАЗРЫВЫ СО СМЕЩЕНИЯМИ

Ниже описаны разрывы, по которым происходили значительные смещения пород, прилегающих к поверхности разрыва. Четкой грани между трещинами и разрывами со смещениями про-

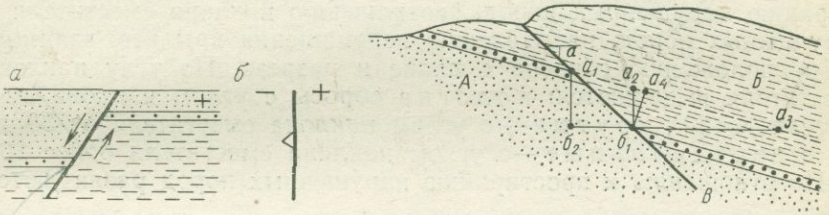


Рис. 187. Схема сброса в разрезе (*а*) и в плане (*б*)

Рис. 188. Элементы сброса

вести невозможно. Там, где развиты только трещины, разрыв со смещением в 10 см будет заметен и, следовательно, выделен, в то время как в районах с широким распространением разрывов со смещениями отмеченный разрыв окажется отнесенным к трещинам.

Классификация разрывов со смещениями разработана на основании многолетней практики геологов. Эти разрывы делятся на шесть основных групп: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы*. Разрывы каждой из групп обладают отличительными морфологическими признаками и образуются при различных динамических и кинематических условиях. Поэтому данная классификация является как морфологической, так и генетической.

Сбросы

Определение и элементы сбросов. К сбросам относят нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения опущенных пород (рис. 187).

* Покровы описаны в гл. 22.

В сбросах различаются следующие элементы (рис. 188): приподнятое, или лежачее, крыло (*А*), опущенное, или висячее, крыло (*Б*), сместитель (*В*), угол падения сместителя (α), амплитуда по сместителю (a_1—$б_1$), вертикальная амплитуда (a_1—$б_2$), горизонтальная амплитуда ($б_1$—$б_2$), стратиграфическая амплитуда (a_4—$б_1$), вертикальный отход (a_2—$б_1$), горизонтальный отход ($б_2$—a_3).

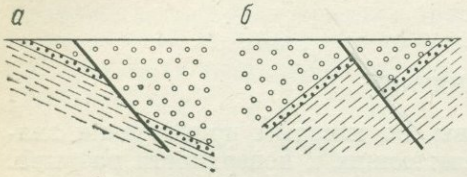


Рис. 189. Согласный (*а*) и несогласный (*б*) сбросы в вертикальном разрезе

Классификация сбросов. 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°.

По отношению к простиранию нарушенных пород различаются

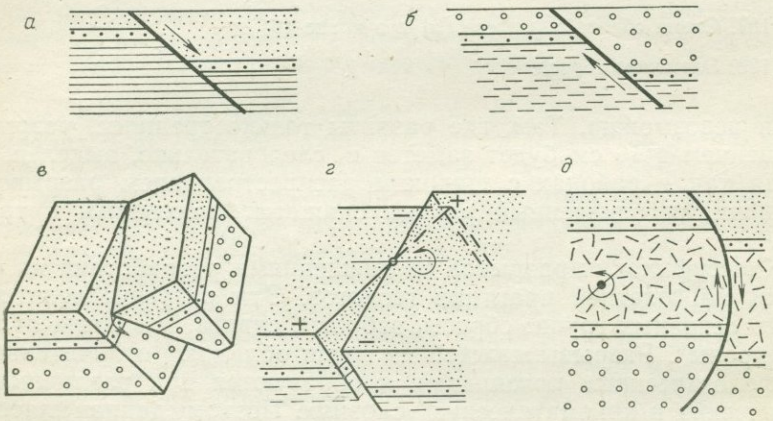


Рис. 190. Деление сбросов по направлению движения крыльев.
а — прямой сброс; *б* — обратный; *в, г* — шарнирный; *д* — цилиндрический (*а, б, д* — вертикальные разрезы). Стрелки — направление движения крыльев

продольные сбросы, у которых общее простирание сместителя совпадает с простиранием нарушенных пород, косые (диагональные) сбросы, сместитель которых ориентирован под углом к простиранию пород, и поперечные сбросы, направленные вкрест простирания пород.

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются (рис. 189) согласные и несогласные сбросы. У согласных сбросов наклон пород и сместителя направлен в одну и ту же сторону; у несогласных сбросов породы и сместитель падают в противоположные стороны.

По направлению движения крыльев выделяются четыре вида сбросов: прямые, обратные, шарнирные и цилиндрические. В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз, в обратных — лежачее крыло перемещается вверх. В шарнирных сбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси, перпендикулярной к простиранию

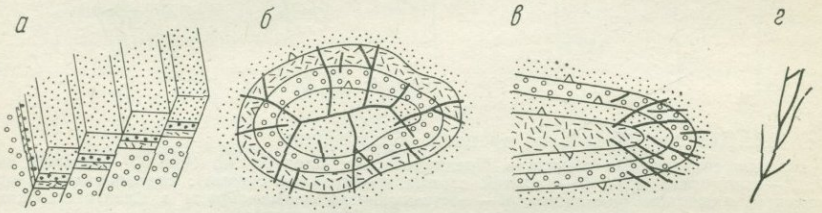


Рис. 191. Ступенчатые (параллельные) сбросы (*а*), радиальные сбросы на куполе (*б*) и периклинальном замыкании складки (*в*), перистые сбросы (*г*)

сместителя (рис. 190). 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 или искривленной поверхности, близкой к дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя.

По взаимному расположению сбросов в плане различают параллельные, радиальные и перистые (рис. 191). В параллельных сбросах поверхности сместителей в плане и разрезе параллельны, и смещение по таким сбросам носит нередко ступенчатый (рис. 191, *а*) характер. Радиальные сбросы расходятся от одной точки или от определенного участка по радиусам. Такие сбросы могут возникать на периклинальных и центриклинальных замыканиях складок или на сводах куполов. Перистые сбросы образуют ветвящуюся сеть, в которой выделяется основной, наиболее крупный сброс и ответвляющиеся, более мелкие (рис. 191, *г*).

По отношению к времени образования нарушенных разрывами отложений сбросы делятся на конседиментационные, т. е. возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, и постседиментационные (наложенные). К конседиментационных сбросах на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращенными и отдельные стратиграфические горизонты выпадают из разреза (рис. 192, *а*). В противоположность этому на опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются полные стратиграфические разрезы и относи-

тельно более мелкозернистые и глубоководные фации. В постседиментационных (наложенных) разрывах мощности пород и фации не имеют различий (рис. 192, *б*).

Строение сместителя. Поверхность сместителя не всегда бывает ровной и может быть искривлена. При перемещении крыльев вдоль

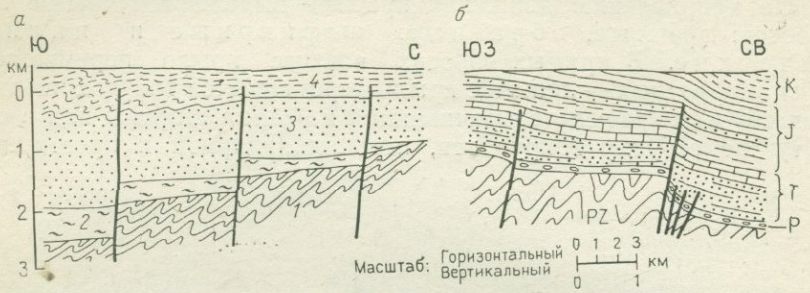


Рис. 192. Деление сбросов по времени образования.

а — конседиментационные сбросы в Предкарпатском прогибе, по Нею (*1* — нижний палеозой, *2* — тортонский ярус, *3* — нижний сармат, *4* — средний сармат); горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы; *б* — постседиментационные сбросы в Свентокширских горах, по Пожарискому (буквенные обозначения — общепринятые)

изогнутого сместителя между ними нередко возникают полости, которые впоследствии могут заполняться жильными и рудными минералами или водой (рис. 193).

При движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, поверхности сместителя притираются и становятся гладкими, как бы отполированными. Такие блестящие поверхности носят название зеркал скольжения. На зеркалах скольжения образуются многочисленные штрихи и бороздки (бороздки скольжения), ориентиро-

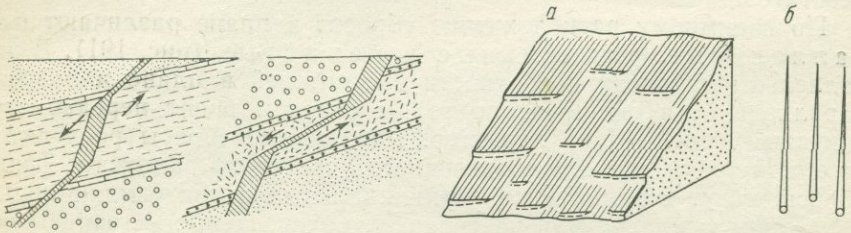


Рис. 193. Полости, образующиеся при перемещении крыльев сброса по искривленной поверхности сместителя

Рис. 194. Строение зеркала скольжения с поперечными отрывами (*а*) и бороздки скольжения (*б*)

ванные по направлению движения крыльев (рис. 194). Зеркала скольжения возникают даже при относительно небольших перемещениях.

При смещениях с амплитудами в десятки и сотни метров в результате разрушения неровностей и выступов поверхности смести-

теля помимо зеркал скольжения между крыльями сброса развивается брекчия трения, представляющая собой раздробленную и перетертую массу обломков пород (рис. 195, *а*). Мощность брекчий трения непостоянна и нередко достигает нескольких метров, а при значительной амплитуде смещения и искривленной поверхности разрыва — десятков метров. В мощных брекчиях трения обломочный материал подвергается разлинзовыванию (рис. 195, *б*) с образованием внутри брекчии многочисленных зеркал скольжения. Известны случаи, когда в брекчиях трения оказывались обломки пород, не обнажающиеся на поверхности Земли, а вынесенные из глубины. В брекчии трения часто проникают гидротермальные растворы, из которых отлагаются жильные и рудные минералы; брекчии нередко сильно обводнены.

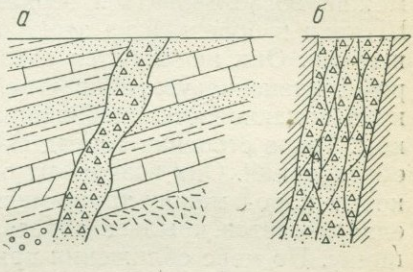


Рис. 195. Брекчия трения (*а*) и разлинзованная брекчия трения (*б*)

В зависимости от величины обломков различают несколько видов тектонических брекчий. При размерах обломков менее 1 см образуется какирит (орешник), распадающийся при разламывании на мелкие угловатые обломки.

Если обломки имеют размеры в миллиметры и доли миллиметра, брекчия называется катаклазитом, а процесс ее образования — катаклазом. Минеральные зерна в катаклазите сильно раздроблены и нередко изогнуты. У зерен кварца появляется волнистое угасание в поляризованном свете, возникают трещины и оторочки из кварцевой крошки.

При еще более тонком перетирании пород образуется милонит. Минеральные зерна в последнем растерты до состояния пыли и обычно имеют удлиненную линзовидную форму. Внешне милонит имеет вид тонкой, как бы сливной породы с ленточной или волнистой текстурой.

При изучении сбросов необходимо учитывать их затухание в вертикальном и горизонтальном направлениях, что может иметь большое значение при вычислении амплитуды смещения. Затухание связано с рассеиванием напряжений, вызвавших разрыв, и может иметь разные формы. Чаще всего сброс переходит во флексуру, нередки расщепления сбросов на мелкие затухающие разрывы. Как указывает В. Ярошевский, известны также случаи уплотнения пород на одном из крыльев сброса компенсирующего смещение.

Определение направления перемещения крыльев сбросов. Различаются два вида перемещения крыльев сбросов: абсолютное и относительное. При выяснении направления абсолютного перемещения определяется смещение каждого крыла относительно горизонта. При этом возможны три случая перемещения: висячего крыла вниз при неподвижном лежачем крыле; лежачего крыла

вверх при неподвижном висячем крыле; обоих крыльев — лежачего вверх и висячего вниз либо обоих крыльев вниз или вверх, но с различной скоростью. Решение вопроса об абсолютном перемещении крыльев — задача крайне сложная и далеко не всегда разрешимая. В молодых, недавно образовавшихся сбросах определению абсолютного перемещения нередко помогает изучение строения рельефа; подвижное крыло обычно оказывается более сильно раздробленным и нарушенным.

В подавляющем большинстве случаев геологу достаточно иметь данные лишь об относительном перемещении, т. е. знать амплитуду смещения одного крыла относительно другого. Для этой цели можно воспользоваться зеркалами и бороздками скольжения. Штрихи и бороздки на зеркалах скольжения имеют неодинаковую ширину. Они начинаются едва заметной царапиной, ширина которой постепенно увеличивается, царапинка превращается в бороздку и заканчивается небольшим углублением или твердым комочком. Такое строение борозд скольжения объясняется условиями их образования. Они возникают от попадания обломочков твердых боковых пород между трущимися крыльями сброса. Пока обломочек едва касается крыльев сброса, он оставляет слабозаметную царапинку. По мере сближения крыльев обломочек истирается сильнее, оставляя более глубокую бороздку, и, наконец, когда от него оста-

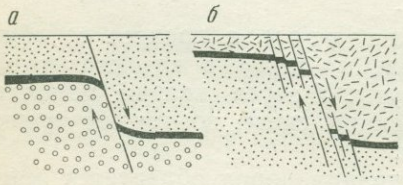


Рис. 196. Определение относительного перемещения крыльев сброса по изгибам слоев у поверхности сместителя (*а*) и по смещению слоя по мелким сбросам (*б*)

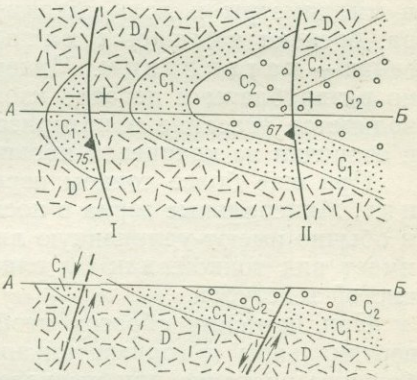


Рис. 197. Определение относительного перемещения крыльев сброса по возрасту слагающих их пород

ется очень маленькое зернышко, оно раздавливается, оставляя на поверхности сместителя углубление или комочек. Таким образом, направление расширения борозды скольжения на плоскости одного блока указывает на направление относительного смещения другого блока. Нередко бороздки скольжения располагаются отдельными группами, объединенными общей поверхностью отрыва (см. рис. 194, *а*). Если провести рукой по зеркалу скольжения вдоль борозд в одном направлении, пальцы будут скользить и не встретят сопротивления; скольжение пальцев в обратном направлении будет затруднено, так как поверхности отрыва препятствуют сколь-

жению. Направление свободного скольжения руки совпадает с направлением смещения примыкающего крыла.

Большое значение для определения направления движения крыльев имеют изгибы слоев у поверхности сместителя. Слои изгибаются в направлении перемещения крыльев (рис. 196, *а*). Нередко возникает не изгиб слоев, а их смещение по ряду параллельных разрывов с небольшой амплитудой (рис. 196, *а*).

Относительное направление перемещения может быть определено также по соотношению возраста пород на крыльях сбросов.

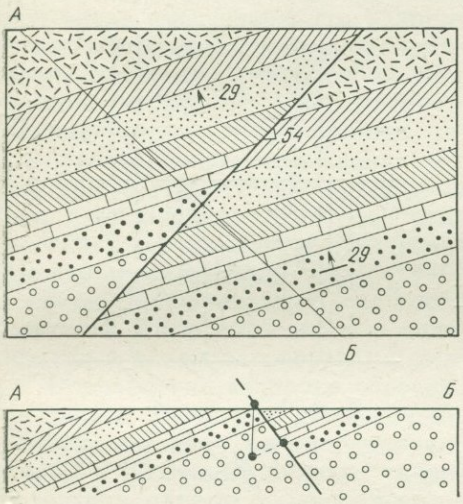
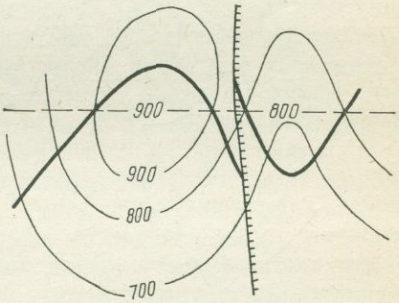


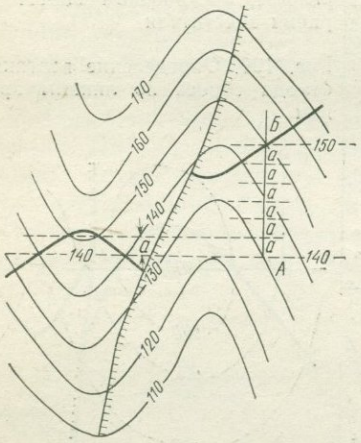
Рис. 198. Пример, иллюстрирующий определение амплитуды сброса на разрезе, построенном вкрест простирания сместителя

Рис. 199. Определение вертикального отхода сброса по линиям простирания



Рассмотрим в качестве примера синклиналь, центриклинальное окончание которой нарушено двумя параллельно расположенными сбросами (рис. 197). Построив вертикальный разрез по линии *АБ*, легко найти относительные перемещения крыльев сбросов. Тот же результат мы получим, если сравним породы, слагающие крылья сброса. В сбросе I отложения девона на поверхности приведены в соприкосновение с породами нижнего карбона. Для объяснения указанных взаимоотношений необходимо допустить, что девонские отложения были приподняты, а нижнекаменноугольные опущены. Следовательно, западное крыло сброса опущено (—), а восточное приподнято (+). Аналогичные рассуждения можно привести и для сброса II. Отсюда вытекает общее правило (применимое и для остальных типов разрывов): при определении относительного перемещения крыльев разрывов необходимо сравнивать возраст пород, обнажающихся на поверхности на крыльях разрыва. Приподнятым крылом окажется то, на котором обнажены относительно более древние породы; на опущенном крыле обнажаются молодые породы.

Определение амплитуды смещения сбросов представляет собой сложную задачу, решение которой осуществляется различными графическими приемами. Обычно для этой цели строится разрез вкрест простирания сместителя с таким расчетом, чтобы на опущенном и приподнятом крыльях линией разреза был пересечен один и тот же слой или стратиграфический горизонт (рис. 198). Если при этом слои пересекаются линией разреза не вкрест простирания, а под каким-либо углом, в углы падения пород при изображении их на разрезе необходимо ввести соответствующие поправки.



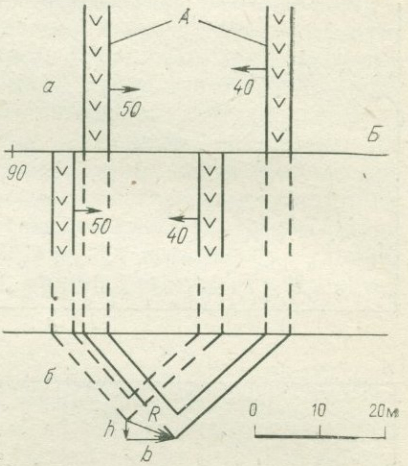


Рис. 200. Определение вертикального отхода сброса с помощью заложения

Рис. 201. Определение горизонтальной и вертикальной амплитуд смещения. *а* — план двух даек лампрофиров (*А*), смещенных по нарушению; *б* — их разрез вдоль сместителя (*Б*)

В том случае, если рельеф на карте изображен с помощью горизонталей, величину вертикального отхода можно определить с помощью линий простирания (рис. 199). Для этого определяются положение линии простирания какого-либо слоя на одном из крыльев сброса и ее высотная отметка. Затем найденная линия простирания продолжается на второе крыло сброса до пересечения с выходом этого же слоя на поверхности и вновь определяется ее высотная отметка. Разница в высотных отметках линий простирания на крыльях сброса составляет величину вертикального отхода. Описанный метод может быть применен при условии сохранения направления простирания пород на обоих крыльях сброса.

Вертикальный отход может быть определен и с помощью заложения (рис. 200). С этой целью находят линию простирания на одном из крыльев сброса и определяют величину заложения (*а*). Затем строят линию падения до пересечения выхода пласта на поверхность на другом крыле сброса (линия *АБ*). Если бы сме-

щение по разрыву отсутствовало, высотная отметка пласта составила бы 200 м, в то время как она равна 150 м. Следовательно, вертикальный отход сброса составляет 50 м.

Для определения горизонтальной и вертикальной составляющих смещения у сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов (см. ниже) рекомендуется следующий прием.

Допустим, что задокументированы две дайки лампрофира, смещенные вдоль вертикального разрыва и падающие навстречу друг другу (рис. 201). Для определения характера перемещения и амплитуды вдоль нарушения необходимо построить вертикальный разрез вдоль сместителя. На разрезе показывается положение даек и точек их пересечения для обоих крыльев разрыва. Если затем эти точки соединить между собой линией, получим величину смещения в виде вектора R. Направление вектора определяется в данном случае условно. Если принять за неподвижное южное крыло, то он будет ориентирован сверху вниз и слева направо, т. е. северное крыло относительно южного опущено и смещено в горизонтальном направлении. Обычно в практической деятельности необходимо знать вертикальную и горизонтальную составляющие амплитуды перемещения, для чего результирующий вектор R раскладывается на горизонтальную и вертикальную составляющие. Зная масштаб построения, можно подсчитать и истинные значения амплитуд горизонтального (b) и вертикального (h) смещения.

Определение возраста сбросов представляет сложную задачу. Основным признаком, позволяющим судить о времени образования сброса, является возраст нарушенных пород. Большое значение имеют и косвенные данные, например время формирования складчатости в данном районе, время проявления интенсивных вертикальных движений, внедрение интрузий и т. д.

На одном из участков Южного Урала, сложенного сжатыми в складки отложениями нижней перми и карбона, нарушенными сбросом, северное продолжение сброса скрыто под налегающими на палеозойские породы нижнеюрскими отложениями, залегающими почти горизонтально. Юрские отложения сбросом не затронуты и, следовательно, можно полагать, что сброс образовался позже ранней перми, но раньше ранней юры. Таким образом, для времени образования сброса получается широкий возрастной интервал, однако, учитывая, что складчатые сооружения Урала сформировались в позднем палеозое, возраст сброса вероятнее считать пермским (рис. 202).

Нередко перемещения по поверхности сместителя происходят неоднократно. На рис. 203 приведен разрез одного из районов Алайского хребта. В опущенном крыле сброса на смятых в сложные складки известняках, аргиллитах и песчаниках нижнего карбона несогласно залегают нижнепермские конгломераты. В приподнятом крыле нижнепермские конгломераты лежат на размытых дислоцированных нижнедевонских известняках. Вертикальная амплитуда, измеренная по подошве конгломератов нижней перми, составляет 280 м. Однако этой амплитудой нельзя объяснить при-

мывание нижнего карбона к нижнему девону и, по-видимому, следует предположить существование допермских подвижек по сбросу.

Последовательность движения по сместителю может быть намечена следующим образом. Сброс образовался в дораннепермское время после формирования пород нижнего карбона. В результате смещения, составляющего несколько сот метров, отложения нижнего карбона были опущены и приведены в соприкосновение с при-

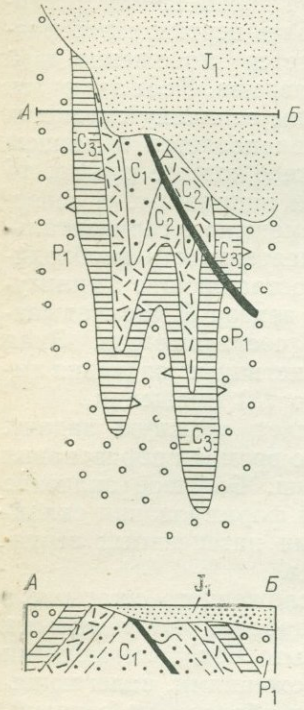


Рис. 202. Пример определения возраста сброса

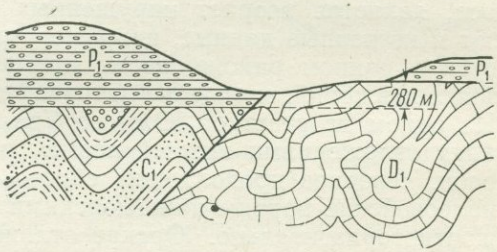


Рис. 203. Сброс с повторными движениями по сместителю

поднятыми известняками нижнего девона. Позже вся территория подверглась размыву и на эрозионной поверхности в ранней перми сформировалась мощная толща конгломератов. В послераннепермское время подвижки по сбросу возобновились и восточное крыло вновь было приподнято на 280 м. Таким образом, перемещения по сбросу происходили дважды и в обоих случаях в одном и том же направлении, что увеличивало суммарную амплитуду сброса. Однако повторные подвижки по сместителю нередко происходят так, что они уменьшают первоначальную амплитуду.

Молодые сбросы, образовавшиеся в четвертичном периоде, нередко отражаются в рельефе, образуя резко выраженные уступы, подпруживая озера и реки. Одновозрастные сбросы почти никогда не пересекаются. Они ветвятся или сливаются друг с другом под тем или иным углом, но не пересекают друг друга. Пересечение

одного сброса другим наблюдается только в тех случаях, когда они разделены значительным промежутком времени, соответствующим их образованию. При пересечении разновозрастных вертикальных сбросов линии выхода сместителей на поверхности не изменяют своего положения, при наклонных сбросах более древний из них окажется смещенным.

Образование сбросов. Все смещения горных пород по поверхностям разрыва происходят в условиях разнонаправленного или однонаправленного, но различного по амплитуде и скорости смещения блоков. Смещения могут происходить одновременно с образованием разрыва или значительно позже. Из соотношения движений

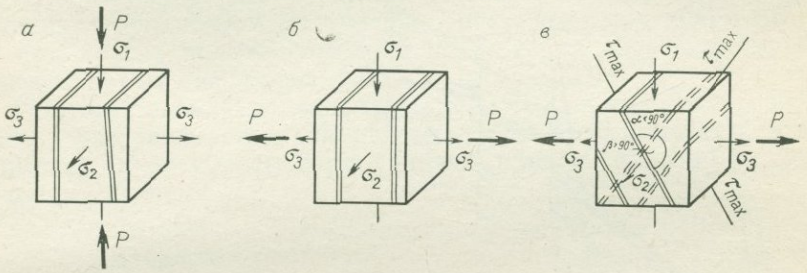


Рис. 204. Схемы образования сбросов при хрупком разрушении, вызванном сжатием (*а*) и растяжением (*б*); при вязком разрушении, вызванном растяжением (*в*).

P — направление действующих сил; σ_1, σ_2, σ_3 — максимальные нормальные напряжения; τ_{max} — максимальные касательные напряжения; двойные линии — сбросы

крыльев наклонных сбросов устанавливается, что между крыльями образуется «зияние», т. е. нарушенные слои как бы отходят друг от друга (см. рис. 188). Образование «зияния» вызывается растяжением участков земной коры, в которых образуются сбросы.

Как уже указывалось в гл. 6, разрушение возможно хрупким путем (отрыв) или вязким (скалывание). В обоих случаях, кроме того, действует сила тяжести, направленная вниз.

При образовании сбросов, связанных с хрупким разрушением пород, отрыв практически происходит мгновенно, но последующее смещение крыльев может растянуться на значительные интервалы времени, измеряемые не только тысячами, но и нередко миллионами лет, что подтверждается широким развитием конседиментационных сбросов. При этом происходит разрядка напряжений в прилегающих к сместителю породах, чем и обусловлены относительно большие расстояния между крупными хрупкими разрывами. Действие растягивающих усилий вызывает широкое развитие трещин отрыва, в зонах концентрации которых при воздействии силы тяжести происходит образование поверхности смещения. Для хрупких разрывов характерно присутствие мощных полос раздробленных пород и крупнообломочных брекчий трения.

Однонаправленность движений в условиях растяжения хорошо выражена в ступенчатых сбросах.

Обычно условия, при которых возникают сбросы, связанные с хрупким разрушением, соответствуют вертикальному положению оси σ_1 и горизонтальной ориентировке осей σ_2 и σ_3 (рис. 204, *а, б*). Образование отрыва будет зависеть не от абсолютных значений величин напряжений, а от разности напряжений σ_1 и σ_3, которые могут иметь как различные знаки, так и все положительные (рас-

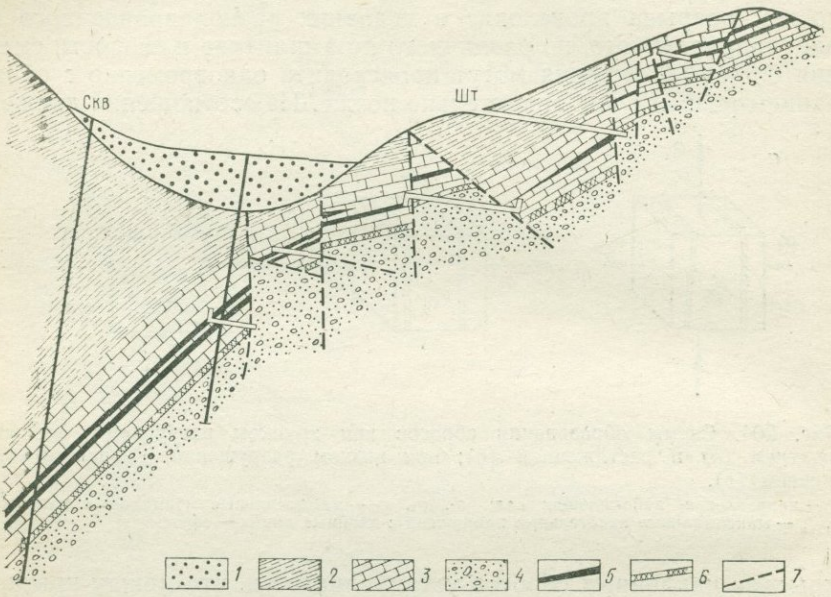


Рис. 205. Пластовые залежи свинцовой и медной руды на месторождении Джаргелан в Киргизии, по В. Попову.

1 — четвертичные отложения; *2* — гипсоносная подсвита (песчаники, гравелиты, сланцы, мергели, глины, известняки, гипсы, ангидрит, галит) мощностью 460 м; *3* — известняковая подсвита (известняки, доломиты с прослоями глин и глинистых сланцев) мощностью 30—60 м; *4* — подсвита красноцветных обломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты) мощностью 0—600 м; *5* — пласт со свинцовым оруденением; *6* — пласт с медным оруденением; *7* — тектонические нарушения

тягивающие напряжения) или все отрицательные (сжимающие напряжения).

Указанная ориентировка осей напряжений приводит к тому, что большая часть хрупких разрывов ориентирована вертикально или круто. При ином положении осей напряжений сбросы могут занять и наклонное положение, что часто наблюдается у оперяющих разрывов.

Сбросы, образующиеся при вязком разрушении пород, в условиях преобладающих растягивающих усилий развиваются по одному из максимальных касательных напряжений (рис. 204, *в*). Нарастание амплитуды смещения происходит постепенно и нередко при нагрузках ниже пределов прочности пород вследствие ползучести. Образующиеся разрывы могут быть сближены и сопровож-

даться многочисленными параллельными трещинами скалывания, в их сместителях возникают не крупнообломочные тектонические брекчии, а тонко растертые милониты. При вязком разрушении τ_{max} образует острый угол с осью σ_1 и тупой с σ_3, причем напряжения по оси σ_1 обычно связаны с гравитацией, а по оси σ_3 — с тектоническими нагрузками.

Реализация смещения по одному, а не по двум направлениям τ_{max} объясняется избирательной анизотропией физических свойств пород, выраженной совпадением с ориентировкой сместителя текстурных особенностей пород: слоистости, сланцеватости или кливажа.

При вертикальном положении σ_1 большая часть сбросов, образующихся при вязком разрушении, наклонена под углом 45—60°, но при других положениях осей напряжения сбросы могут быть ориентированы иначе (рис. 205).

Помимо описанных разновидностей сбросов у земной поверхности широко распространены разрывы, связанные с действием силы тяжести. Такие сбросы ограничивают обвалы, оползни и другие, подобные явления.

Взбросы

Определение и элементы взбросов. Взбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения приподнятых пород (рис. 206).

Во взбросах различаются следующие элементы (рис. 207): опущенное, или лежачее, крыло (*А*), приподнятое, или висячее, крыло (*Б*), сместитель (*В*), угол наклона сместителя (α), амплитуда по сместителю (a_1—$б_1$), вертикальная амплитуда (a_1—$б_2$), горизонтальная амплитуда, или перекрытие ($б_1$—$б_2$), стратиграфическая амплитуда (a_1—$б_1$), вертикальный отход (a_1—$б_3$), горизонтальный отход ($б_1$—a_2).

Классификация взбросов почти совпадает с классификацией сбросов. Взбросы также различаются по ряду признаков.

По углу наклона сместителя выделяются: пологие взбросы с углом наклона сместителя до 30°, крутые — с углом наклона от 30 до 80° и вертикальные — с углом наклона сместителя от 80 до 90°. По отношению к простиранию нарушенных пород различаются: продольные взбросы, у которых простирание сместителя совпадает с направлением простирания пород; косые или диагональные взбросы, ориентированные под углом к простиранию пород; поперечные, направленные под прямым углом к простиранию пород. По соотношению наклона пород и сместителя (в вертикальных разрезах) выделяют согласные и несогласные взбросы. У согласных взбросов наклон пород и сместителя направлен в одну и ту же сторону, у несогласных — породы и сместитель наклонены в противоположные стороны (рис. 208).

По направлению перемещения крыльев выделяются три вида взбросов: прямые, обратные и шарнирные. В прямых

взбросах висячее крыло перемещается вверх, в обратных — лежачее крыло перемещается вниз, в шарнирных — крылья повернуты вокруг оси, находящейся на одном из концов разрыва.

Следует отметить, что в цилиндрических сбросах (см. рис. 190, *д*) в верхней их части разрыв может быть классифицирован как сброс, а в нижней — как взброс. Это дает основание некоторым исследователям отказаться от деления разрывов на сбросы и взбросы, и все разрывы, относящиеся к сбросам и взбросам, на-

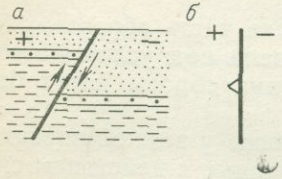


Рис. 206. Схема взброса в разрезе (*а*) и в плане (*б*) (сравните с рис. 187)

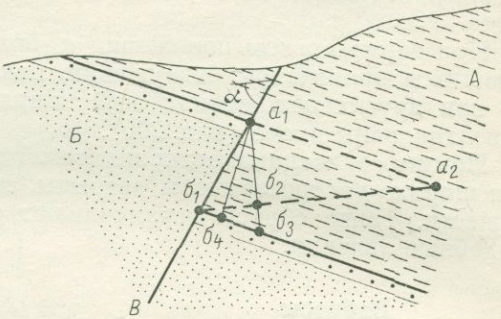


Рис. 207. Элементы взброса

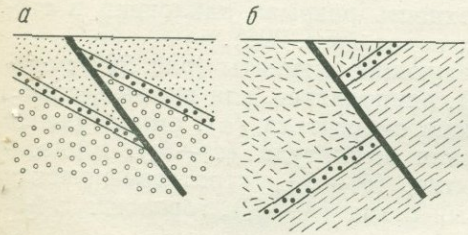


Рис. 208. Согласный (*а*) и несогласный (*б*) взбросы в вертикальном разрезе

зывать сбросами. С этим, однако, нельзя согласиться по следующим причинам. В подавляющем большинстве случаев движение крыльев по сместителю происходит прямолинейно. При этом отделение сбросов от взбросов не вызывает затруднений. В цилиндрических и шарнирных сбросах крылья двигаются не прямолинейно, а по кривым, вокруг оси, в связи с чем принятые классификационные признаки недостаточны для их отнесения к сбросам и взбросам. Обычно такие разрывы называются сбросами, за исключением тех случаев, в которых устанавливается перемещение одного из крыльев вверх. К сбросам следует относить и разрывы с вертикальным положением сместителя, если только, как в цилиндрических сбросах, не устанавливается перемещение одного из крыльев вверх.

По взаимному расположению в плане различают ступенчатые, *радиальные и перистые взбросы*. Сместитель взбросов имеет те же характерные черты, что и сместитель сбросов, и направление движения по сместителю, амплитуда и возраст взбросов

определяются так же, как и сбросов. Вместе с тем в отличие от сбросов тектонические брекчии сместителей взбросов имеют меньшую мощность и очень сильно растерты, до состояния милонитов, а также разлинзованы.

Взбросы, как и сбросы, по отношению ко времени образования нарушенных ими осадочных толщ делятся на конседиментационные и постседиментационные. В первых перемещение крыльев происходит одновременно с накоплением осадков и на опущенном крыле мощность пород больше, чем на приподнятом. Постседиментационные взбросы развиваются позже образования пород и не имеют изменений мощностей или фаций на крыльях.

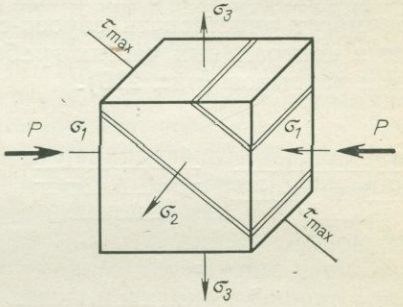


Рис. 209. Схема образования взбросов при вязком разрушении пород. Обозначения см. рис. 204

Происхождение взбросов. Строение взбросов хаарктеризуется перекрытием одного крыла другим, указывающим на сближение крыльев в обстановке общего сжатия (см. рис. 207). Последнее вызывается горизонтальным тектоническим давлением, нередко далеко превышающим пределы прочности пород. При образовании взбросов почти всегда существует обстановка всестороннего, но неравномерного сжатия, причем ось σ_1 (максимального главного нормального направления) располагается горизонтально и связана с тектоническим давлением; ось σ_3 (минимального главного нормального напряжения) ориентирована вертикально и соответствует силе тяжести; промежуточная ось σ_2 горизонтальна (рис. 209).

Взбросы представляют собой вязкие разрывы и ориентированы в направлении максимальных касательных напряжений (τ_{max}). При указанном выше расположении осей нормальных напряжений сместители взбросов имеют преимущественно пологое положение; если же силы, вызывающие сжатие, будут ориентированы под углом к горизонту, сместители могут иметь и иную ориентировку.

Развиваются взбросы главным образом в районах с линейной складчатостью и при горизонтальной ориентировке σ_1 вкрест простирания осей складок по двум или одному направлению под углом к направлению складок. Для повышения касательных напряжений важна разность значений σ_1 и σ_3. Так как с глубиной по мере увеличения значения силы тяжести будет расти величина вертикального напряжения (σ_3), а разность между σ_1 и σ_3 уменьшаться, как бы ни было велико горизонтальное тектоническое давление (σ_1), такие соотношения приводят к тому, что взбросы развиваются преимущественно вблизи земной поверхности и, если σ_3 станет равным промежуточному напряжению σ_2, вместо взбросов начнут образовываться сдвиги.

Системы сбросов и взбросов

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Среди них широко распространены опущенные или поднятые крылья, блоки горных пород, разделенные сбросами или взбросами, получившими название горстов и грабенов.

Грабены (нем. — ров) представляют собой линейные структуры, образованные сбросами (чаще) или взбросами, центральные части которых опущены и на поверхности сложены породами более молодыми, чем в поднятых краевых частях. В строении грабенов могут участвовать сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Погружения в центральных частях грабенов происходят ступенчато по линиям разрывов (рис. 210).

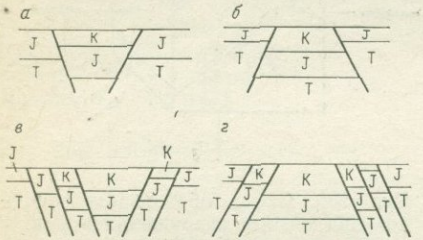


Рис. 210. Схема грабенов в разрезах:
а — простого, образованного двумя сбросами; *б* — простого, образованного двумя взбросами; *в* — сложного, образованного сбросами; *г* — сложного, образованного взбросами

Различают простые и сложные грабены. Простые грабены образованы двумя-тремя сбросами или взбросами; в сложных грабенах принимает участие большое количество разрывов.

По отношению ко времени формирования горных пород, слагающих грабен, выделяют наложенные грабены и грабены, формировавшиеся параллельно с осадконакоплением.

Наложенные грабены развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород, нередко смятых в складки и прорванных интрузиями. Они накладываются на ранее сформированные

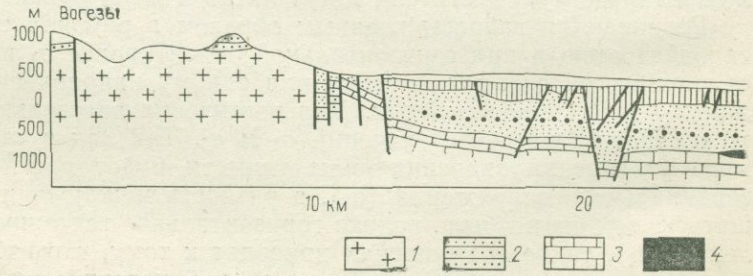


Рис. 211. Разрез через Рейнский грабен, по В. Вагнеру (из П. Дорла).
1 — фундамент; *2* — триас; *3* — юра; *4* — эоцен; *5* — средний олигоцен; *6* — верхний олигоцен;

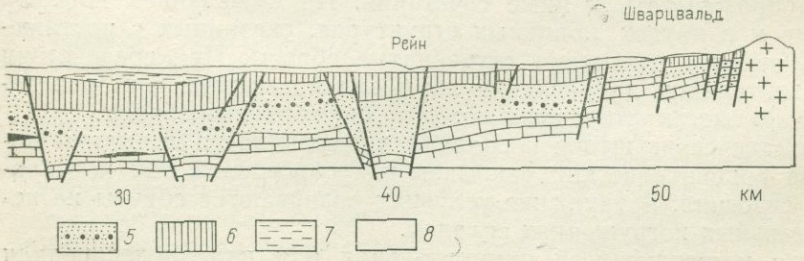
структуры и могут возникнуть значительно позже процессов осадконакопления и складчатости. В наложенных грабенах мощности пород в их центральных и периферических частях остаются одинаковыми; при этом не происходит изменения фаций и состава пород. Амплитуды смещения по разрывам иногда достигают сотен метров, а протяженность по простиранию может исчисляться многими километрами. Нередко наложенные грабены развиваются на участках растяжения пород в сводах куполовидных складок и в замках антиклиналей.

Грабены, формирующиеся параллельно с осадконакоплением, имеют более сложное строение. В их центральных частях накапливаются мощные толщи горных пород, совершенно отсутствующих или имеющих небольшую мощность в периферических участках (рис. 211). Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабена, нередко служат источником сноса обломочного материала, накапливающегося в их центральных частях. Грабены, формирующиеся параллельно с осадконакоплением, развиваются в течение длительного времени и проявляют активность на протяжении десятков миллионов лет.

В земной коре развиты также огромные по длине грабены (до сотен километров), уходящие своими корнями в нижние части земной коры или в мантию. Такие структуры получили название «рифтов» и описаны ниже.

К горстам (нем. — возвышенность, холм) относят линейные структуры, образованные сбросами, взбросами, сбросо-сдвигами или взбросо-сдвигами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем в краевых частях. Различают простые и сложные горсты (рис. 212). Простые горсты образуются двумя-тремя сбросами или взбросами; в сложных горстах принимает участие большое количество разрывов.

Горсты (как и грабены) могут развиваться как позже процессов осадконакопления, накладываясь на уже сформированные структуры, так и одновременно с осадконакоплением. В последних случаях образование осадков осуществляется в краевых частях



7 — миоцен; *8* — четвертичные отложения

горстов за счет разрушения и размыва их приподнятых центральных участков.

Наиболее распространены горсты с относительно небольшими линейными размерами — от единиц до нескольких десятков километров при ширине в сотни метров. Примером района развития горстов может служить Центральный Казахстан, где высокоприподнятые центральные части горстов, сложенные древнепалеозойскими и допалеозойскими образованиями, разделены грабенами, заполненными снесенным с горстов обломочным материалом.

Происхождение грабенов и горстов. При образовании грабенов и горстов, ограниченных сбросами, на горные породы действует двойное усилие: общее растяжение и силы гравитации. Последнее

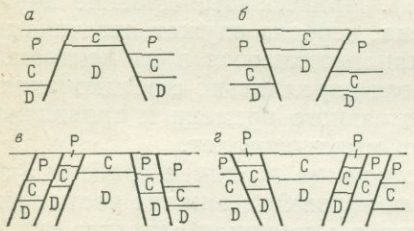


Рис. 212. Схема горстов в разрезах:
а — простого, образованного двумя сбросами; *б* — простого, образованного двумя взбросами; *в* — сложного, образованного сбросами; *г* — сложного, образованного взбросами

вызывает погружение центральных частей грабенов и крыльев горстов, в то время как поднятые части структур могут сохранять стабильное положение. Особенно часто грабены, ограниченные сбросами, встречаются в сводовых частях куполовидных складок (соляных диапирах и др.).

Грабены и горсты, образованные взбросами, обычно являются следствием активного сжатия земной коры в горизонтальном направлении. В осадочных чехлах такие же структуры могут возникнуть при блоковых вертикальных перемещениях фундамента. Грабены, ограниченные взбросами, могут образоваться вследствие сдавливания их центральных частей при боковом сжатии, но встречаются редко и получили специальное название «рамп».

Помимо описанных выше грабенов и горстов сбросы и взбросы могут образовывать и иные сочетания. На смыкающих крыльях флексур и в других подобных структурах, связанных с растяжениями, нередко возникают ступенчатые сбросы. При воздействии в горизонтальном направлении пары сил и действии векторов параллельно сместителю развиваются кулисообразные сбросы.

Магматические штоки и соляные диапиры часто вызывают появление концентрических разрывов как сбросового, так и взбросового строения. В таких же условиях развиваются сбросы на периклинальных погружениях складок.

Часто встречающиеся прямоугольная или параллелепипедная системы сбросов могут быть результатом переориентировки напряжений по горизонтальным осям. Например, при разгрузке напряжения σ_3 и замене его σ_2 при сохранении значения и вертикального

положения σ_1. Причем образование одного из направлений сбросов отделено от появления другого направления интервалом времени, в течение которого происходит изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений.

Сдвиги

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении — по простиранию сместителя (рис. 213).

В сдвигах различаются крылья, сместитель, угол наклона сместителя и амплитуда смещения.

По углу наклона сместителя сдвиги делятся на горизонтальные (угол наклона от 0 до 10°), пологие (угол наклона от 10 до 45°), крутые (угол наклона от 45 до 80°), вертикальные (угол наклона сместителя от 80 до 90°).

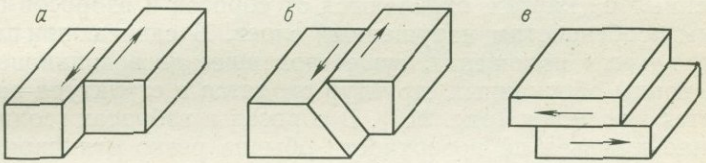


Рис. 213. Крутой (*а*), пологий (*б*) и горизонтальный (*в*) сдвиги

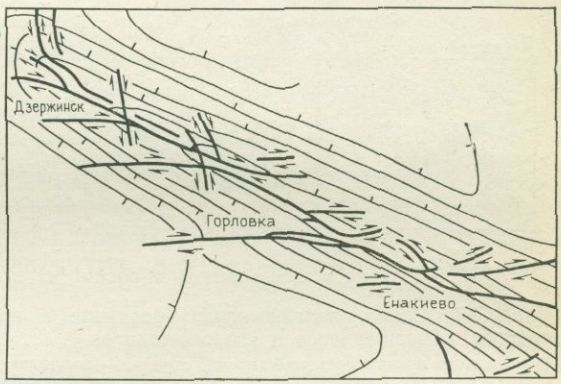


Рис. 214. Система сдвигов в Главной антиклинали Донбасса, по В. В. Эзу

По отношению к простиранию нарушенных пород сдвига так же, как и сбросы и взбросы, могут быть продольными, косыми, или диагональными, и поперечными (рис. 214). Различают правые и левые сдвиги. Для того чтобы установить характер смещения, наблюдатель должен стать лицом к сместителю в пункте обрыва слоя. Если на противоположном крыле сдвига слой относительно наблюдателя будет смещен вправо, сдвиг будет называться правым, если влево — левым (рис. 215).

Большие сложности возникают при выявлении затуханий сдвигов. Как указывает В. Ярошевский, уменьшение сдвиговой амплитуды в горизонтальном направлении обычно происходит путем ее расщепления на мелкие подчиненные сдвиги и сбросы и другие, компенсационные разрывы, создающие структуры типа «конского хвоста».

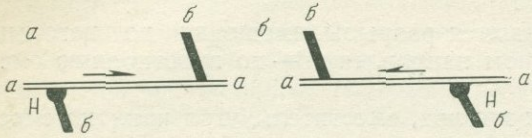


Рис. 215. Схема *правого* (*а*) и левого (*б*) сдвигов в плане.
аа — поверхность сместителя; *б* — разорванные слои; *Н* — положение наблюдения

Сложную задачу представляет отделение сдвигов от сбросов и взбросов. Направление перемещения крыльев в сдвигах может быть установлено по бороздам скольжения, которые на поверхностях сместителя имеют горизонтальное положение. Сдвиги, изображенные на картах, отличаются от сбросов и взбросов по структурным особенностям нарушенных слоев. В сдвигах при перемещении крыльев в положение, существовавшее до возникновения разрыва, концы оборванных структур сходятся и структура восстанавливается как целая (рис. 216). В сбросах и взбросах геологическое строение крыльев на поверхности обычно резко отличное, и перемещение их по сместителю в горизонтальном направлении не может восстановить форму структуры, существовавшей до разрыва.

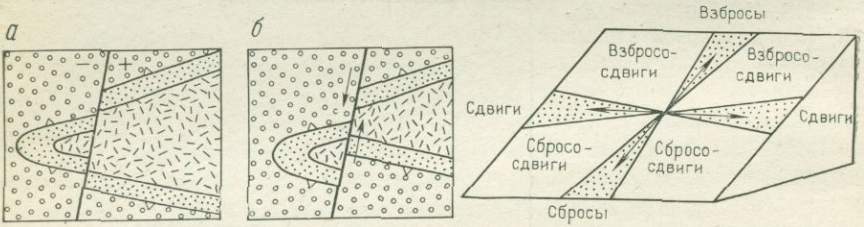


Рис. 216. Различие в плане между сбросом (*а*) и сдвигом (*б*)

Рис. 217. Схема, показывающая различие в направлении смещения сбросов, сдвигов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов.
Изображена поверхность сместителя; стрелки — направление относительно смещения

Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх или вниз по поверхности сместителя и не в горизонтальном направлении, а косо по отношению к горизонту. В этом случае в разрывах появляются как сдвиговая, так и сбросовая и взбросовая составляющие и разрывы называются сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами. При таком разделении разрывов к сбросам относятся все разрывы с отклонением перемещения по направлению наибольшего наклона сместителя не более чем на 10°, к взбросам — разрывы с отклонением перемещения от направления наи-

большего угла восстания сместителя не более чем на 10°; в сдвигах отклонение направления смещения от горизонтального также не должно превышать 10°; при перемещении крыльев в иных направлениях разрывы относят к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам (рис. 217).

Происхождение сдвигов. Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил

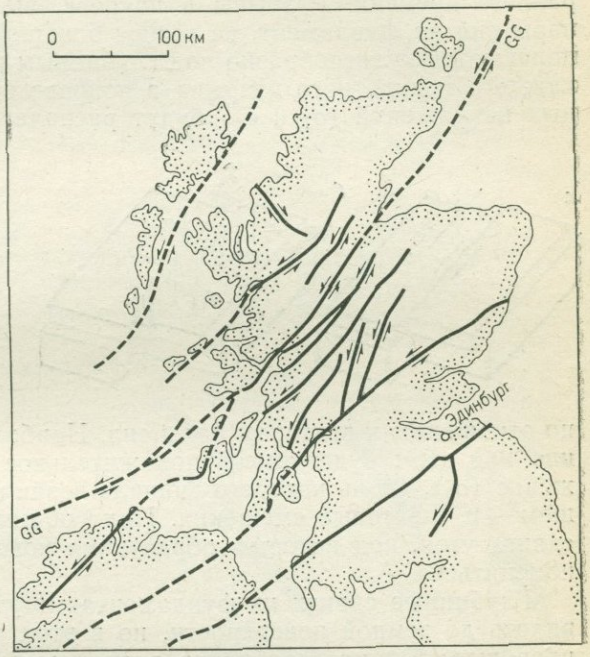


Рис. 218. Система сдвигов на территории Шотландии, по В. Ярошевскому.
GG — сдвиг Грейт-Глен

(пары сил). Для вертикальных сдвигов наиболее типична такая система напряжений, при которой ось промежуточного главного нормального напряжения (σ_2) ориентирована вертикально (гравитационное давление), а две другие оси главных нормальных напряжений (σ_1 и σ_2) располагаются в горизонтальной плоскости и связаны с горизонтальным тектоническим сжатием.

Сдвиги могут относиться как к хрупким, так и к вязким разрывам. Первые широко развиты в чехлах платформ, вторые — в складчатых областях как поперек, так и под углом к простиранию осей складок.

Сдвиги представляют собой наиболее распространенную группу разрывных нарушений земной коры. Они образуют как местные, локальные образования, так и структуры регионального плана, протягивающиеся на тысячи километров. Строение и примеры последних описаны в гл. 22. Горизонтальное смещение по наиболее крупным из сдвигов, например Сан-Андреас в Калифорнии, составляет 580 км, а смещения продолжаются до настоящего вре-

мени со средней скоростью до 1,5 см в год (подробнее см. с 378).

Чрезвычайно выразительна система сдвигов, развитых в Шотландии. По наиболее крупному из них сдвигу Грейт-Глен амплитуда, надежно установленная по смещению интрузивного массива, составляет более 100 км (рис. 218).

Особенно сложное строение имеют региональные сдвиги, развитые в покрове дислоцированных пород под влиянием горизонтальных перемещений в фундаменте, нередко унаследованных от более раннего времени. Разрывы в покрове, вызываемые воздействием пары сил на фундамент, не имеют большой протяженности и располагаются кулисообразно под глубинным сдвигом (рис. 219). Для каждого конкретного разрыва в покрове оси максимальных главных напряжений (σ_1 и σ_3) будут располагаться под косым углом

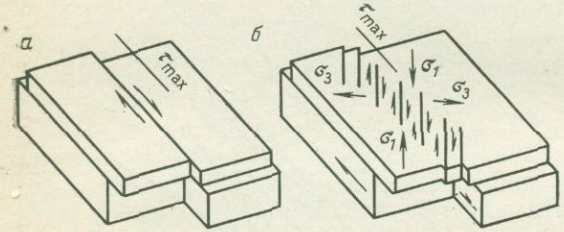


Рис. 219. Проявление на поверхности разрывов при сдвиге в глубинном фундаменте.

а — простое продолжение глубинного сдвига; *б* — кулисообразное расположение мелких сдвигов в покрове над глубинным сдвигом в фундаменте

по отношению к векторам пары сил. Наиболее существенное значение при этом будет иметь положительное растягивающее напряжение (σ_3), вдоль которого вначале возникнет отрыв, а в дальнейшем — и сдвиговые смещения. При общих движениях крыльев сдвига угол, под которым образуются поверхности отрыва, может измениться.

Глубинные сдвиги из фундамента могут проникать и в покров вплоть до земной поверхности, но в этих случаях они обычно сопровождаются кулисообразно расположенными оперяющими разрывами.

Раздвиги

По предложению В. В. Белоусова разрывы, в которых перемещение крыльев происходит под прямым углом к поверхности отрыва, называют раздвигами (рис. 220). При раздвиге увеличивается зияние между крыльями разрыва. Амплитуда раздвига измеряется перпендикулярно к поверхности разрыва и может быть различной. В некоторых случаях она достигает десятков метров, но обычно не выходит за пределы нескольких метров.

Раздвиги чаще, чем другие виды разрывов, заполнены горными породами и минералами. С ними связаны как одиночные крупные вертикальные дайки, заполняющие сместители раздвигов, так и линейные дайковые пояса.

Растяжения, вызывающие образование раздвигов, охватывают всю массу пород. При этом оси главных нормальных напряжений

σ_1 и σ_3 располагаются в горизонтальной плоскости, а промежуточная ось σ_2 ориентирована вертикально. Отрыв пород и раздвиг произойдут в направлении алгебраически максимальных растягивающих напряжений, поскольку σ_1 и σ_3 положительны, т. е. перпендикулярны к максимальным растягивающим усилиям. Если после образования раздвига напряжения по соответствующему направлению уменьшатся или исчезнут, может произойти переориентировка алгебраически максимальных главных нормальных на-

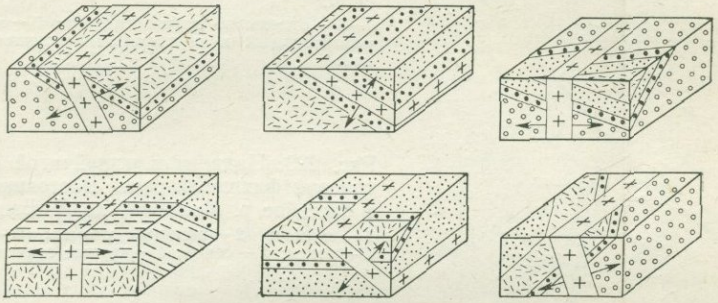


Рис. 220. Различные виды сочетания раздвигов и слоистости.
Раздвиг выполнен жилой гранита (крестики)

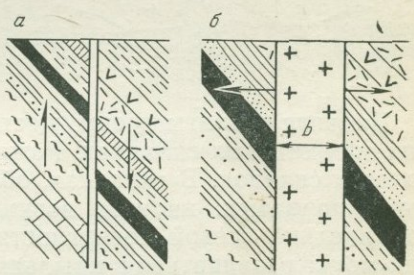


Рис. 221. Схемы строения сброса (*а*) и раздвига (*б*).
Амплитуда раздвига (*в*) может быть объяснена без смещения крыльев вдоль сместителя

пряжений и возникнуть новое направление отрыва и раздвига, перпендикулярного к образовавшемуся ранее. Именно этим следует объяснять появление пересекающихся под прямым углом поясов интрузивных даек, например, в Северном Прибалхашье.

Растяжениями в сводах над очагами интрудирующей магмы следует объяснять образование многочисленных кольцевых и радиальных даек интрузивных пород, часто обрамляющих округлые и овальные гранитоидные массивы с небольшой глубиной эрозионного среза.

Следует отметить, что при диагностике раздвигов их легко спутать со сбросами и взбросами (рис. 221).

Надвиги

Рассмотренные выше виды разрывов характеризуются хрупким отрывом или вязким разрушением горных пород без заметных предварительных пластических деформаций либо сопро-

вождаются очень незначительными пластическими деформациями.

Существуют, однако, широкие распространенные разрывы, возникающие и развивающиеся параллельно с образованием складок. Разрывы взбросового строения, возникающие одновременно со складчатостью или накладывающиеся на складчатые структуры, называются надвигами (рис. 222).

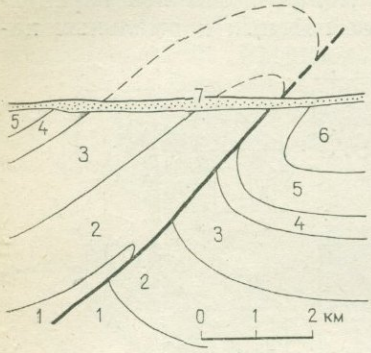
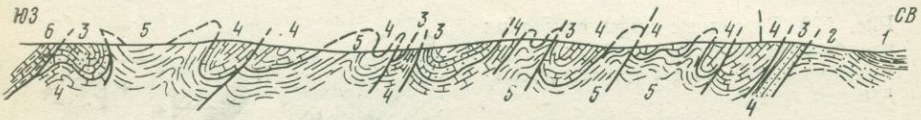


Рис. 222. Разрез через Орловский надвиг в Верхнесилезском бассейне, по Радолинской.

1—6 — отдельные ярусы карбона; 7 — миоцен. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

Рис. 223. Надвиги в чешуйчатой структуре краевой флишевой зоны Восточных Карпат в бассейне р. Молдовы, по И. Бэнчилэ.

1 — сармат; *2* — нижний миоцен; *3* — олигоцен; *4* — эоцен; *5* — сенон; *6* — черные сланцы



Надвиги развиты преимущественно в сильно сжатых наклонных или опрокинутых складках. Реже они осложняют строение плавных пологих складок. В складках, образованных относительно однородными породами, надвиги возникают в замках и ориентированы параллельно осевой поверхности. В неоднородных толщах пород они могут развиваться в крыльях складок по границам пластичных пород. Такие надвиги широко распространены, например, среди меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат, где они сосредоточены в нормальных крыльях опрокинутых складок, в кровле или подошве мягких олигоценовых аргиллитов (рис. 223). В плане надвиги обнаруживают пространственную связь с отдельными складками. Они развиваются вдоль осевых линий складок или на их крыльях параллельно осевым линиям и выклиниваются при выполаживании складок (рис. 224). Надвиги возникают там, где складки сильно сжаты или опрокинуты (рис. 225). Нередко отдельные надвиги объединяются, охватывая две или больше складок. В складчатых комплексах, опрокинутых в одну сторону, часто развиваются параллельные надвиги, придавая общей структуре чешуйчатое строение. Амплитуды смещения по надвигам обычно не велики и редко превышают сотни метров.

По наклону поверхности разрыва выделяются четыре вида надвигов: крутые — с углом наклона поверхности разрыва более 45°, пологие — с углом наклона поверхности разрыва менее 45°, горизонтальные — с приблизительно горизонтальным расположением

поверхности и ныряющие — с изогнутой поверхностью разрыва, обладающей на отдельных участках наклоном, обращенным в сторону видимого перемещения пород (рис. 226).

Как показали опыты В. В. Белоусова, Е. И. Чертковой и В. В. Эза с пластическими материалами, надвиги и складки могут развиваться одновременно. Появление поверхностей скалывания в искусственно создаваемых складках в большинстве случаев совпадает с образованием первых изгибов. Развитие складчатых и разрывных форм в дальнейшем протекает одновременно: растут число и амплитуда складок, возрастают количество разрывов и амплитуда смещения по ним. При этом ранее возникшие поверхности разрывов могут быть в дальнейшем изогнуты и искривлены. Таким

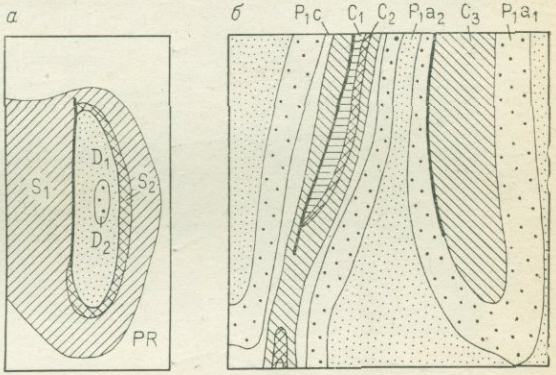


Рис. 224. Примеры, указывающие на связь надвигов со складками (Урал).

а — надвиг, осложняющий синклиналь; *б* — надвиги в антиклинальных складках (надвиги обозначены утолщенными линиями)

образом, надвиги нельзя рассматривать без учета влияния пластических деформаций. Разрывы появляются в замке или на крыльях складок в виде поверхностей скалывания двух направлений, но в дальнейшем хорошо развивается только одно из них. Чаще разрывы зарождаются в антиклиналях, причем с такой ориентировкой, что по ним происходит надвигание антиклинали на соседнюю синклиналь. Указанные авторы пришли к выводу, что «наличие разрыва, иногда пересекающего образец на всю его мощность, не только не мешает его дальнейшей пластической деформации с образованием складок, но, более того, оно в значительной мере определяет направление дальнейшего развития складчатой структуры, возможно не в меньшей степени, чем складчатость определяет положение и развитие разрывов». Этот вывод имеет большое значение, так как он указывает на возможность одновременного развития складок и разрывов и свидетельствует о большей сложности деформаций, развивающихся в слоистых гетерогенных толщах горных пород. Когда на одних участках развиваются пластические деформации, на других, где уже достигнуты пределы пластичности, возникает разрушение пород.

Строение надвигов указывает на их тесную связь с образованием складок, что обусловлено воздействием одних и тех же актив-

ных усилий. Главные нормальные напряжения при образовании надвигов ориентированы так же, как и при формировании складок: сжимающее напряжение (σ_1) действует горизонтально, а промежуточное (σ_2) горизонтально и перпендикулярно к плоскости σ_1—σ_3.

Надвиги являются результатом скалывания по одному из направлений максимальных касательных напряжений (τ_{max}) и в своем большинстве ориентированы полого. Однако на положение

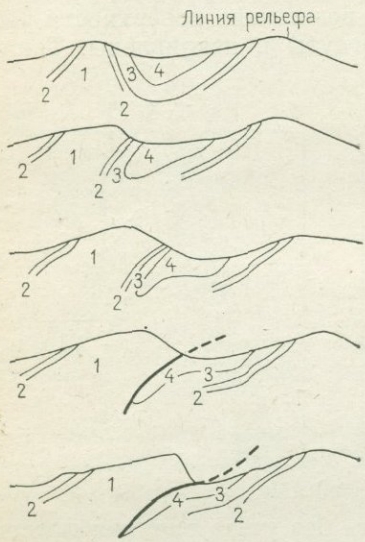
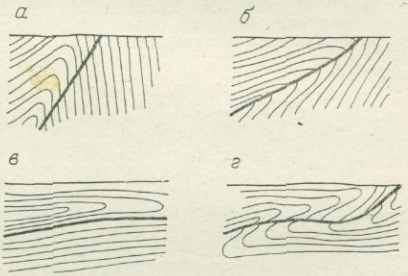


Рис. 225. Схема образования надвига в опрокинутой складке в Восточных Карпатах, по Ю. М. Пущаровскому.

1 — флиш верхнего мела; 2 — песчаники верхнего мела; 3 — эоценовый и палеоценовый флиш; 4 — аргиллиты олигоцена

Рис. 226. Различные виды надвигов.

а — крутой; *б* — пологий; *в* — горизонтальный; *г* — ныряющий



надвигов в складчатой структуре большое влияние оказывают состав пород и присутствие среди них слоев с малой вязкостью (например, аргиллитов или глинистых сланцев), к которым и бывают приурочены смещения. В опрокинутых складках роль таких ослабленных слоев могут играть породы с высоким поровым давлением, способным почти полностью снять гравитационную нагрузку. При благоприятных условиях развитию надвигов может способствовать ползучесть всей массы пород по слоям с низкой вязкостью, особенно в условиях медленного свободного гравитационного скольжения.

Перечисленные выше свойства надвигов позволяют легко отделять их от других видов разрывных структур как при полевых исследованиях, так и на геологических картах.

Изображение разрывов на аэрофотоснимках

При дешифрировании разрывов следует привлекать широкий комплекс как прямых, так и косвенных дешифровочных признаков. По условиям дешифрирования все разрывы, смещаю-

щие горные породы, делятся на крутые и пологие. Основное свойство крутых разрывов заключается в их относительной прямолинейности и срезывании поверхностью сместителя слоистости или иных текстурных и структурных признаков на обоих крыльях разрыва (рис. 227). *Линии разрывов могут также разграничивать* участки с различной окраской пород, разным характером рельефа и другими особенностями строения (рис. 228).



Рис. 227. Сброс, нарушающий строение верхнепалеозойских пестроцветных толщ. Центральный Казахстан

По сравнению со слоистостью крутые и вертикальные сместители обладают более четко выраженной линейностью и резкими изгибами.

Срезывание слоистости на крыльях разрыва является надежным дешифрировочным признаком, но проявляется оно далеко не всегда. Нередко разрывы развиваются вдоль какого-либо слоя, обладающего повышенной пластичностью, и срезывание слоистости сместителем может наблюдаться лишь на одном из крыльев. Разрывы с таким строением легко спутать с поверхностью несогласия.

Пологие нарушения чаще других имеют согласную со слоистостью ориентировку. Они, как и последняя, при расчлененном рельефе образуют пластовые треугольники, а при залегании, близком к горизонтальному, огибают неровности рельефа.

Основная сложность дешифрирования разрывов заключается в том, что они не всегда обнажены. Развивающиеся вдоль сместителя тектонические брекчии, если только они не зацементированы более поздними жилами и дайками магматического или иного происхождения, представляют собой рыхлую, легкоразрушающуюся породу, по которой возникают ложбинки, овражные и речные

долины и иные отрицательные формы рельефа, перекрытые новейшими континентальными образованиями. Общим дешифровочным признаком необнаженных сместителей является подчеркнутая линейность, соответствующая положению сместителя и выраженная различными элементами рельефа.

Причиной появления отрицательных форм рельефа в местах выхода сместителей разрывов на поверхность могут быть также соприкосновения пород с различными физическими свойствами, из которых более крепкие создают преграды либо бронированные по-



Рис. 228. Различия в характере рельефа, обусловленные неодинаковым составом среднепалеозойских пород, слагающих крылья сброса. Каратау

верхности, обусловливающие развитие и направление овражной и речной сети или других путей стока и подпруживания поверхностных вод.

Разрывы, расположенные в днищах речных и овражных долин, перекрытые аллювием, могут быть обнаружены по смещению пород (и, в частности, слоистости) на различных склонах, несоответствию геологического строения бортов долин, выпадению из разреза стратиграфических подразделений, интенсивной трещиноватости или насыщенности жильными образованиями на участках пород, примыкающих к предполагаемому положению разрыва.

На вероятное присутствие разрывов могут указывать прямолинейность речных долин, их кольцеобразное или коленообразное расположение. В пустынных и полупустынных областях важным индикатором разрывов могут быть выходы источников. Даже источники с небольшим дебитом хорошо дешифрируются по окружающим их пятнам густой травянистости или кустарниковой растительности (рис. 229). Нередко источники располагаются на одной прямой или слабо искривленной линии, почти всегда в таких

случаях совпадающей с выходами на поверхности или под покровом новейших отложений обводненных разрывов.

Разрывы, возникающие в новейшее время, или молодые подвижки по древним разрывам почти всегда так или иначе отражаются в строении рельефа. Они хорошо дешифрируются по по-



Рис. 229. Разрыв в Центральном Казахстане, дешифрирующийся по выходам источников (черные пятна), расположенных на одной линии, и срезанию слоев в нарушенных толщах (аэрофотоснимок).

Выше разрыва — нижнепалеозойские граниты, ниже — известняки карбона



Рис. 230. Молодой сброс (указан стрелкой), четко фиксирующийся в рельефе в виде уступа (аэрофотоснимок)

явлению уступов и эскарпов, глубоких борозд, нарушающих рисунок рельефа, по расширению и сужению речных долин, образованию в руслах рек водопадов, порогов, озеровидных расширений, появлению конусов выноса и т. д. (рис. 230). Разрывы со сдвиговыми смещениями опознаются по характерным отгибам слоев вблизи

поверхности сместителя, которые могут быть ориентированы вдоль разрыва (рис. 231). Новейшие сдвиги нередко удается выявить по горизонтальному смещению современной гидросети.

При достаточно внимательной работе с аэроснимками и другими, аэрофотосъемочными материалами большинство разрывов выявляется и прослеживается при предварительном камеральном дешифрировании, часто с такой полнотой, которая совершенно недоступна для обычных наземных наблюдений. Для установления генетического типа разрыва необходимо определение наклона его сместителя и направления перемещения крыльев.



Рис. 231. Сдвиг в верхнепалеозойских пестроцветных отложениях. Центральный Казахстан

Изображения разрывов на аэроснимках нередко бывают похожи на стратиграфические несогласия. Но последние имеют и некоторые отличия: несогласные границы не столь прямолинейны, как разрывы, и срезывают слоистость только в древних толщах, в то время как слоистость в несогласно налегающей толще располагается параллельно поверхности несогласия.

Глава 14

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Описанные выше формы горизонтального, наклонного и складчатого залегания свойственны большинству осадочных толщ, обнажающихся на земной поверхности или вскрытых в горных выработках. Лишь очень редко встречаются иные формы залеганий, отличающиеся крайним своеобразием, недостаточный учет которых может привести к ошибкам в стратиграфических построениях и составлении геологических карт.

Кластические дайки

Кластические дайки (шотл. — стена из камня или дерна) представляют собой вытянутые тела, ограниченные более или менее правильными поверхностями, сложенные осадочными породами и секущие вертикально или под крутыми углами вмещающие их толщи. В большинстве случаев породы, слагающие дайки, более крепкие и меньше подвержены воздействию процессов денудации, чем окружающие их отложения, поэтому дайки на поверхности часто имеют вид сильно разрушенных стен.

Кластический материал, слагающий дайки, может быть самым разнообразным, но большей частью это песчаники и слабосцементированные пески, битуминозные пески и песчаники, алевролиты. Менее известны случаи, когда материал даек представлен глиной, аргиллитами, известняками, доломитами, каменным углем, бокситами и конгломератами.

Породы, вмещающие дайки, по составу также весьма разнообразны. Так, например, кластические дайки встречаются в гранитах и гранитогнейсах, трещины которых заполнены материалом вышележащих осадочных образований. Они наблюдаются в базальтах и андезитах, а также в песках, доломитах, каменных углях и т. д. Однако наиболее распространены они среди кремнистых (опоковидных, диатомовых) глин и сланцев; это вызвано, по всей вероятности, тем, что кремнистые глины, как малопластичные породы, способны легко раскалываться и давать зияющие трещины, впоследствии заполняющиеся материалом.

Возраст пород, в которых встречаются кластические дайки, может быть любым. Дайки отмечаются и в древних гранитах архея, и в отложениях палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Подавляющее же большинство пород, вмещающих дайки, относятся к кайнозойским образованиям, несколько меньшее число — к меловым.

Кластические дайки имеют различные размеры: как правило, их ширина колеблется от нескольких миллиметров до 3—5 м, обычно от 10 см до 1 м и лишь иногда встречаются крупные, вертикально залегающие песчаные дайки мощностью до 300 м; длина даек колеблется от нескольких метров до 5—6 км и в исключительных случаях достигает 15 км. Глубина распространения даек от 10—40 до 1,5 км.

По способу образования кластические дайки делятся на две разновидности: инъекционные и нептунические.

Инъекционные кластические дайки образуются путем проникновения кластического материала снизу вверх под действием различных сил. Внедрение кластического материала в трещины может происходить на глубине и вблизи поверхности. Преимущественно развиты глубинные дайки.

Нептунические кластические дайки образуются на дне моря путем заплывания кластического материала в трещины сверху. Трещины могут располагаться как на глубине, так и на поверхно-

сти дна. Заполнение трещин кластическим материалом на глубине происходит под действием сил тяжести, гидростатического давления, давления вышележащих осадков и других причин.

Нептунические дайки в поверхностных трещинах встречаются редко и развиты главным образом в четвертичных образованиях.

Поверхностные нептунические дайки, образовавшиеся на дне водных бассейнов, подробно описаны А. П. Павловым в Среднем Поволжье. Здесь они сложены песчаниками и прорезают неокомские глины. Мощность их достигает 0,35 м. По заключающейся в песчаниках фауне А. П. Павлов определил их возраст как раннеолигоценовый, что указывает на поступление кластического материала в дайки сверху. Происхождение этих даек он объясняет следующим образом. Трансгрессия раннеолигоценового моря покрыла площадь развития отложений нижнего мела. При землетрясениях на дне моря образовались трещины, которые прорезали глины неокома. Песчаные осадки олигоценового моря, содержащие много раковин, быстро заполнили сверху эти трещины.

Трещины, способные дать начало нептуническим дайкам, могут образоваться и в процессе усадки глинистых отложений.

Подводно-оползневые нарушения

Первичные нарушения залегания осадочных толщ образуются еще во время отложения осадка. Они выражаются в виде разнообразных смятий, имеющих вид спирально закрученных линз и комьев, мелких опрокинутых и лежачих складочек, языковидных и беспорядочно перепутанных натеков, а местами — в виде разрывов (рис. 232). Подавляющее большинство описанных явлений вызывается подводными оползнями, развивающимися при накоплении осадков на наклонных участках дна водоемов. Насыщенный водой илистый или песчаный осадок может течь даже при уклоне поверхности 3°. На более крутых участках дна осадки могут быть сорваны со своего основания, и в местах накопления оползших масс они способны образовать резкие раздувы в мощности. Самые крупные подводные оползни происходят, по-видимому, в области континентального склона морских бассейнов, а мелкие, часто повторяющиеся оплывины, охватывающие отдельные прослои, обычны в дельтах рек. На оползание осадков в пределах больших площадей огромное влияние оказывают землетрясения, особенно подводные.

Мощность подвергающегося оползанию осадка колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Наиболее подвержены смещению осадки с алевритовой размерностью частиц и известковистые илы. По законам трения нижняя часть смещающегося слоя осадка бывает смята менее причудливо, чем верхняя. Перед отложением следующего слоя оплывшая масса нередко подвергается размыву и выравниванию, и вышележащий слой как бы срезает смятые деформированные породы.

Важнейшие последствия, которые могут возникнуть в толщах, затронутых подводными оползнями, сводятся к следующему: увеличению мощности осадков и слоев в более глубоких частях дна, куда смещается оползающая масса; уменьшению мощности осадков и количества слоев в тех участках бассейна, откуда оползают осадки; перекрытию более молодых осадков ранее отложившимися и удваиванию мощности толщ; смещению фаций, в результате которого более мелководные отложения оказываются среди более глу-

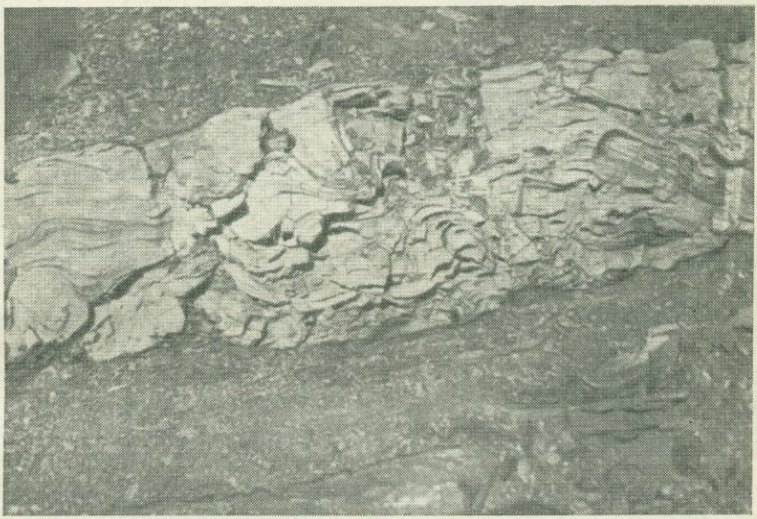


Рис. 232. Небольшие подводные оползневые складки в алевролитах нижнеюрского флиша Крыма

боководных; развитию местных несогласий; возникновению нарушений в слоистости (первичных деформаций); появлению древних пород среди молодых отложений, что ошибочно может быть легко истолковано как ядро антиклинали или разрыв.

Рифы

Картирование и изучение ископаемых рифов (биогерм) представляет собой сложную задачу. Д. В. Наливкин указывает следующие характерные особенности рифовых массивов:

1) преобладание или большое развитие массивных, неслоистых органогенных известняков; по окраинам массивов и в середине их встречаются слоистые известняки;

2) неправильная конусовидная, холмовидная или выпукло-линзовидная форма;

3) отчетливые, нередко резкие очертания;

4) определенные закономерности в распространении, чаще всего

вызывающиеся связью с тектоническими структурами (поднятиями и опусканиями).

Размеры и формы рифов разнообразны. Из современных рифов наибольших размеров достигает Большой Барьерный риф Австралии. Это гигантский известняковый массив длиной около 2000 км, шириной 200 км и мощностью не менее 400 м.

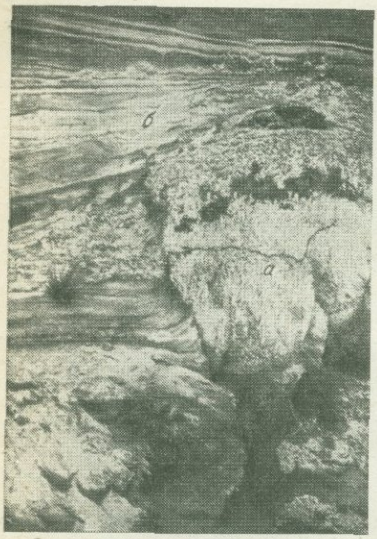


Рис. 233. Соотношение между сарматскими мшанковыми рифовыми известняками (*а*) и покрывающими их песчано-глинистыми отложениями мэотиса (*б*) на берегу Азовского моря, по Н. И. Андрусову

Ископаемые рифы в пределах СССР широко развиты среди верхнепалеозойских пород в Приуралье, в юрских и меловых отложениях Памира, Крыма и Кавказа, миоценовых отложениях Керченского и Таманского полуостровов и в других районах.

При картировании рифов помимо решения вопросов об их возрасте и условиях развития необходимо обращать внимание на внутреннее строение рифовых массивов и соотношения рифовых построек с подстилающими, одновозрастными и покрывающими породами.

Склоны ископаемых коралловых рифов нередко отличаются значительной крутизной, достигая 60°. Особенно велика эта крутизна в верхней части, в зоне роста кораллов. Обычные наклоны боковых поверхностей современных рифов составляют 8—17°, а их верх почти плоский. Вследствие этого положение осадков, отлагающихся на склонах рифа, аналогично расположению слоев в антиклинальной складке со срезанным ядром.

Рифовые постройки могут подстилаться любыми породами, например глинами, песчаниками. Значительные сложности возникают при выявлении одновозрастных с рифами, но фациально различных образований. Дело в том, что крутые склоны рифовых массивов представляют собой естественные границы в морских бассейнах, разделяющие не только области накопления различных осадков с резкой сменой мощностей одновозрастных толщ, но и области расселения различного органического мира.

Нередко терригенные или карбонатно-терригенные породы, накапливающиеся за рифовыми барьерами, у их склонов со стороны открытого моря, не только заключают другой комплекс окаменелостей, но и залегают гипсометрически значительно ниже рифовых известняков, одновременно с ними образовавшихся. Разность в высотах обусловливается величиной склона рифового обрыва. Ука-

занные естественные седиментационные взаимоотношения при невнимательном подходе легко принять за смещение по тектоническим разрывам.

Седиментация осадков на рифах или вокруг них, происходящая одновременно или после образования рифов, придает контакту облекающее или прилегающее строение. Более молодые отложения резко оканчиваются у крутых боковых поверхностей рифов, а при облекании массивов уменьшаются в мощности или выклиниваются (рис. 233).

Погребенные рифы в восточных районах Русской платформы в связи с поисками нефтеносных структур уже давно стали объектом применения методов структурной геофизики. Рифы и связанные с ними структуры облекания в перекрывающих их породах обнаруживаются при площадной гравиметрической съемке положительными аномалиями силы тяжести. Более детальное изучение рифовых структур с определением элементов залегания и амплитуд осуществляется сейсморазведкой.

Погребенные элювиальные и делювиальные образования

Делювиальные и элювиальные образования очень редко сохраняются среди осадочных пород. Они почти всегда разрушаются последующими процессами и переходят в аллювиальные и иные отложения. Однако в некоторых случаях в разрезах удается установить погребенные элювиальные и делювиальные образования, имеющие относительно большую мощность и широкое распространение.

Особое значение в этом типе пород имеют погребенные элювиальные и делювиальные образования, развитые на интрузивных массивах.

В геологической литературе много примеров «постепенного» перехода гранитов в песчаники. При этом «в гранитах» возникает определенная ориентировка в расположении отдельных минералов: в первую очередь откладываются слюды, а затем происходит сортировка зерен по крупности и, наконец, появляется слоистость, свойственная песчаникам (см. рис. 61).

Внимательное изучение подобных примеров показало, что в условиях интенсивного выветривания на поверхности гранитов накапливалась мощная толща элювия и делювия, верхние горизонты которой при опускании всей территории и трансгрессии моря были перемыты и дали начало слоистым песчаникам, состоящим из тех же самых минералов, что и граниты.

Такие взаимоотношения, например, между среднедевонскими гранитами и песчаниковыми красноцветными толщами среднего и верхнего девона широко распространены в Центральном Казахстане. Мощность погребенного элювия и делювия достигает здесь 60 м и более. Нижние горизонты их внешне ничем не отличимы от гранитов. Они имеют тот же состав, цвет и форму отдельности, и лишь местами в них встречаются более крупные угловатые об-

ломки гранита, не распавшиеся на отдельные минеральные зерна, или едва заметная сортировка отдельных минералов по крупности зерен.

В ряде случаев погребенный элювий и делювий с брекчиевидным строением ошибочно принимался за тектонические брекчии и на этом основании на картах рисовались надвиги и покровы, иногда с большими горизонтальными перемещениями.

Изгибы слоев на склонах под влиянием силы тяжести

На крутых склонах нередко наблюдаются изгибы слоев вниз по склону, образующиеся под влиянием силы тяжести пород. Изгибы слоев особенно большой интенсивности наблюдаются в

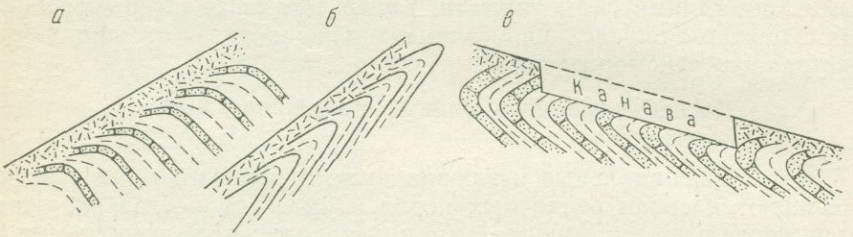


Рис. 234. Различные случаи изгиба слоев вниз по склону под влиянием силы тяжести *(а, б)*. На правом примере *(в)* указана канава, пройденная на недостаточную глубину и дающая неверное представление об истинном залегании пород

мягких, легко поддающихся разрушению породах, обнажающихся на крутых склонах. В таких условиях могут возникать ложные нормальные и опрокинутые складки, которые легко принять за настоящие и составить неверные представления о тектонике.

Особое внимание должно уделяться изучению канав, пройденных среди делювиальных отложений (рис. 234). При этом следует учитывать возможность изгиба пластов вниз по склону, чтобы не принять «ложное падение» за истинное. Изгиб пластов по склону может достигать нескольких метров в глубину и иметь широкое площадное распространение.

Глава 15
ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Эффузивные образования в виде застывших лав, пепловых туфов, лавовых брекчий и других продуктов вулканических извержений чрезвычайно широко развиты в земной коре. Они составляют существенные части разрезов всех систем, начиная от древнейших и кончая четвертичной. Однако эффузивные породы,

образовавшиеся еще в докембрии, обычно сильно изменены процессами метаморфизма и превращены в зеленые сланцы, красно-каменные породы, порфироиды и порфиритоиды.

Строение вулканических аппаратов

Извержения вулканических продуктов происходят из вулканических аппаратов — вулканов, построенных весьма сложно и разнообразно.

Различают вулканы центрального, линейного и щитового типов.

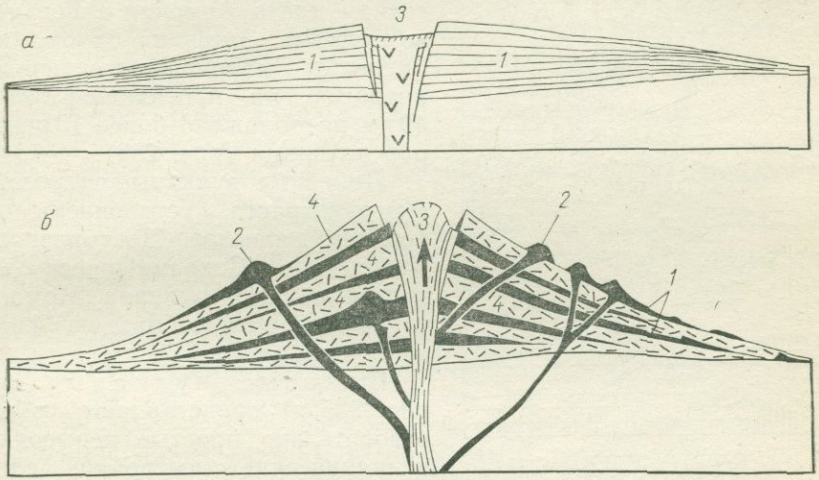


Рис. 235. Разрезы щитового (*а*) и центрального (*б*) вулканов, по Е. Е. Милановскому.

1 — лавы; *2* — паразитические центры извержения; *3* — экструзивный купол; *4* — слои пирокластического материала

В вулканах центрального типа (рис. 235, *б*) вокруг жерла развивается четко выраженный, пологий либо крутой слоистый конус — стратовулкан. Склоны вулкана могут иметь крутизну до 20—30° и сложены из переслаивающихся лав, туфов, лавовых брекчий, шлаков, шлаколав, а также осадочных пород морского или континентального происхождения. Эти образования покрывают склоны неравномерно, а их общая мощность убывает по мере удаления от центра извержения. Размеры стратовулканов и их высота весьма различны. Наиболее крупные достигают в поперечнике 60—80 км и 6—8 км в высоту. Строение вулканических конусов в значительной степени зависит от состава лав. Основные лавы, бедные кремнеземом, весьма подвижны и чаще, чем кислые, распространяются на значительные расстояния от места извержения. Сложенные ими вулканические конусы имеют большие размеры, но пологие склоны не круче 10°.

Кислые лавы, содержащие большое количество кремнезема, накапливаются главным образом вблизи центров излияния, образуя вокруг кратера высокие конусовидные постройки с крутыми склонами.

В вулканах линейного (трещинного) типа излияния лав происходят из трещин. Например, в Исландии современные извержения лав и пепла связаны с линейными аппаратами, имеющими 3—4 км в длину при ширине в несколько сот метров. Они известны также на вулканогенном плато Армении в Гегамском хребте. Здесь на одном из активных плиоцен-четвертичных разломов на протяжении 30—40 км расположено более 10 центров излияния (рис. 236).

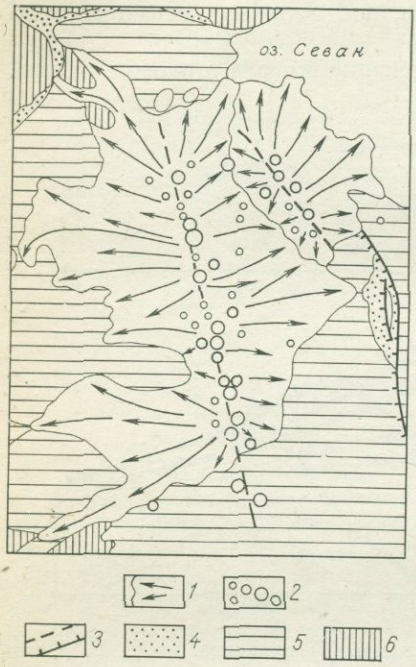


Рис. 236. Лавовые потоки и шлаковые конусы Гегамского вулканического нагорья (Малый Кавказ), по Е. Е. Милановскому.

1 — направление потоков голоценовых андезитовых лав; *2* — шлаковые и шлаколавовые конусы; *3* — четвертичные сбросы и трещины; *4* — четвертичные аллювиальные отложения; *5* — плейстоценовые и плиоценовые вулканогенные толщи; *6* — доплиоценовое основание

Линейные вулканы палеозойского возраста установлены в верхнем палеозое Центрального Казахстана. Сохранившиеся от эрозии остатки вулкана Момонтау имеют крышеобразную форму и вытянуты на 60 км.

Щитовые вулканы (см. рис. 235, *а*) представляют собой относительно простые невысокие вулканические постройки, сложенные главным образом базальтами с поперечными размерами до нескольких десятков километров и склонами не круче 3—4°. Примером могут быть вулканы: Цхун в Армении, Узон на Камчатке и Головина на Курильских островах.

Все типы вулканических аппаратов сопровождаются периодически действующими боковыми (паразитическими) подчиненными по размерам кратерами. Современный действующий вулкан Этна, находящийся в Средиземном море, окружен 200 боковыми кратерами.

При сближенном расположении вулканических аппаратов продукты извержения могут сливаться в сплошной покров и слагать огромные площади. При таких условиях возникли: многокилометровая толща средне- и позднепалеозойских эффузивов в Центральном Казахстане, позднемеловые эффузивы Охотско-Чукотского пояса, эффузивы Армянского нагорья и других областей.

Фации и формы залегания эффузивных пород

Фации эффузивных горных пород отражают разные условия их образования, различия в физико-географической среде, в которой происходит накопление пород, особенности проявления самого вулканизма, соотношения газовых, жидких и твердых продуктов извержения, состав магмы, глубинность образования и другие, менее существенные особенности. По латерали фации могут переходить друг в друга и нередко меняются очень быстро, отражая сложную и неустойчивую обстановку вулканических процессов. Наиболее общим является деление фаций на морские (подводные) и континентальные (наземные). В каждой из групп могут быть выделены покровные, эксплозивные, экструзивные (жерловые), субвулканические и пирокластические (пирокласто-осадочные) фации.

Покровные фации. Застывшие потоки лав группируются вокруг жерла вулкана, спускаясь со склонов. Форма и размеры потоков в значительной степени зависят от рельефа, состава пород и газового режима вулкана.

При выровненном рельефе покровы распространяются относительно равномерно вокруг кратера, но их строение и последовательность могут очень сильно осложняться действиями боковых кратеров, создающих узкие локальные покровы.

У вулканов, расположенных в гористой местности, изрезанной речными долинами, лавы заполняют понижения в виде узких потоков, нередко сливающихся вместе. На Кавказе позднеплиоценовые потоки, спускающиеся вниз по долине р. Дебед, имеют длину 120 км, ширину 1—2 км и мощность у начала до нескольких десятков метров. При неоднократных излияниях молодой поток может располагаться ниже более древнего. Подошва лав обычно оказывает заметное тепловое воздействие (обжиг) на породы, на которые они изливаются, вызывая их покраснение. Ширина обожженных пород невелика и не превышает нескольких сантиметров.

Покровные фации заключают не только лавы, но и лавобрекчии и пирокластический материал, количество которого может возрастать по мере удаления от вулкана и в зависимости от физико-географической обстановки, а также терригенные морские или континентальные отложения.

Эксплозивные фации. Эксплозивные извержения представляют собой взрывы, сопровождающиеся выбросами в воздух либо в водный бассейн под большим давлением газов и паров, увлекающих за собой затвердевшие или полужидкие куски лавы, имеющие форму брызг, сгустков или иную форму. Подобный тип извержения характеризует выделение лав кислого и щелочного состава, реже среднего и основного.

При извержениях кислых и щелочных лав могут возникнуть тяжелые горячие облака из газово-пирокластической смеси, под большим давлением вырывающиеся из жерла вулкана и распространяющиеся в виде стелющихся туч или лавин. При остывании всей

массы обломков лав они расплющиваются и свариваются, образуя породу, получившую название игнимбритов (палящих туч). Крупные уплощенные и линзовидные обломки стекловатой лавы (так называемые «фьямме») вытягиваются вдоль нижних и верхних поверхностей покрова, иногда с тем или иным наклоном уже в первичном состоянии. Игнимбриты могут покрывать площади до десятков тысяч квадратных километров и иметь мощность до 1—2 км.

Среди других образований эксплозивных фаций распространены тефры, сложенные вулканическими бомбами, гравием и песком, пирокласты, агломераты и пемзы. При направленных взрывах части вулканической постройки могут разрушаться, а образующийся крупный обломочный материал переносится на многие километры.

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. Обычно экструзии слагаются более крепкими породами, чем окружающие их образования, и хорошо выделяются в рельефе.

Экструзивные фации располагаются в верхних частях вулканических аппаратов, заполняя жерла вулканов, кольцевые и конические дайки. Сложены они обычно лавами риолит-андезитового и реже андезит-базальтового состава с хорошо выраженной флюидальной или полосчатой текстурой, ориентированной в направлении движения магмы.

Жерловые фации (некки) представляют собой каналы, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность. Таким образом, некки являются частью эруптивного аппарата вулкана. Форма их в плане круглая, овальная или неправильная. Диаметр от десятков метров до 1—1,5 км. Боковые стенки некков крутые, вертикальные, нередко расширяющиеся кверху. Породы, заполняющие некки, изменчивы. Чаще всего это мелкозернистые или полустекловатые изверженные породы. В некоторых случаях некки заполнены грубым неотсортированным пирокластическим материалом (агломератами), пеплом или вулканической брекчией.

В глубоко коэродированных вулканических аппаратах в их центральных частях нередко располагаются гранитоидные либо щелочные массивы, образующиеся в нижних частях жерл вулканических аппаратов или в близповерхностных периферийных очагах.

Большое количество жерл (вулканических трубок), иногда заключающих алмазы, обнаружено на Сибирской платформе среди очень полого залегающих карбонатных и песчано-глинистых отложений нижнего палеозоя. Они представляют собой замкнутые горловины изометрической или овальной формы до 1—2 км в поперечнике, суживающиеся книзу. Первоначально каналы трубок были заполнены пирокластическим материалом ультраосновного

состав, в который позже внедрились базальты. Породы, выполняющие трубки, местами превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок залегают спокойно (рис. 237); у контактов с трубками они, как правило, раздроблены, метаморфизованы и завернуты вверх, а иногда и вниз. Вдоль контактов трубок с вмещающими породами нередко располагаются мелкие жилы долеритов.

Субвулканические фации. В районах вулканической деятельности образуются вертикальные и крутые тела, не достигающие поверхности и сложенные застывшими лавами, лишенными флюидности, полосчатости и других текстур течения. Слагают они небольшие штоки, факолиты, силлы, крутые дайки, большая часть которых располагается в образованиях вулканического конуса. Их поперечные размеры редко превышают 1—2 км.

Пирокластические (пирокласто-осадочные) фации. Пирокластический (пепловый) материал, нередко со следами эоловой сортировки, может покрывать огромные пространства. Мощность пирокластических накоплений и их палеоаналогов— туфов быстро убывает по мере удаления от вулканов вместе с уменьшением размеров обломков застывших в воздухе лав, но самый тонкий пепел может переноситься на сотни и тысячи километров.

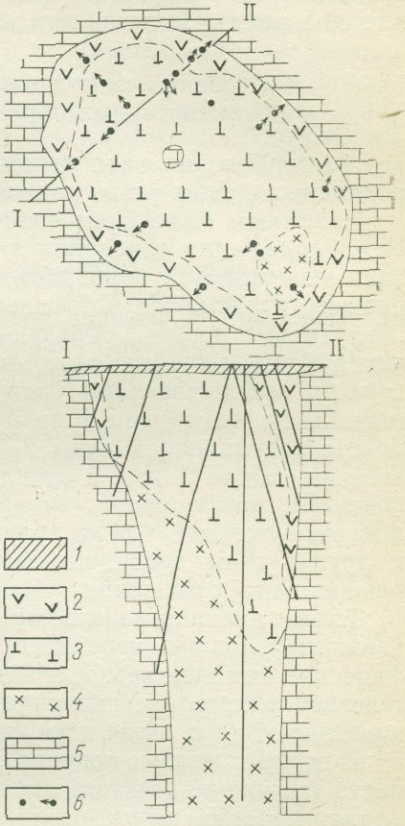


Рис. 237. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки, по А. Бобриевичу и др.

1 — четвертичные отложения; *2* — измененный кимберлит (желтый); *3* — измененный кимберлит (зеленый); *4* — малоизмененный кимберлит; *5* — карбонатные породы нижнего ордовика; *6* — скважины

Вблизи вулканических аппаратов накапливаются глыбы, вулканические бомбы, лапиллиевый туф, а также плотные или пористые пемзы. Особенно широко пирокласты развиваются при извержениях лав щелочного и кислого состава. Известны палеовулканы, у которых покровные фации вообще отсутствуют и вся извергающаяся магма распыляется и отлагается в виде пирокластов. Особое место занимают так называемые лахаровые отложения, намываемые водными потоками, стекающими со склонов действующих вулканов во время извержения и возникающими за счет ливней в ок-

рестностях вулканов, таяния снегов и ледников, прорыва озер. Вода смывает накопившийся на склонах свежий вулканический материал и в виде грязевых брекчий отлагает его у подножия вулканов или в днищах долин. Состоят лахаровые отложения из неотсортированных вулканических продуктов с полуокатанными или угловатыми глыбами и обломками лав, сцементированных пеплово-глинистой массой. Их мощность может достигать десятков метров.

Особенности подводных и наземных вулканогенных образований

Условия накопления вулканогенных толщ в наземных и подводных средах резко различны.

Наземным излияниям свойственна изменчивость гипсометрического положения основания лавовых потоков, в значительной степени зависящая от неровностей рельефа. Нередко лавы покрывают речные террасы, что позволяет установить время их образования. Эффузивные породы, образующиеся в наземных условиях, обычно чередуются со слоями, сложенными пирокластическим материалом: пеплом, вулканическими брекчиями и бомбами. Последним свойственны эллиптические и закрученные формы, возникающие при полете застывающей лавы в воздухе. Наземным излияниям свойственны также линзы и скопления агломератов (и селевых образований), возникающих во время ливней, нередко сопровождающих изверженния. Среди вулканогенных пород иногда появляются и другие типы континентальных образований: пролювиальные и элювиальные отложения, уголь и др.

Толщи вулканогенных пород, накапливающиеся в континентальных условиях, нередко образуют самостоятельные стратиграфические комплексы, не параллелизующиеся с разрезами иных по генезису одновозрастных пород. Такие комплексы отделяются от подстилающих и вышележащих образований несогласиями.

В верхних частях покровов, застывших на поверхности, отдельность обычно плитчатая, параллельная поверхности, а в нижних, медленно остывающих, столбчатая (см. рис. 156), перпендикулярная к подошве покрова. В целом вулканогенные толщи, образовавшиеся в наземных условиях, отличаются резкой изменчивостью мощностей и насыщенностью плохо отсортированным пирокластическим материалом. Стекло наземных лав и туфов со временем окисляется и приобретает красно-бурый цвет.

Вулканогенные толщи, образовавшиеся при подводных излияниях, во многом отличаются от вышеописанных. Относительно ровный рельеф морского дна способствует формированию выдержанных по мощности покровов, залегающих согласно среди морских осадков. Прослои пепла, встречающиеся среди покровов лав, нередко хорошо отсортированы. Осадочные породы, переслаивающиеся часто с лавами, имеют морское происхождение (известняки, песчаники, аргиллиты и т. д.). Эти же породы замещают лавы по простиранию.

Накопившиеся на морском дне эффузивные породы легко подвергаются зеленокаменному перерождению; среди основных пород нередко присутствуют спилиты.

Отдельность в вулканогенных породах, образовавшихся при подводных извержениях, имеет правильные, хорошо развитые формы. Особенно характерны подушечная и шаровая отдельности. Такие формы отдельности образуются при быстром остывании лавовых струй. Вокруг очередной порции перемещающейся магмы в условиях быстрого охлаждения в водной среде образуется корка в виде шара или растянутость овала (мешка), внутри которых магма остается жидкой и при непрерывном ее поступлении прорывает шар или овал, стекая вниз по наклону дна и образуя следующий шар или овал. Размеры отдельностей могут достигать 3 м в поперечнике.

Текстурные особенности эффузивных пород

Текстуры эффузивных пород сложны и носят отпечаток многих процессов. Они отражают скорость остывания лавовых потоков, условия их накопления и характер движения, химический состав и газовый режим магмы.

Слоистость в застывших лавовых потоках обычно плохо выражена. Наиболее надежными поверхностями, указывающими на по-

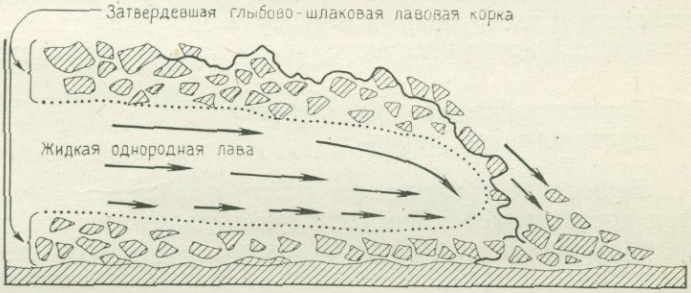


Рис. 238. Перемещение верхней корки лавового потока и образование такой же корки в его основании, по Е. Е. Милановскому

ложение потока, являются его кровля или подошва, граничащие с породами иного состава. В мощных покровах опорными поверхностями могут явиться границы между потоками различного состава, обладающими разной окраской, текстурой или структурой. Не менее надежными оказываются также слои или горизонты пирокластических образований среди лав. Флюидность, часто присутствующая среди эффузивных пород кислого и щелочного состава, как правило, не параллельна граничным поверхностям потоков, а отражает движения частиц лавы внутри потока, которые нередко, особенно в кислых и щелочных лавах, спиралеобразные, круговые или в виде сложных завихрений (рис. 238).

Как уже отмечалось выше, флюидность развивается преимущественно в лавах кислого и щелочного состава и далеко не всегда совпадает с поверхностями, ограничивающими покровы. Густые риолитовые лавы при движении свертываются в клубки и неправильные смятия. Значительно более выдержана флюидность в экструзивных телах, некках и дайках, почти всегда совпадающая с ограничивающими их поверхностями.

В направлении движения лав вытягиваются фенокристаллы, особенно полевых шпатов. Также ведут себя пузыри и пустоты, которые сплющиваются и вытягиваются по движению потока. Основная масса пустот и миндалин скапливается в верхней части потока, причем у основания они обычно бывают плоскими, а в верхней части потока — округлыми.

Плоские ксенолиты, захваченные лавой, повторяют очертания стенок каналов; а в покровах ориентируются параллельно движению.

Кроме перечисленных текстурных особенностей в остывающих лавах могут развиться первичные тектонические (прототектонические) структуры в виде полосчатости, выраженной чередованием пород разного состава либо с различной окраской и текстурой, а также шлирообразные скопления минералов, поверхности которых ориентированы так же, как и лавовые покровы.

Кроме шаровой, подушечной и столбчатой отдельности в лавах образуются первичные контракционные трещины, особенно четко проявляющиеся в экструзивных и субвулканических телах, образование и закономерности распространения которых описаны в гл. 16.

Стратиграфическое расчленение вулканогенных пород

Выяснение стратиграфического положения вулканогенных пород представляет собой сложную и далеко не всегда в полной мере разрешимую задачу. Основные трудности возникают в связи с тем, что потоки лав по мере удаления от очага излияния уменьшаются в мощности и выклиниваются, а при подводных излияниях (а иногда и при наземных) фациально замещаются породами иного происхождения и состава. При таких условиях существенное значение приобретает вопрос о стратиграфической корреляции вулканогенных и осадочных толщ.

При выделении стратиграфических комплексов в вулканогенных толщах используются различные данные. Большое значение имеет расчленение пород по химическому составу. Чаще всего эффузивные породы, принадлежащие к одному магматическому циклу, обладают близким химическим составом. Однако следует иметь в виду, что известны мощные покровы эффузивов, обладающие смешанным составом пород, меняющимся от основных до кислых. Существенное значение имеют так называемые сопутствующие породы, которые находятся среди эффузивов в незначительных количествах. Такими сопутствующими породами могут оказаться харак-

терные морские или континентальные отложения. Опорными поверхностями при стратиграфическом расчленении эффузивных толщ служат и угловые несогласия, однако их не следует путать с внутриформационными несогласиями, чрезвычайно частыми в лавовых покровах. С этой же целью могут быть использованы характерные текстурные особенности эффузивов: пустоты от газов, флюидность, особенности сложения породы и т. п.

В последние годы для стратиграфического расчленения наряду с прочими данными с успехом используют также естественную радиоактивность, которая различна у эффузивных пород разного состава и возраста. При параллелизации вулканогенных и осадочных толщ наиболее часто встречаются три следующих случая.

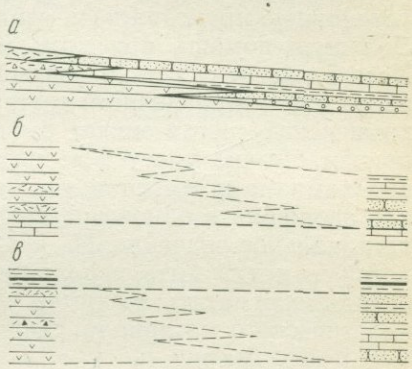


Рис. 239. Различные случаи стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных толщ

1. Условия обнаженности и аэрофотоснимки дают возможность непосредственно проследить фациальный переход вулканогенных пород в осадочные (рис. 239, *а*). Подобные условия характерны, например, для средне- и верхнедевонских отложений Центрального Казахстана. Здесь в одном из районов вулканогенная толща, состоящая из эффузивов среднего состава и имеющая мощность около 1200 м, через 15 км замещается толщей эффузивов, чередующихся с туфами и песчаниками, общей мощностью 600 м, а еще через 12 км вулканогенные породы совершенно исчезают из разреза и в толще сохраняются лишь красноцветные конгломераты и песчаники, мощность которых не превышает 250—300 м. Таким образом, в рассмотренном примере легко устанавливаются, во-первых, фациальный переход эффузивных пород в красноцветные осадочные (песчаники и конгломераты), а во-вторых, одновозрастность этих толщ.

2. При недостаточной обнаженности пород вопрос стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных образований может быть решен по данным двух разрозненных разрезов, сложенных в одном случае вулканогенными, а в другом — осадочными толщами на основании соотношения тех и других с подстилающими породами. Если вулканогенные и осадочные толщи подстилаются одним и тем же стратиграфическим горизонтом и связаны с ним постепенными согласными переходами, есть все основания объединить вулканогенные и осадочные породы обоих разрезов в одновозрастный стратиграфический комплекс пород, допуская при этом фациальное замещение эффузивных пород осадочными на пространстве между пунктами расположения разрезов (рис. 239, *б*).

3. В условиях второго случая можно опираться на соотношения вулканогенного и осадочного разреза с перекрывающими породами. Если в верхах обоих разрезов вулканогенные и осадочные образования постепенно и согласно переходят в породы одного и того же налегающего на них стратиграфического горизонта, их можно объединить в один стратиграфический комплекс с учетом фациального замещения вулканогенных пород осадочными (рис. 239, *в*).

При сопоставлении эффузивных пород, обнажающихся в удаленных друг от друга выходах, следует прежде всего попытаться установить их возраст и взаимоотношение с другими толщами. Большую помощь при этом могут оказать химические анализы. Хотя каждый отдельно взятый покров нередко слагается застывшими лавами различного состава, тем не менее преобладающий их химический состав может быть установлен достаточно отчетливо, причем обычно удается выявить и общую направленность эволюции химизма и строения лав от нижних горизонтов к верхним; такая эволюция в одновозрастных эффузивных породах часто имеет региональное значение. Из других, менее существенных признаков, которые могут быть использованы при корреляции разрезов, необходимо отметить: сходство условий образования, характер пирокластического материала, текстур и структур, отдельность, степень метаморфизма и т. п.

Вулканогенные комплексы расчленяются на стратиграфические единицы так же, как и осадочные толщи. Помимо общепринятых геохронологических подразделений в них выделяются и местные: свиты, толщи, 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.

Среди вулканогенных комплексов или внутри свит и толщ чрезвычайно важно наметить опорные, маркирующие горизонты. Такими горизонтами могут служить пачки и слои осадочных пород, залегающие среди эффузивов, прослои туфов, поверхности несогласий или характерные и широко развитые эффузивные породы, обладающие выдержанным составом, цветом или какими-либо текстурными особенностями.

Определение возраста эффузивных пород

Определение возраста эффузивных пород всегда представляет сложную и трудную задачу. Решить этот вопрос с той или иной степенью достоверности позволяет следующее.

1. Известны эффузивные породы, в которых заключены пустоты от разложившихся организмов и их скелетов, захваченных лавами при подводных излияниях. Пустоты от морской фауны встречаются также в туфах. Если эти пустоты залить гипсом, то можно получить слепки форм ископаемых организмов и тем самым непо-

средственно определить относительный возраст вулканогенных пород. Однако подобные случаи исключительно редки.

2. Среди вулканогенных толщ часто заключены слои осадочных пород с остатками фауны, флоры, спор и пыльцы. Особенно благоприятны для нахождения окаменелостей известняки и мергели. Если слои с окаменелостями заключены среди вулканогенных пород, они дают возможность обоснованно определить возраст эффузивных толщ. Споры и пыльца чаще всего встречаются в глинисто-мергельных и сланцевых породах.

3. Возраст вулканогенных толщ может быть установлен также *на основании возраста покрывающих и подстилающих их осадочных* пород, если вулканогенные образования связаны с ними постепенными переходами. Так, например, если подстилающие вулканогенную толщу породы имеют позднедевонский возраст, а покрывающие относятся к визейскому ярусу раннего карбона, то заключенная между ними вулканогенная толща вероятнее всего может быть отнесена к турнейскому ярусу раннего карбона.

4. Верхняя возрастная граница эффузивных пород может быть определена по залеганию на них фаунистически охарактеризованных толщ. Эффузивы в этих случаях имеют более древний возраст.

5. Нижняя возрастная граница иногда устанавливается по обломкам пород, захваченных лавами из верхних частей подстилающих толщ. Если возраст обломков по тем или иным данным (например, по заключенным в них окаменелостям) установлен, это дает основание считать возраст самих эффузивов более молодым, чем возраст включенных ксенолитов.

6. Косвенные указания для обоснования возраста вулканогенных толщ дает изучение пространственного размещения туфогенных пород. Известно, что вулканический пепел может переноситься ветром на значительные расстояния и накапливаться в районах седиментации вместе с другим осадочным материалом. Прослои туфов, образующиеся среди нормально-осадочных пород, являются обычно прекрасными маркирующими горизонтами и, если установить их связь с очагами извержения, по ним можно определить время излияния лав.

Выявление очагов излияния

Выявление центров вулканической деятельности имеет большое значение для понимания условий образования и залегания эффузивных пород. Сохранность вулканических аппаратов определяется главным образом глубиной их эрозионного среза.

Молодые кайнозойские вулканы хорошо выражены в рельефе, особенно вулканы, извергавшие лавы кислого и щелочного состава. Их конусообразные возвышенности с кратерами в средней части *выделяются по характерной форме (Эльбрус, Казбек) или по* остаткам размытых вулканических построек окруженных покровами лав. Большую помощь при их изучении могут оказать аэрофотоснимки.

Вулканические аппараты мезозойского и палеозойского возраста, как правило, глубокоэродированы и выявляются с большим трудом. При этом используются косвенные признаки, наиболее существенные из которых следующие.

С приближением к очагам излияния возрастают мощность отдельных лавовых потоков и общая насыщенность разрезов эффузивами, непосредственно в районах извержения появляются грубообломочные брекчии, линзы лапиллиевых туфов, а также агломераты, состоящие из обломков и глыб эффузивных пород.

В отдельных случаях эруптивные аппараты выявляются по геоморфологическим признакам. Породы жерловых фаций и некки могут оказаться также более прочными, чем окружающие их осадочные или эффузивные толщи, и в таких условиях они образуют резко выделяющиеся в рельефе возвышенности. Наоборот, если эруптивные аппараты заполнены породами, более легко разрушающимися при выветривании по сравнению с окружающими толщами, они могут образовывать пониженные участки.

При глубоком разрушении вулканических построек на поверхности могут оказаться субвулканические интрузии, а также интрузивные образования, чаще всего гранитоиды или щелочные породы, слагающие нижние части некков или периферические очаги.

Центры извержений нередко можно наметить исходя из расположения кольцевых и конических даек, участков вторичных кварцитов и пропилитов.

Так как покровные фации непосредственно связаны с экструзивными и жерловыми, положение последних нередко выявляется по изменению первичных текстурных элементов эффузивных пород, которые по мере приближения к центрам излияния от пологих становятся более крутыми и вертикальными. Значительную помощь в выявлении древних вулканических построек может оказать тщательное дешифрирование аэрофотоснимков.

Изображение эффузивных пород на аэрофотоснимках

Дешифрирование вулканических пород позволяет выявить строение вулканогенных комплексов, их структурно-текстурные особенности, расположение центров вулканической деятельности, фациальные разновидности вулканогенных образований и решить ряд других вопросов.

Породы вулканического происхождения выделяются на аэроснимках по нескольким характерным признакам. Рельеф, развитый на вулканогенных образованиях, характеризуется сглаженными водоразделами и уплощенными или округлыми вершинами. Фототон зависит от состава пород: он более темный на основных и средних по составу эффузивах и светлый на кислых. При чередовании эффузивов различного состава, а также при наличии среди них горизонтов туфов и осадочных пород на снимках появляется полосчатость, соответствующая простиранию пород.

Литологический состав эффузивных пород в каждом обособленном ландшафтном районе имеет много специфических черт, но наиболее распространенные разновидности вулканитов обладают на аэроснимках некоторыми общими чертами.

Риолиты имеют светлый фототон и на них возникает сглаженный рельеф. На поверхности мощных покровов риолитов развиваются расчлененные горные массивы с плоскими вершинами и крутыми склонами.

Дациты и андезиты обладают серым фототоном и часто сглаженным рельефом. Дацитам и андезитам свойственна более густая сеть трещин по сравнению с риолитами.

Андезитобазальты и базальты характеризуются темно-серым фототоном, хорошо развитым расчлененным рельефом и густой сетью первичных трещин. В них лучше, чем в эффузивах другого состава, заметна слоистость, обусловленная присутствием прослоев несколько более светлых туфов или миндалекаменных базальтов. Мощные покровы последних нередко образуют крутые уступы на склонах. Выделяющиеся среди них темные полосы могут принадлежать стеклам или горизонтам шлаков.

Игнимбриты могут быть отдешифрированы по некоторым характерным признакам. Хорошо сваренные их разновидности обладают темным фототоном и ясно выраженной слоистостью. При уменьшении степени сваренности фототон игнимбритов становится светлее, а слоистость менее четкой. Рельеф, развивающийся на игнимбритах, сглаженный, слабо расчлененный.

При пологом и горизонтальном залегании эффузивов среди менее крепких осадочных пород на горных склонах появляются скалистые уступы и карнизы, а на водораздельных пространствах сглаженные, относительно ровные пространства или бронирующие покровы. При наклонном залегании эффузивы слагают верхнюю часть крутого склона и пологий склон куэст.

Мощные однородные толщи древних эффузивов, слагающие обширные пространства, даже при хорошей обнаженности дешифрируются плохо. На них развивается выровненный или волнистый рельеф с плавными формами и беспорядочным микрорельефом. Окраска их монотонная, без признаков или со слабыми признаками слоистости. Существенным дешифрировочным признаком является четкая, нередко правильно ориентированная трещиноватость. Отдельные направления трещин могут быть сильно расширены и разработаны процессами выветривания, и в таких случаях ошибочно принимаются за крупные разрывы со смещениями.

Наиболее благоприятны для дешифрирования эффузивов регионы развития молодых вулканических пород, лежащих на более древних дислоцированных толщах. Особенно детально оконтуриваются лавовые потоки и лавовые поля, расположенные на склонах и у подножий современных вулканов. Они выделяются темной окраской, имеют густую своеобразную сеть трещин и следы течения лавовых потоков в виде бугров сжатия морщин, струйности и газовых воронок.

Древние вулканические аппараты и некки дешифрируются по характерным овальным или неправильным «звездчатым» формам эруптивных тел, имеющих почти всегда более темную окраску по сравнению с окружающими их породами. В рельефе они образуют или повышенные, или реже пониженные участки, нередко в виде одиночных гор или холмов, не связанных с общей системой водоразделов, и долин (рис. 240). Существенное значение при дешифрировании может иметь трещиноватость, приобретающая в вулканических телах правильную линейную ориентировку или образующая полигональную сеть, ограниченную в своем распространении контактами с вмещающими толщами.

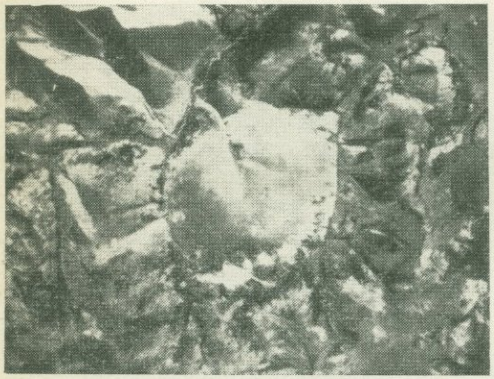


Рис. 240. Округлое субвулканическое тело эоценовых диорит-порфиритов. Корякское нагорье

Эруптивные тела, например трубки взрыва, заполненные относительно мягкими брекчиями изверженных пород, в рельефе выражаются плоскими понижениями, на которых почти не развивается или очень плохо расселяется древесная растительность. Возникающие таким путем округлые или овальные пятна, лишенные деревьев, среди сплошного растительного полога могут явиться важным дешифровочным и поисковым признаком.

Разрушенные древние вулканические постройки могут быть отдешифрированы по кольцевому плану расположения отдельных положительных форм рельефа или речной сети, аномальному рисунку элементов рельефа, выделяющемуся из общего плана, появлению изолированных гор или возвышенностей.

Полевое изучение эффузивных пород и изображение их на геологических картах

Следует возможно точнее определить состав эффузивных пород непосредственно в поле. Для этого необходимо предварительно ознакомиться с уже изученными коллекциями из района работ. Особое внимание должно быть обращено на состав вкрапленников и внешний облик основной массы у пород различного состава.

Большие затруднения могут возникнуть при определении элементов залегания эффузивных пород. С этой целью используется слоистость границы кровли или подошвы покрова, прослои иных по генезису пород внутри покрова, в частности нередко встречаю-

щихся среди лав пирокластических образований. В туфолавах для определения элементов залегания можно воспользоваться взаимнопараллельной ориентировкой линзовидных обломков остывших лав, расположением вкрапленников, формами отдельности, наличием газовых пузырьков.

Флюидность, иногда хорошо развитая в лавах, особенно в кислых и щелочных, далеко не всегда параллельна кровле или подошве покрова, а обычно имеет завернутый и закрученный вид, отражающий сложные движения в перемещающемся лавовом потоке.

При определении угла наклона следует учитывать первичный наклон лав, обусловленный неровностями рельефа, на котором они накапливаются, и вторичный наклон, вызванный позднейшими тектоническими процессами. Первичные наклоны у лавовых потоков, образующихся в континентальных условиях, могут достигать 10—20° и более.

Необходимо тщательно подходить к определению мощности наклонных эффузивных толщ. Появляющиеся при этом ошибки, обычно в сторону увеличения мощностей, вызываются недостаточным учетом линзовидной формы строения отдельных покровов и их смещением относительно друг друга в направлении движения лавовых потоков.

В вулканических породах, как и в интрузивных телах, нередко наблюдаются первичные полосчатые и линейные текстуры течения. Чаще всего они отмечаются в лавах и обломочных образованиях риолитового, дацитового и андезитового состава.

Первичные полосчатые текстуры выражаются чередованием различных по окраске светлых или темных слоев, линз, включений или обломков, ориентированных вдоль параллельных поверхностей. Их состав в одних случаях одинаков с общим составом пород, и различия с основной массой заключаются в разнозернистости структур, характерном вторичном окварцевании, обогащении гематитом и т. д.; в других случаях основная масса пород имеет несколько более основной (например, дацитовый), а слои и линзы кислый (риолитовый) состав.

Первичная линейность сказывается в линейной ориентировке удлиненных кристаллов, газовых пустот, миндалин, морщин и борозд на кровле лав, обломков, захваченных лавой, фьямме, игнимбритов и т. п.

Полосчатость и линейность отражают направление движения вулканического вещества и условия, в которых происходит его остывание, а их ориентировка может позволить определить строение вулканического тела. Так, в жерлах вулканов и в экструзивных телах полосчатость и линейность ориентированы круто или вертикально и нередко направлены к одному центру. В покровах и потоках лав и игнимбритов их положение обычно пологое.

При картировании эффузивных пород следует иметь в виду, что вулканогенные толщи обладают значительно меньшей пластичностью по сравнению с осадочными породами. Поэтому мощные толщи эффузивных пород образуют лишь плавные складки с отно-

сительно пологими крыльями. Если же вулканогенные образования играют подчиненную роль и занимают второстепенное место в разрезе, они как бы приспосабливаются к осадочным толщам и могут быть смяты так же интенсивно, как и осадочные породы.

Особого внимания заслуживает изучение различных деформаций пород, связанных с вулканической деятельностью и проявляющихся в той или иной форме. Они выражаются прежде всего в образовании многочисленных разрывов, концентрирующихся вблизи центров излияния, и в возникновении крупных овальных или округлых мульд, получивших название кальдер.

Разрывы со смещениями и трещины, возникающие у вулканов, извергающих магму основного и среднего состава, располагаются

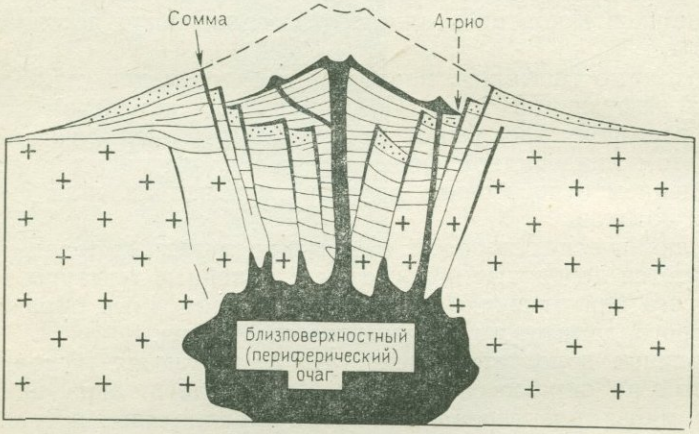
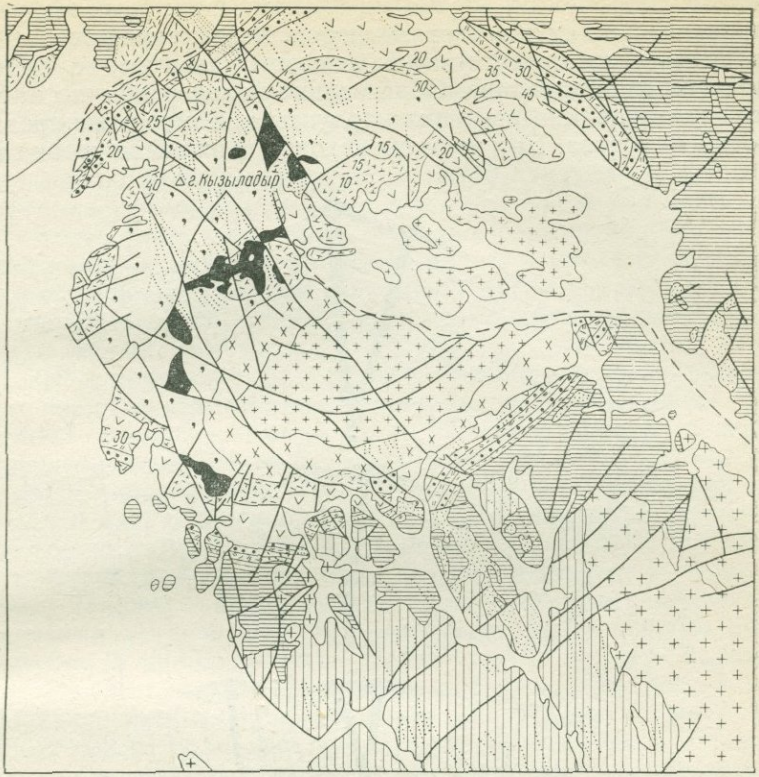


Рис. 241. Схематический разрез кальдеры с молодым вулканом внутри, по Е. Е. Милановскому

главным образом по радиусам, расходящимся от центра вулкана. На вершинах вулканического конуса в таких случаях возникают секторные грабены, ограниченные крутыми или отвесными радиальными разрывами и относительно пологим концентрическим разрывом, наклоненным к жерлу. Деятельность кислых вулканов сопровождается чаще всего образованием кольцевых сбросов с последующим оседанием по ним центральных частей вулканического аппарата. На вершинах вулканических конусов нередко возникают трапециевидные грабены. Сместители разрывов часто выполняются последующими вулканическими образованиями.

Кальдеры представляют собой впадины округлой или овальной формы. Наиболее крупные из них имеют в поперечнике до 25 км. Кальдеры, образовавшиеся в новейшее время, окружены валом, называемым соммой (рис. 241). Последняя сложена вулканическими породами и имеет пологую внешнюю и крутую внутреннюю поверхности. Дно кальдеры плоское или слабо вогнутое; в центральной части дна часто возникают более молодые вулканы меньших



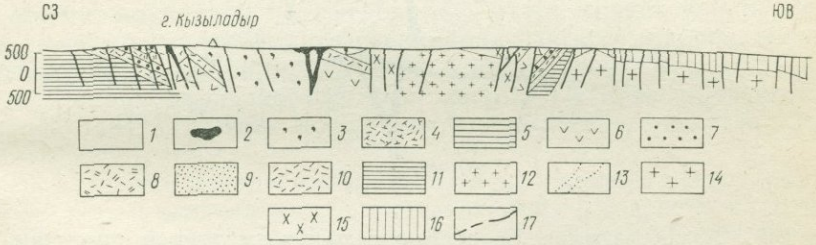


Рис. 242. Схема строения Кызыладырской кольцевой структуры, по М. Н. Щербаковой.

1 — кайнозойские и неогеновые образования; *2—10* — средний карбон (*2* — жерловые туфы дацитовых порфиритов, *3* — игнимбриты, *4* — риолит-трахитовые порфиры и их туфы, *5* — субвулканические риолитовые порфиры, *6* — андезитовые порфириты, *7* — кристаллокластические туфы, *8* — риолит-дацитовые порфиры, *9* — крупнообломочные туфы, *10* — риолитовые порфиры); *11* — туфы нижнего карбона; *12—16* — гранитоиды (*12* — пермские, *13* — жильные пермские, *14* — позднекаменноугольные, *15* — средне-позднекаменноугольные, *16* — раннекаменноугольные); *17* — разрывные нарушения

размеров. Сложено дно крупными блоками и глыбами эффузивных и пирокластических родственных пород. Характерной особенностью кальдер является присутствие кольцевых разрывов, с которыми связано их формирование. Образование кальдер обычно наблюдается у вулканов, извергающих продукты кислого, реже среднего и щелочного состава. При этом происходит понижение уровня магмы

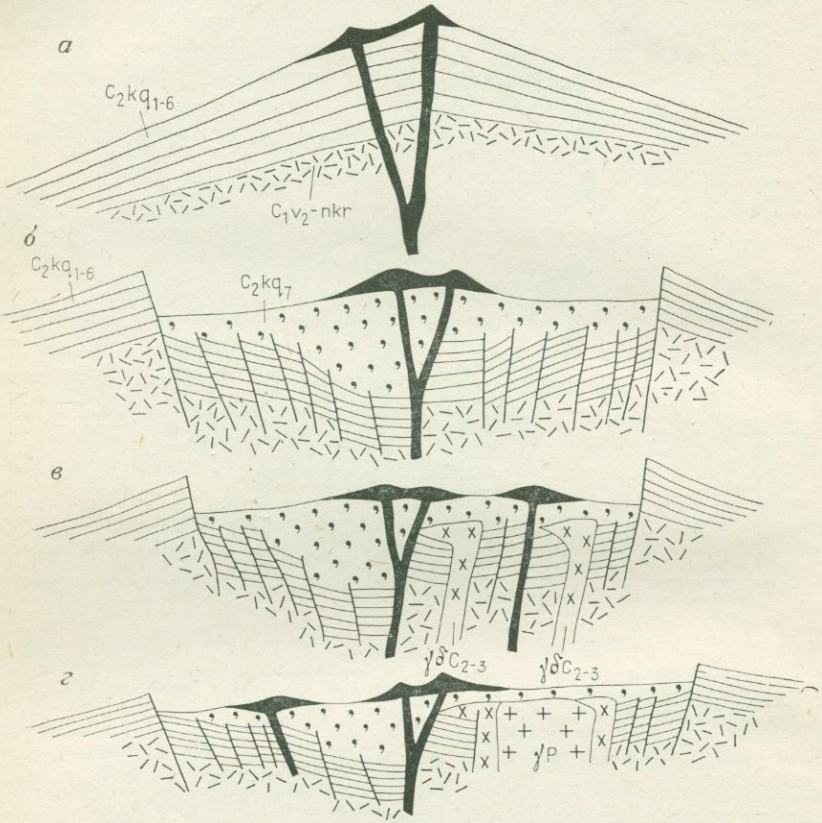


Рис. 243. Стадии развития (*а—г*) Кызыладырской кольцевой структуры, по М. Н. Щербаковой.

Усл. обозначения см. на рис. 242

в вулканическом очаге или в периферической магматической камере, вызванное извержениями. Понижение может быть также вызвано интенсивной эксплозией или излиянием лавы. Вслед за этим происходит обрушение или оседание вулканической постройки по кольцевым разрывам, приводящее к образованию крупных округлых или овальных мульд. На рис. 242 и 243 приведены примеры палеозойской кальдеры, изученной в Центральном Казахстане, и схема ее образования.

Как указывает Рекк, возникновение вулканических кратеров связано с усилением вулканической деятельности, а кальдеры — с ее ослаблением и состоянием покоя поверхности магматического очага. Ассимиляция магмой окружающих пород может, по-видимому, повлечь за собой значительное изменение состава извергаемого вулканом вещества.

Значительно реже кальдер встречаются вулкано-тектонические поднятия, в которые вовлекаются вулканические породы или породы другого состава. Они образуются над формирующейся магматической камерой или при давлении магмы в процессе перемещения ее в верхние зоны земной коры. Если магма при этом не достигает земной поверхности, то образуются гипабиссальные тела, например лакколиты (см. ниже).

В современных районах активной вулканической деятельности устанавливаются два типа магматических очагов. Одни из них — глубинные — располагаются от 50 до 200 км и более от поверхности, другие — периферические — находятся неглубоко. По данным советских и японских геологов, изучавших поглощение сейсмических волн и магнитные аномалии на западной окраине Тихого океана, периферические очаги находятся на глубинах от нескольких сот метров до 10—15 км, а их диаметр достигает 5—8 км. Образование кальдер связано, вероятно, с периферическими очагами.

Расчетами установлено, что количество выброшенного вулканом материала приблизительно соответствует объему кальдеры. Следует отметить частое присутствие в центральных частях кальдер субвулканических, гипабиссальных и полнокристаллических интрузивных пород. Возможно, что интрузивные породы в отдельных случаях являются вскрытыми эрозией застывшими периферическими очагами.

Магма, попадая в периферические очаги, может в них задерживаться, подвергаться дифференциации или ассимилировать окружающие породы. Данные процессы могут привести к существенному изменению первичного состава магмы, и в этом, по-видимому, кроется одна из причин непостоянства химического состава извергаемых продуктов.

Эффузивные породы изображаются на геологических картах так же, как и осадочные, т. е. расчленяются по возрасту и составу. Как и в слоистых осадочных толщах, в эффузивных породах измеряются мощность слоев и элементы их залегания. Однако в отличие от осадочных пород, состав которых обычно не указывается на картах, состав вулканогенных образований наносится на карту черным крапом по возрастной окраске. Форма крапа зависит от состава пород.

В мощных толщах вулканогенных образований сложного состава следует стремиться к выделению отдельных циклов или этапов вулканической деятельности. При этом основное значение должны иметь состав пород, условия образования и формы залегания.

Глава 16

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивные породы в земной коре развиты чрезвычайно широко. Они сосредоточены преимущественно в фундаментах древних платформ и в складчатых областях, но слабо развиты или вообще отсутствуют в платформенном чехле.

85% всех интрузивных пород сложено гранитоидами, 10% приходится на долю средних нормальных и щелочных по составу пород. Основные и ультраосновные породы составляют не более 3—5%.

Возраст основной массы обнаженных на поверхности гранитоидов древний, допозднепротерозойский; значительные площади гранитоиды слагают в байкальской и фанерозойской складчатых областях; однако чем моложе складчатая область, тем меньшее количество и меньшие по размерам интрузивные массивы в них обнажены.

Это явление отчасти можно объяснить меньшей глубиной эрозионного среза молодых складчатых областей, а, возможно, также и последовательным перемещением во времени уровня гранитообразования на большие глубины в связи с прогрессивным падением температуры земной коры.

Весьма разнообразны размеры и формы массивов, сложенных интрузивными породами. Их размеры меняются от сотен километров в поперечнике до тел шириной не более десятков сантиметров; каждый интрузивный массив имеет собственную неповторяющуюся форму как в горизонтальном, так и в вертикальном сечении.

Приведенная ниже систематика массивов, отражающая их размеры, форму и отчасти состав, условна и носит формальный характер, но она удобна тем, что каждый из выделенных типов массива обладает некоторыми общими чертами строения. При этом учтены многие специфические особенности условий формирования массивов ультраосновных пород, описание которых обособлено от характеристики массивов иного состава.

Формы интрузивных тел

Среди интрузивных тел в порядке убывания их размеров выделяются следующие типы: ареал-плутоны, батолиты, штоки, лакколиты, лополиты, факолиты, магматические диапиры, дайки, интрузивные залежи (силлы), апофизы (языки).

Ареал-плутоны. Ареал-плутоны представляют собой огромные по площади массивы гранитов и гранитогнейсов, не имеющих определенных очертаний, с поперечными размерами в сотни километров. Распространены они в архейском и нижнепротерозойском фундаменте древних платформ на Алданском, Украинском щитах, в Карелии и других областях. Вмещающие их глубокометаморфические толщи встречаются также в виде участков неправильной формы внутри массивов или в их краевых частях. Внешние грани-

цы ареал-плутонов неправильные и нередко крайне прихотливые в своих очертаниях.

Ареал-плутоны формируются при неоднократно повторяющихся этапах интрузивной деятельности. Большое значение при этом имеют процессы гранитизации протоосадочных и протометаморфических комплексов в условиях незначительных глубин и очень высоких температур приповерхностных частей архейской и нижнепротерозойской земной коры. В более поздние периоды истории формирования коры подобные условия отсутствовали.

Батолиты. Батолитами называются крупные массивы интрузивных пород, сложенные главным образом гранитами и гранодиоритами, имеющими площадь выхода на поверхность более 100 км^2

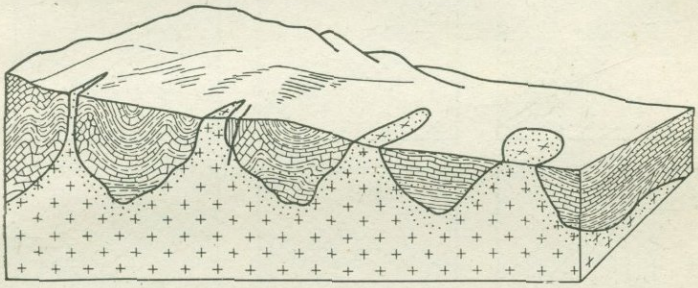


Рис. 244. Гранитный батолит, по В. Эммонсу

(рис. 244). Размеры батолитов могут быть очень большими и достигать сотен километров в длину и десятков километров в ширину. Известны овальные и округлые батолиты с размерами в многие десятки километров.

Наиболее крупные из батолитов сосредоточены в областях байкальской и палеозойской складчатости. Их контакты с вмещающими породами всегда горячие и секущие. Они могут быть ровными, волнистыми, бугорчатыми, зазубренными или иметь вид различного рода ветвлений (рис. 245).

Верхняя поверхность батолитов обычно обладает плавными пологими очертаниями, нарушаемыми многочисленными куполовидными выступами различной формы. Боковые поверхности батолитов имеют сложное строение. Нередко они наклонены в стороны от центральных частей массива; встречаются также вертикальные боковые поверхности и поверхности, наклоненные к центру батолитов. Менее ясно строение нижнего ограничения батолитов. Геофизические данные показывают, что вертикальные размеры батолитов чаще составляют 6—10 км. Ниже располагается неровная граница с вмещающими породами, нередко имеющая вид суживающегося книзу корневидного канала. Таким образом, батолиты либо свекловидны (рис. 246, *б*) с узким подводящим каналом, отходящим вниз от центральной части дна массива (батолиты центрального типа), либо языкоподобны (рис. 246, *а*), причем в этом случае подводя-

щий канал расположен сбоку (батолиты трещинного или щелевого типа).

Породы, вмещающие батолит, на контакте с интрузивными образованиями носят явные следы проплавления, и их слоистость как бы обрезается интрузивными контактами. Однако в более общем плане нередко удается уловить отчетливые следы механического воздействия магмы на окружающие толщи. Это выражается в изгибе осей складок в плане параллельно границам боковых поверхностей батолитов (рис. 247), в появлении разрывов и иных деформаций, указывающих на раздвижение пород в стороны и вверх.

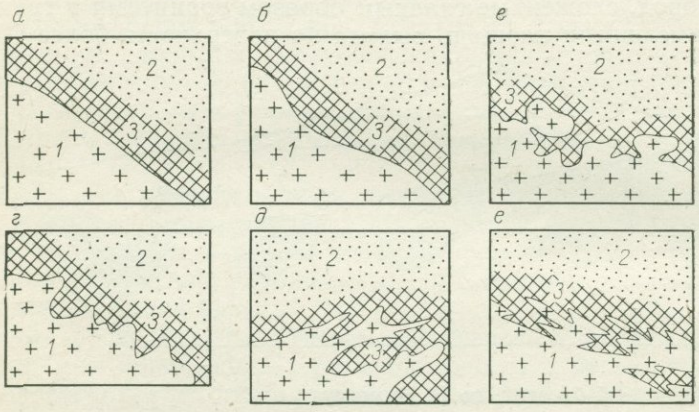


Рис. 245. Характер контактовых поверхностей, по В. А. Апродову.
а — ровный; *б* — волнистый; *в* — глыбовый; *г* — зазубренный; *д* — апофизный; *е* — послойно-инъекционный.
1 — гранит; *2* — вмещающие породы; *3* — контактово-измененные породы

До настоящего времени еще не решена проблема пространства, занимаемого батолитами. Наибольшим признанием среди геологов пользуются три точки зрения. Согласно одной из них, пространство при формировании батолитов образуется за счет обрушения кровли. Обломки кровли, падая в поднимающуюся магму, тонут в ней и постепенно растворяются. По второй гипотезе, породы, сквозь которые поднимается магма, постепенно растворяются и ассимилируются магмой. За счет растворения вмещающих пород у контактов батолитов образуются различные гибридные (смешанные) интрузивные породы. Наконец, согласно третьей точке зрения, магма, внедряясь в земную кору, приподнимает ее на обширных площадях, не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма (межформационные батолиты). Помимо изложенных точек зрения, существуют представления о гранитизации, предполагающие образование гранитных батолитов путем переработки глубинными растворами и парами осадочных пород, остающихся на месте. Выска-

занные выше мнения следует дополнить соображениями о механизме образования батолитов.

Глубокие крутые разломы в земной коре создают благоприятные условия для продвижения вдоль них магматических расплавов. Насыщенная газами магма под влиянием внутреннего давления и вследствие меньшей плотности по сравнению с окружающими породами станет перемещаться вверх от магматического очага.

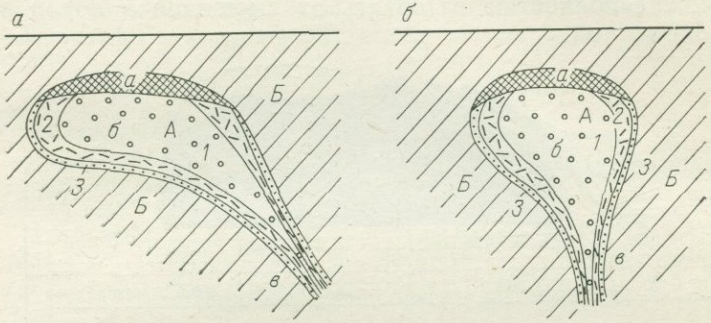


Рис. 246. *Идеализированные поперечные разрезы* интрузивных массивов щелевого *(а)* и центрального *(б)* типов.

А — интрузивный массив; *Б* — вмещающие породы; *а* — «пробковая» часть массива; *б* — «подпробковое» расширение; *в* — подводящий канал; *1* — породы центральной части массива; *2* — краевой части массива; *3* — эндоконтактовой зоны

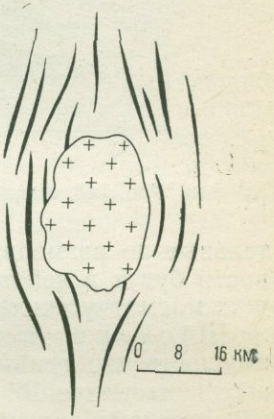


Рис. 247. Раннекаменноугольный гранитный батолит среди палеозойского складчатого комплекса (Средний Урал).

Сплошные линии — оси антиклиналей

Магма при достижении верхних частей земной коры в результате изменения внешнего давления и потери летучих компонентов будет становиться более вязкой. Дегазация и охлаждение приведут к затвердению магмы, закупорке подводящего канала с образованием у его верхнего конца «пробки». Последняя будет препятствовать продвижению магмы вверх. При этом перемещение магматических расплавов из более глубоких зон земной коры может продолжаться, и они станут нагнетаться в подпробковое пространство. Не имея возможности перемещаться вверх, расплавы распространяются в стороны и образуют грибообразное расширение, сужающееся вниз до размеров подводящего канала. Перемещению магмы в стороны будет способствовать ослабление бокового со-

противления со стороны окружающих пород в верхних частях земной коры.

Вполне вероятно предположение, что возникновение грибообразного расширения в верхней части интрузивного тела может сопровождаться раздвижением вмещающих пород в стороны и вверх с частичной их ассимиляцией, что в отдельных случаях создает условия для нагнетания магмы не только в подпробковое, но и в надпробковое и боковые пространства. Магма при своем движении может полностью отторгать от вмещающих пород значи-

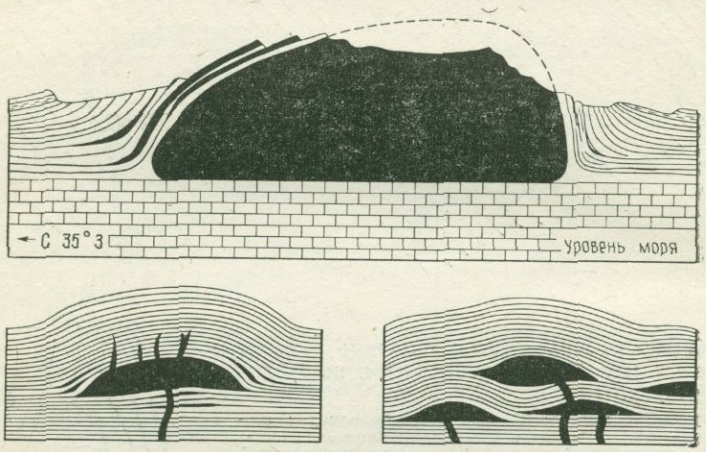


Рис. 248. Лакколиты, по М. Биллингсу

тельные по размерам участки, которые вследствие большой плотности будут в ней тонуть, освобождая место для вновь поступающих магматических расплавов.

Штоками называются интрузивные тела, сложенные преимущественно гранитоидами и имеющие площадь выхода на поверхность менее 100 км^2. Форма штоков округлая или вытянутая, изредка неправильная.

Штоки могут образовывать самостоятельные массивы и тогда характеризуются всеми чертами строения, свойственными батолитам. Очень часто они представляют собой неглубоко вскрытые эрозией верхние выступы гранитных батолитов или тела в виде куполов и гребней, ответвляющихся от кровли или боковых поверхностей, скрытых на глубине интрузивных массивов.

Лакколитами называются небольшие (до 3—6 км в поперечнике) грибообразные тела, границы которых согласны с поверхностями слоистости вмещающих их пород. Лакколиты являются распространенной формой гипабиссальных интрузий. Они образуются в результате нагнетания магмы в межпластовые или межформационные пространства (рис. 248). Верхние слои, покрывающие лакколиты, подвергаются интенсивному механическому

воздействию магмы и обычно изогнуты в соответствии с контурами лакколита. Высота лакколита чаще меньше их горизонтальной длины, а толщина уменьшается к периферии. Образование лакколитов происходит вблизи земной поверхности.

Лополитами называются блюдцеобразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, образованные главным образом основными, ультраосновными или щелочными породами и реже гранитоидами. Размеры лополитов различны. Они образуют небольшие залежи и огромные тела в сотни километров в поперечнике. Лополит Бушвельда, например, имеет длину около 300 км (рис. 249).

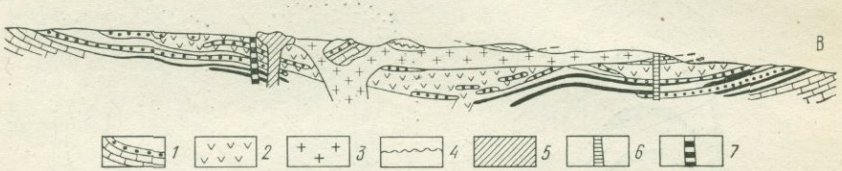


Рис. 249. Схематический геологический разрез Бушвельдского лополита, по А. Дю Тойту.

1 — породы основания трансваальской системы, инъецированные силлами диабазов (черное); *2* — норит; *3* — гранит; *4* — породы кровли Ройбергской группы; *5* — Пиландсбергский вулканический центр; *6* — Спицкопское вулканическое жерло; *7* — кимберлитовая трубка

Факолитами называются небольшие интрузии, имеющие серповидную форму в разрезе (рис. 250). Они образуются в ядрах антиклинальных или реже синклинальных складок. Мощность факолитов измеряется сотнями, в редких случаях тысячами метров. Магма, образующая факолиты, внедряется в ослабленные участки между слоями в замках складок. Наиболее благоприятны для образования факолитов участки с крутым погружением шарнира.

Магматические диапиры принадлежат к гипабиссальным вертикальным или крутым интрузиям. Они характеризуются резко вытянутой веретенообразной или грушевидной формой в плане (рис. 251, *а*) и в разрезе (рис. 251, *б*), относительно небольшими размерами (от десятков метров до нескольких километров) и секущими контактами с вмещающими породами. Магматические диапиры при своем образовании вызывают в окружающих толщах появление разрывов и интенсивные смятия и сами внедряются в ослабленные участки земной коры, вдоль разрывов и крупных трещин.

Дайки, часто не вполне правильно называемые также жилами, представляют собой плитообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры. Они могут быть выполнены различными по составу породами как интрузивными, так и эффузивными. Размеры даек очень различны. На Алдане описана сложенная габбродиабазом дайка длиной более 100 км и мощностью до 250 м. В Зимбабве известна дайка, заполняющая раздвиг, вытянутая на 540 км и имеющая мощность от 3 до 13 км. Однако большая часть даек имеет длины в сотни или десятки метров при мощности,

измеряемой несколькими метрами. Подавляющее большинство их залегает круто или вертикально; с вмещающими породами они имеют резко секущие контакты.

Трещины, выполненные дайками, образуются обычно при общем или локальном растяжении горных пород. Часто встречаются групповые дайки, образующие пояса. Расположение даек в поясах может быть параллельное, кулисообразное и т. д. Особую группу составляют кольцевые дайки. Эти дайки развиваются по окружности около центра, выраженного или небольшим штоком интрузив-

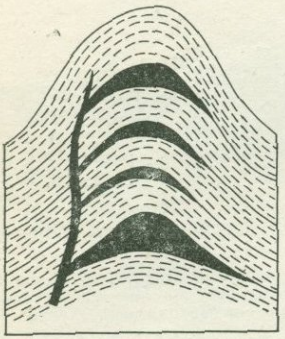


Рис. 250. Факолиты в ядре антиклинальной складки

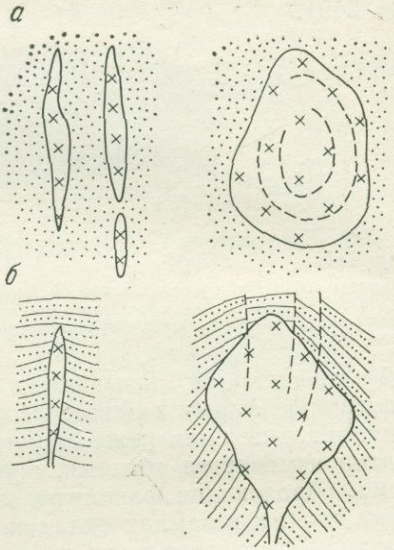


Рис. 251. Магматические диапиры, по В. Н. Павлинову

ных пород, или кольцевой же дайкой. Мощность даек обычно не превышает нескольких метров, но возможна и значительно большая мощность. Диаметр всей системы даек от 1 до 25 км (рис. 252).

В вертикальных разрезах кольцевые дайки обычно крутые или почти вертикальные; они могут иметь и коническое расположение и быть наклоненными к центру всей системы, образуя как бы воронку, суживающуюся книзу. Кольцевые, как и конические, дайки образуются при оседаниях кровли над расположенным ниже магматическим очагом.

Интрузивные залежи, или силлы, образуются при внедрении магмы вдоль поверхностей наслоения. Известны интрузивные залежи площадью до 10000 км². Их мощность колеблется в широких пределах — от самых тонких инъекций до 600 м, но чаще встречаются силлы мощностью от 10 до 50 м. Сложены силлы различными по составу породами — от гранитов до габбро, однако значительно чаще встречаются залежи основных пород.

В условиях геосинклинального развития интрузивные залежи обычно возникают при опусканиях земной коры одновременно с

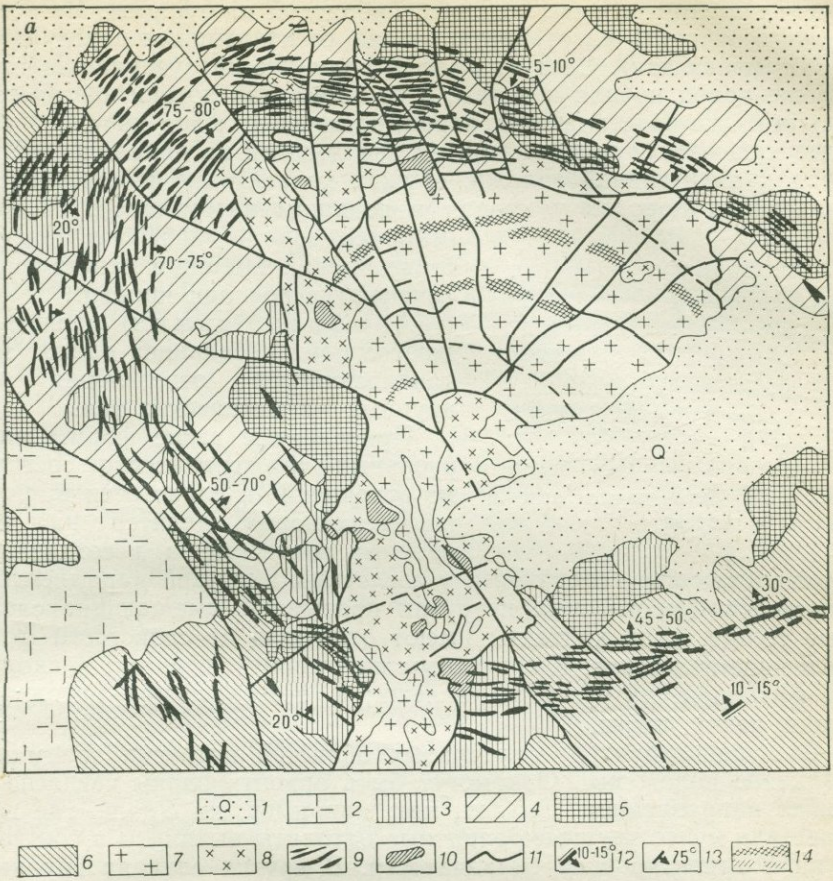


Рис. 252. Схема геологического строения гранитного массива Майтас в Центральном Казахстане, *по* В. В. Булдакову и В. А. Невскому.

1 — современные отложения; *2* — трахириолитовые порфиры; *3* — кислые эффузивы и их туфы; *4* — диабазы; *5* — андезитовые порфириты и их туфы; *6* — туфы риолитовых порфиров и туфогенные песчаники; *7* — крупно-среднезернистые граниты; *8* — мелкозернистые порфировидные граниты; *9* — дайки гранит-порфиров; *10* — ксенолиты вмещающих пород в гранитах; *11* — разрывы; *12—13* — элементы залегания (*12* — вмещающих пород, *13* — даек гранит-порфиров); *14* — зоны распространения даек аплитов и небольших пегматитовых тел

накоплением осадков, но они могут формироваться и позже образования вмещающих осадочных толщ: их появление в таких случаях происходит в обстановке интенсивной вулканической деятельности.

Нередко межслойные инъекции магмы образуют серию залежей, расположенных одна над другой и соединенных друг с другом ответвлениями, секущими вмещающие породы (*рис.* 253). Подобные залежи, сложенные обычно габбро-диабазами, широко развиты в залегающих почти горизонтально континентальных перм-

ских и каменноугольных породах Сибирской платформы. Не всегда легко отличить интрузивную залежь от излившихся пород (слоев застывших лав). Следует иметь в виду, что интрузивная залежь моложе пород кровли и почвы, в то время как потоки застывшей лавы моложе подстилающих пород, но древнее пород кровли. Наиболее надежными признаками, указывающими на принадлежность пород к интрузивной залежи, служат контактовые изменения во вмещающих породах у кровли и подошвы интрузивного тела и оторочка закала, а также присутствие тонких жилок и ответвлений (апофиз) в породах кровли.

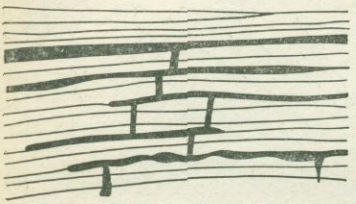


Рис. 253. Интрузивные залежи (силлы) в разрезе

Апофизы (языки) представляют собой небольшие, слепо заканчивающиеся ответвления от крупных магматических тел.

Приведенные выше формы интрузивных тел гранитного состава по отношению к слоистости вмещающих их пород делятся на две группы: согласные и несогласные. Ограничивающие поверхности у согласных интрузий параллельны слоистости. Несогласные интрузии прорывают вмещающие слоистые толщи, и их контакты имеют отличную от слоистости форму и иное залегание. К согласным интрузиям относятся: лакколиты, факолиты, интрузивные залежи; к несогласным — батолиты, штоки, некки, жилы.

В общей структуре складчатых областей интрузии занимают различное положение. Они могут быть ориентированы согласно с общим направлением складок, как, например, на Урале, где все более или менее крупные гранитные батолиты вытянуты в соответствии с ориентировкой складчатости. В других случаях крупные интрузии — батолиты и штоки — расположены поперек или очень редко под углом к общему направлению складчатых сооружений.

Массивы, сложенные ультраосновными и сопровождающими их основными породами, редко достигают значительных размеров. Обычно их максимальный поперечник меньше 10 км. На поверхности они образуют крайне неправильные тела с многочисленными ответвлениями во вмещающие толщи, секущие и согласные линзы и дайки. Таким же непостоянством отличаются массивы ультрабазитов и в вертикальных разрезах. Почти всегда отмечается ясная приуроченность ультраосновных пород к зонам крупных разрывов. Нередко тела ультрабазитов вытягиваются в цепочки вдоль разломов, составляя пояса протяженностью в сотни и даже тысячи километров. Ярким примером может служить пояс ультрабазитовых тел в средней части Уральского хребта в зоне Уральского глубинного разлома.

Условия формирования массивов ультраосновных пород далеко не ясны. Прежде всего необходимо отметить большое непостоянст-

во их физических свойств. Свежие, неизмененные пироксениты и габбро по своей твердости мало отличаются от гранитов, однако процесс серпентинизации, обычно в той или иной степени развитый в этих породах, резко повышает их пластичность, а серпентиниты по своим физическим свойствам близки к гипсам. Это обстоятельство создает благоприятные условия для выжимания и перемещения серпентинитов вместе с участками слабосерпентинизированных или неизмененных пород в верхние структурные этажи вдоль зон глубинных разломов и иных структур с повышенной проницаемостью в земной коре. Возникающие при движении серпентинитов контакты с вмещающими породами носят тектонический характер и напоминают границы, обрамляющие пластичные ядра соляных куполов, а сам процесс перемещения магматических пород в холодном состоянии сквозь окружающие толщи получил название «протрузивного» процесса.

При изучении ультраосновных пород следует иметь в виду, что процесс серпентинизации сопровождается увеличением их объема, а это приводит к образованию очень сложных пластических и разрывных деформаций внутри самих массивов.

Многочисленные данные об абсолютном возрасте ультраосновных пород, распространенных в различных областях, показывают принадлежность многих из них к наиболее ранним породам земной коры (архей).

Все это создает впечатление о вторичном, протрузивном положении ультрабазитов среди пород палеозоя и мезозоя. Одни исследователи полагают, что выжимание ультраосновных пород вверх происходит по вертикальным или крутонаклонным зонам, по мнению других, серпентиниты способствуют образованию крупных покровных структур в земной коре и сосредоточены вдоль горизонтальных или пологих поверхностей волочения.

Изучение контактовых ореолов

Внедряющаяся магма всегда воздействует на окружающие породы. Под влиянием выделяющихся из нее паров и газов и высокой температуры вмещающие толщи изменяются и перекристаллизовываются с образованием роговиков, скарнов и других контактово-метаморфических пород, причем степень этого изменения постепенно убывает при удалении от контакта интрузии. Ширина зон контактов измененных пород (экзоконтактовые зоны) у различных интрузий и даже у одной и той же интрузии бывает неодинакова. Наиболее широкие ореолы контактового метаморфизма, достигающие 1—3 км, развиваются вокруг интрузий гранитов, тогда как у интрузий среднего и основного состава ширина их часто не превышает одного или нескольких метров. Мощность контактовых ореолов над кровлей интрузивных тел почти всегда больше, чем у их боковых поверхностей. Контактово-измененные породы неодинаковы и в значительной степени зависят от первоначального состава вмещающих толщ.

Следует обращать внимание на контактовые изменения в самих интрузивных породах (эндоконтактовые зоны). Они могут выражаться в появлении мелкозернистых разностей пород, а также пород более кислого или основного состава. В одних случаях мощность и характер эндоконтактовых изменений сохраняются на всем протяжении контактовой зоны, в других, наоборот, они неодинаковы на различных участках контакта интрузии.

Контуры выхода интрузивного тела на поверхность зависят не только от его формы, но и в значительной степени от глубины эрозионного среза. При неглубоком срезе обнажаются лишь штоки, окруженные широким ореолом контактово-измененных пород. Большая глубина приводит к появлению на поверхности небольших батолитов и отдельных штоков с общей зоной контактового метаморфизма; при глубоком срезе вмещающие породы сохраняются лишь во вдавленности кровли батолита, а в результате дальнейшей эрозии на огромных пространствах оказываются обнаженными один лишь гранитоиды.

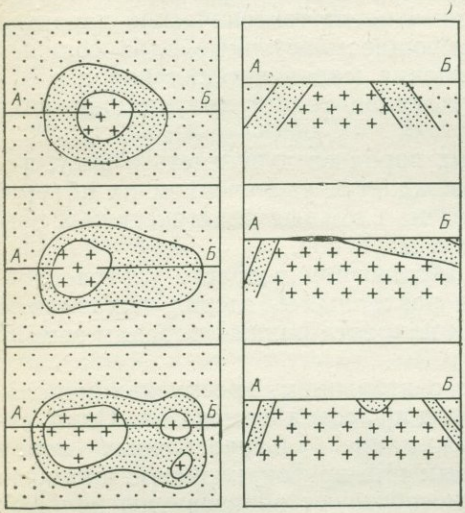


Рис. 254. Зависимость ширины ореола контактово-метаморфических пород от формы интрузивного тела

Картирование ореолов контактово-измененных пород нередко позволяет высказать предположение о форме интрузивных массивов, скрытых на глубине. При одинаковой ширине зоны контактового метаморфизма поверхность массива наклонена в разные стороны приблизительно под одним и тем же углом. Если ширина контактово-измененных пород в одном направлении резко увеличивается, интрузивное тело под этим расширением залегает более полого, чем на тех участках, где зона измененных пород имеет меньшую ширину (рис. 254).

В тех случаях, когда крупный интрузивный массив и расположенные вблизи него небольшие штоки окружены общей зоной контактово-метаморфических пород, наиболее вероятно объединение на глубине крупного массива и мелких штоков в единый массив.

Изучение внутренней структуры интрузивных массивов

Изучение обстановки, при которой интрудирует магма, и понимание процессов формирования интрузивного тела чрезвычайно важны для объяснения условий размещения месторождений

полезных ископаемых, заключенных в пределах интрузий и в окружающих их породах.

Большую помощь в решении этих вопросов оказывает изучение внутренней структуры интрузивов и, прежде всего, таких элементов, которые отражают этап остывания и затвердевания магмы при превращении ее в интрузивную горную породу. К этим элементам относятся распределение и ориентировка в породе отдельных минералов в интрузивном массиве, возникающих в еще не затвердевшей магме, а также трещины и ряд других, менее существенных

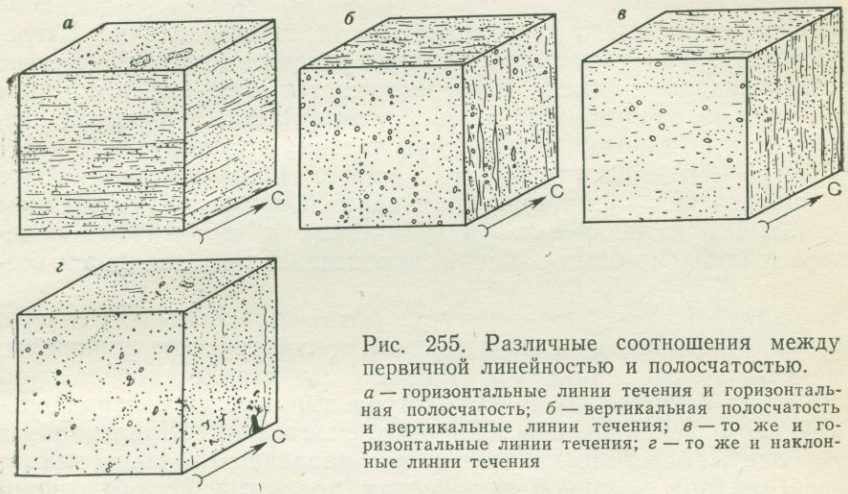


Рис. 255. Различные соотношения между первичной линейностью и полосчатостью.

а — горизонтальные линии течения и горизонтальная полосчатость; *б* — вертикальная полосчатость и вертикальные линии течения; *в* — то же и горизонтальные линии течения; *г* — то же и наклонные линии течения

явлений, образующихся в отвердевшем, остывающем массиве. Все эти явления объединяются под общим названием прототектоники или первичной тектоники интрузива.

Прототектоника жидкой фазы. Закономерная ориентировка минералов в интрузивах обусловливает появление в них первичных полосчатых и линейных текстур, отражающих динамические условия и направление течения внедряющейся магмы.

Полосчатые текстуры течения. Первичные полосчатые текстуры характеризуются послойным чередованием пород различного состава или чередованием полос, обогащенных каким-либо одним или несколькими минералами, например слюдой, кварцем, роговой обманкой, полевым шпатом и т. д. Мощность полос колеблется от нескольких миллиметров до десятков и сотен метров.

Первичная полосчатость наблюдается в породах разнообразного состава, но наиболее часто и резко она выражена в основных и щелочных породах. Полосы обычно сохраняют параллельность, и при изгибании одной полосы согласно с ней изогнуты и соседние.

В зависимости от структуры интрузива первичная полосчатость может принимать горизонтальное, наклонное или вертикальное положение (рис. 255).

Внешнее сходство первично расслоенных пород интрузива со слоистыми осадочными породами позволяет успешно применять для изучения структуры интрузива те же приемы, что и для осадочных толщ. Структура первично расслоенного массива наиболее четко видна на разрезах вкрест простирания полосчатости. Составление разрезов первично полосчатых интрузивов — один из важнейших приемов их изучения.

Не менее важно изучение пространственного расположения первичной полосчатости. Результаты наблюдений над первичной полосчатостью наносятся на геологическую карту с помощью особых значков.

Полосчатость в интрузиях может проявляться различно. Встречаются интрузии, в которых первичная расслоенность повсеместно хорошо выражена; однако чаще встречаются интрузии, в которых расслоенными оказываются лишь краевые части, и, наконец, бывают интрузии, в которых структуры течения отсутствуют.

Линейные текстуры течения. Параллельно-линейные текстуры течения характеризуются параллельным расположением игольчатых или удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллов (*слюды, роговых обманок, пироксена и др.*), *шлиров* и ксенолитов.

Параллельно-линейная текстура обнаруживается не только в породах, содержащих игольчатые или призматические минералы, но нередко хорошо видна и в породах с изометрическим сложением. В таких случаях линейная текстура выражается в параллельно-линейном расположении шлировых скоплений. Шлиры имеют форму лент, полос, линз и слагаются различными минералами: слюдой, роговой обманкой, пироксеном, полевыми шпатами, кварцем и др. Иногда в породе наблюдается несколько систем шлиров, пересекающих одна другую; в таких случаях можно судить о различных по времени направлениях течения магмы.

Если в породах видны следы течения, линейно ориентированное расположение приобретают не только отдельные минералы, но и ксенолиты вмещающих пород, которые своими длинными осями располагаются вдоль направления течения.

Линейность, подобно первичной полосчатости, может занимать различное положение в пространстве: горизонтальное, вертикальное, наклонное (см. рис. 255). В тех случаях, когда полосчатость и линейность выражены отчетливо, линейность располагается параллельно первичной полосчатости. Положение линейности в пространстве замеряется горным компасом и наносится на геологическую карту с помощью условных знаков.

Возникновение первичной полосчатости и линейности Н. А. Елисеев объясняет следующим образом. В период формирования интрузива магма в течение некоторого промежутка времени находится в таком состоянии, когда одновременно существуют жидкая составляющая и взвешенные в ней выделившиеся твердые кристаллы. При движении такой взвеси твердые части ее, согласно законам гидромеханики, приобретают ориентированное расположение

в пространстве. Вследствие трения при движении о стенки вмещающих пород и внутреннего трения взвеси возникает анизотропия (т. е. закономерное ориентированное расположение составных элементов) как в строении горных пород, так и интрузива в целом.

Первичная полосчатость располагается параллельно поверхности контакта. Линии течения всегда совпадают с направлением максимального растяжения магматических масс в период течения. Линейность располагается параллельно направлению течения.

Первичная полосчатость и линейность нередко отчетливо развиты в дайках интрузивных пород, в которых они обычно ориентированы параллельно ограничивающим дайки поверхностям.

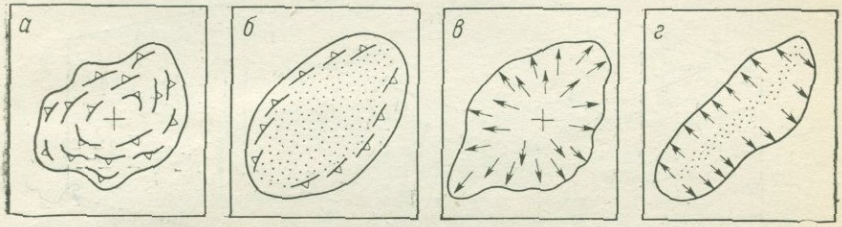


Рис. 256. Схемы структурных типов интрузивных массивов в плане, по Р. Блоку. *а* — купол полос течения; *б* — свод полос течения (центральная часть тела состоит из массивных пород); *в* — купол линий течения; *г* — свод линий течения

Описанные выше первичные элементы образуют характерные узоры. Р. Блок, изучавший батолиты, имеющие от 16 до 32 км в поперечнике, указывает, что среди них встречаются четыре основных типа (рис. 256): массивы, в которых слои течения образуют купола (купола из слоев течения), массивы со сводами (арками) из слоев течения, массивы с куполами линий течения и массивы со сводами линий течения.

Прототектоника твердой фазы. После кристаллизации и отвердевания магмы возникшие породы остывают медленно и длительное время остаются горячими. В эту фазу формирования интрузивных массивов в них проявляются первичные трещины. Уменьшение объема вызывает появление объемных стягивающих напряжений, равносильных растяжению породы внешними силами. Это растяжение компенсируется образованием трещин в интрузивном теле, размещение и частота которых определяются анизотропией, вызванной структурами течения.

В зависимости от ориентировки структур течения большая часть исследователей, изучавших трещиноватость в горных породах, вслед за Г. Клоосом выделяют поперечные, продольные, пластовые и диагональные трещины (рис. 257, 258).

Поперечные трещины (трещины *Q* Клооса) развиваются нормально к ориентировке структур течения; они относительно прямые, с грубыми шероховатыми поверхностями. В краевых частях массивов поперечные трещины выражены лучше. В централь-

ных их частях, где ориентированные структуры течения обычно развиты очень слабо или отсутствуют, поперечные трещины нередко совершенно исчезают.

При изменении направления структур течения поперечные трещины также меняют свою ориентировку, сохраняя по отношению к ним нормальное положение. Поперечные трещины всегда в той или иной степени приоткрыты и с механической точки зрения могут быть интерпретированы как трещины отрыва, возникающие в результате растяжения в направлении, перпендикулярном к простиранию трещин. По-видимому, они образуются на ранней стадии

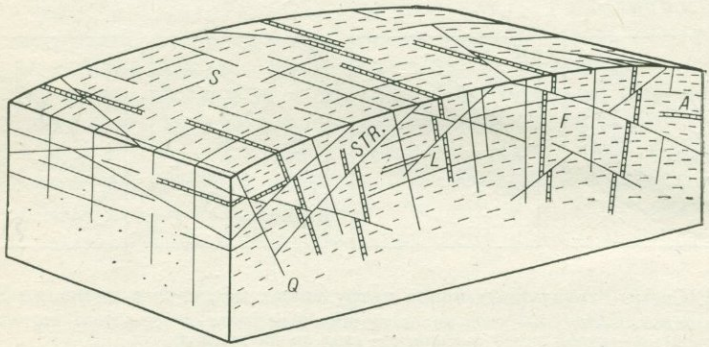


Рис. 257. Главные типы трещин в батолите, по Г. Клоосу.
Q — поперечные; *S* — продольные; *L* — пологолежащие; *STR* — диагональные трещины; *F* — линейные структуры; *A* — дайки аплитов

остывания интрузивных пород и к ним очень часто бывают приурочены кварцевые, аплитовые, пегматитовые и прочие жилы или корочки минералов — хлорита, мусковита, пирита, флюорита и др.

Продольные трещины (трещины *S* Клооса) расположены по простиранию линейных структур течения. Они ровнее, менее ясно выражены, чем поперечные трещины, и короче их. Раздвинуты продольные трещины обычно меньше, чем поперечные, но также часто бывают минерализованны и заключают различные жилы, что указывает на их образование раньше полного остывания магматического очага. Продольные трещины в основном вертикальны либо круто наклонны и меняют свое простирание вместе с изменением простирания структур течения.

Пластовые трещины (*L*) образуются в верхних и боковых частях интрузий. Они обычно совпадают с поверхностью первичной полосчатости и перпендикулярны к трещинам *Q* и *S*. Трещины полого залегают в верхних частях массивов, где первичная полосчатость также пологая, и становится более крутыми близ крутых контактов. В общем пластовые трещины более или менее параллельны внешним контактам массива и там, где они хорошо развиты, создают в массивах отдельность, вдоль которой породы легко отслаиваются.

Параллельность трещин *L* границам массива бывает обычно *хорошо выражена лишь вблизи пологих контактов кровли.* У крутых и вертикальных боковых поверхностей массива она нередко нарушается и пластовые трещины располагаются по отношению к ним под тем или иным углом. Особенно часты подобные соотношения в интрузивных массивах, застывших на небольшой глубине и имеющих крутые боковые контакты. В таких случаях пластовые

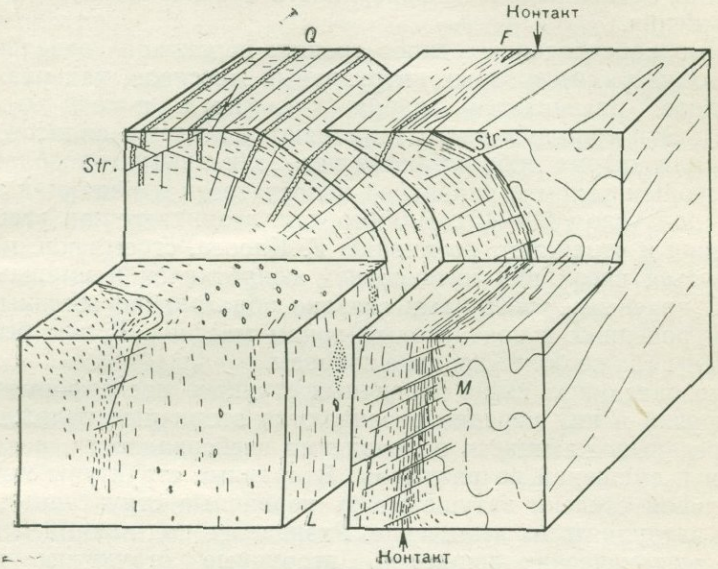


Рис. 258. Блок-диаграмма части батолита.

M — краевые трещины, иногда с инъекциями аплита; *F* — слои течения и полосчатость; *L* — линейные структуры течения; *Q* — поперечные трещины, иногда с инъекциями аплита; *Str* — диагональные трещины. Во вмещающих породах развита сланцеватость, параллельная контакту с гранитными

трещины развиваются в соответствии с расположением изотерм понижения температур остывающего массива. Близкие по ориентировке направления трещиноватости отмечаются в таких случаях и в окружающих массив вмещающих породах.

Пластовые трещины играют существенную роль в формировании рельефа, с ними часто совпадают склоны возвышенностей. Помимо сокращения объема при остывании массива для образования пластовых трещин могут иметь значение различия в нагрузке *налегающих пород и неодинаковая скорость остывания* верхних частей интрузива. С пластовыми трещинами часто бывают связаны жилы горных пород и минералов.

Диагональные трещины располагаются косо к направлению структур течения, однако образуются они далеко не всегда. Обычно эти трещины крутые и в механическом смысле могут быть истолкованы как трещины скалывания, возникающие под воздействием горизонтального или вертикального давления.

Диагональные трещины располагаются по двум направлениям, пересекающимся под прямым или меньшим углом; нередко из двух направлений преимущественное развитие приобретает только одно, в то время как трещины другого направления встречаются редко. Диагональные трещины выполняются дайками аплитов, лампрофиров, гранит-порфиров и других пород, а также гидротермальными жилами. По ним часто развиваются более поздние перемещения, оставляющие на поверхности трещин штрихи и зеркала скольжения.

Помимо перечисленных типов трещин первичной отдельности в краевых частях некоторых интрузивных массивов, как указывает Г. Клоос, развивается группа краевых трещин (см. рис. 258). Эти трещины часто заполняются жилами аплитов, пегматитов или кварца либо остаются незаполненными, располагаясь под некоторым углом к первичной полосчатости и падают в глубь массива под углом 20—45°. Видимо, они возникают как трещины растяжения и отражают, по мнению Г. Клооса, стремление магмы продвинуться вверх при интенсивном сопротивлении вмещающих пород. С краевыми трещинами связано образование жильных серий, приуроченных к контактовым зонам массива. К ним бывают приурочены также более поздние взбросы.

Кроме описанных выше первичных структур после формирования интрузий в них нередко развиваются вторичные наложенные структуры, выражающиеся в появлении гнейсовидности, раздробленности и смещений по разрывам. Вторичные структуры могут в значительной степени затушевывать первичные структурные элементы и затруднять их выявление. Развиваясь под влиянием позднейших тектонических движений, вторичные структуры могут иметь региональный характер, тогда они обладают многими общими чертами со структурами толщ, вмещающих интрузии, или же могут проявляться лишь на отдельных участках массива, имея местный характер.

Особо должны быть отмечены крупные, очень хорошо заметные трещины, развитые на поверхности интрузивных тел, возникающие в результате некоторого расширения («разваливания») массивов при снятии с них нагрузки вмещающих пород, уничтожаемых процессами денудации. Такие трещины развиваются вдоль прототектонических структур или более поздних разрывов и продолжаются во вмещающие породы в пределы зон контактового метаморфизма. Будучи прямолинейными, хорошо разработанными и четко выраженными на аэрофотоснимках, эти поверхностные трещины нередко ошибочно принимают за первичные структуры или разрывы.

Изучение состава интрузивных массивов

Изучение разнообразия пород, слагающих интрузивные массы, их распределения на площади и в пространстве, последовательности образования и позднейшей эволюции представляет важную и сложную задачу полевых исследований.

При изучении состава интрузивного тела прежде всего необходимо обратить внимание на число интрузивных фаз, приведших к его формированию. В этом случае следует различать простые или однофазные интрузивы и интрузивы, возникшие при неоднократно повторяющихся внедрениях магмы, приводивших либо к увеличению площади ранее образовавшегося тела, либо к его частичному переплавлению и изменению первоначального состава (гибридизации).

Разнообразие петрографического состава в простом однофазном интрузиве может быть вызвано несколькими процессами. Из них наиболее важными нужно считать дифференциацию и ассимиляцию. Явление дифференциации заключается в разделении еще не остывшей магмы по составу под влиянием конвекционных потоков, гравитационно-кристаллизационных процессов (погружение выделившихся тяжелых минералов и их новое плавление) и некоторых других причин. Дифференциация приводит к появлению в краевых (эндоконтактовых) зонах интрузий более основных пород (например, в интрузиях гранитов — гранодиоритов, диоритов и габбро). Такие участки оконтуриваются на карте или разрезах, изучается их внутренняя тектоника.

Явление дифференциации может вызвать появление более основных или кислых пород около корней вдавленностей кровли, образование шлиров, флюидальных и полосчатых текстур. Необходимо тщательно проследить флюидальность и полосчатость как по простиранию, так и вкрест простирания и выявить соотношения разнообразных полос пород.

С процессами дифференциации связаны такие явления, как пневматолитовая и гидротермальные стадии автометаморфизма (образование грейзенов и других пород), играющие важную роль в оруденении интрузивных пород и образовании нерудных полезных ископаемых.

Явление ассимиляции заключается в изменении первоначального состава магмы под влиянием расплавленных в ней боковых вмещающих пород или пород кровли, приводящем к образованию пород непостоянного состава, отличающихся от пород, слагающих основную часть массива. Различают явления ассимиляции, возникающие лишь в краевых частях массива (у боковых стенок или у кровли) и распространенные по всей площади интрузии. На активную роль ассимиляции в образовании пород указывают обычно присутствие в интрузии большого количества оплавленных или почти полностью растворенных обломков боковых пород (ксенолитов) и появление густой сети инъекций магмы во вмещающие породы. Зоны проявления процессов ассимиляции должны быть оконтурены и выделены на карте. При невозможности оконтуривания этих зон ограничиваются детальным изучением отдельных разрезов.

В многофазных интрузивах возможны случаи согласного и несогласного прорыва молодой интрузией пород предшествовавшей фазы. В первом случае наблюдается совпадение в ориентировке

прототектонических элементов пород обеих фаз; во втором ориентировка первичной тектоники пород ранней фазы нарушается контактом более поздних пород.

В контактовой зоне разновозрастных интрузий необходимо провести тщательные наблюдения за контактовым воздействием более поздней породы на ранее образовавшуюся, что может быть выражено появлением мелкозернистых или крупнозернистых структур, флюидальности и полосчатости, появлением инъекций, апофиз и т. д.

В многофазных интрузиях следует стремиться к установлению основных фаз, образующих бо́льшую часть интрузии, и дополнительных. В дополнительных фазах интрузивные породы более мелкозернистые и кислые по сравнению с породами основной фазы.

Следует иметь в виду, что порода каждой из фаз, в свою очередь, может испытать явления гибридизма, дифференциации и ассимиляции.

Дайки изверженных пород генетически могут быть связаны с эффузивной деятельностью, крупными интрузиями или являться независимыми, самостоятельными образованиями. Дайки первой группы обычно представляют собой корни покровов лав. Такие дайки возникают одновременно с образованием эффузивов и имеют переходы к покровам.

Дайки, связанные с интрузивными процессами, пространственно приурочены к интрузивным массивам или их экзоконтактовым ореолам.

Определение возраста интрузий

Широкое распространение получили методы определения абсолютного возраста интрузивных пород, основанные на количественном определении продуктов распада радиоактивных элементов, содержащихся в минералах, слагающих интрузивную породу.

Среди методов определения абсолютного возраста пород чаще пользуются свинцово-изотопным и рубидий-стронциевым методами. Менее надежен калий-аргоновый метод, основанный на определении продуктов распада калия (для установления абсолютного возраста калий-аргоновым методом необходимо иметь не менее 25 г роговой обманки или биотита или 100 г калиевого полевого шпата).

Не меньшее значение имеет определение относительного возраста пород, основанное на сопоставлении времени образования интрузива с возрастом вмещающих пород. Взаимоотношения интрузии с окружающими породами могут быть выражены или активным воздействием интрузии на вмещающие породы, или трансгрессивным перекрытием размытой поверхности интрузивного массива последующими отложениями. Активный контакт указывает на более молодой возраст интрузии относительно возраста вмещающих пород. Характерными признаками активного контакта являются:

а) присутствие в интрузии обломков измененных окружающих пород; б) наличие апофиз, отходящих от интрузии во вмещающие породы; в) перекристаллизация и другие изменения вмещающих пород под влиянием контактового метаморфизма.

При трансгрессивном залегании осадочных или вулканогенных отложений на размытой эрозией поверхности интрузива (при холодном контакте) описанные явления, свойственные активному контакту, отсутствуют. В таких случаях в самых нижних базальных слоях трансгрессивно залегающих толщ всегда присутствуют продукты разрушения интрузивной породы в виде глыб, гальки или отдельных минералов.

Как уже отмечалось (см. гл. 9), трансгрессивное залегание более молодых образований на поверхности интрузий может быть замаскировано рядом явлений. Между поверхностью интрузии и осадочными толщами с явно слоистым строением могут располагаться мощные погребенные делювиально-аллювиальные образования, состоящие из разрушенных пород интрузии, которые легко принять за тектоническую брекчию или интрузивную породу.

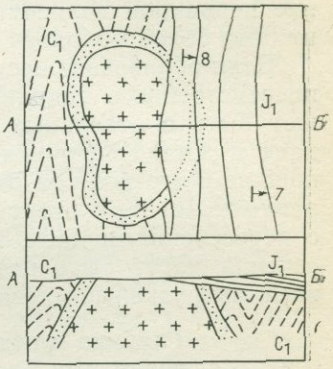


Рис. 259. Гранитный массив, прорывающий отложения нижнего карбона и трансгрессивно перекрытый отложениями нижней юры.
Точками показаны контактово-измененные породы

Очень сложны контакты между интрузивными породами и излившимися на их поверхность лавами. Последние заполняют все углубления на поверхности интрузии, проникают в них по трещинам, цементируют отдельные обломки и прочные брекчии, имеющие вид «орешника». Неровные, зазубренные и извилистые границы между интрузивными породами и застывшими лавами и затеки лавы по трещинам легко принять за доказательство активного контакта или за жилы.

При определении возраста интрузий необходимо учитывать историю геологического развития данной области. Так, например, в Алайском хребте (рис. 259) по взаимоотношениям гранитов с породами нижнего карбона и нижней юры намечается широкий возрастной интервал между ранним карбоном и ранней юрой. Однако, учитывая, что складкообразовательные движения и интрузивная деятельность в Алайском хребте в интенсивной форме проявились в карбоне и перми, есть все основания относить время интрузии к позднему палеозою, а не к триасу. Указанием на верхний возрастной предел внедрения интрузий может также служить появление обломков интрузивных пород или слагающих их минералов в относительно более молодых осадочных толщах.

При установлении возраста ультраосновных пород необходимо иметь в виду, что последние обычно не имеют секущих контактов

с вмещающими породами и заметных зон контактового метаморфизма. Поэтому для выявления верхней возрастной границы ультраосновных пород следует тщательно изучить продукты их размыва: в конгломератах возможно нахождение галек, а в более мелкозернистых кластических породах — иных продуктов их разрушения.

Значительные трудности возникают при определении возраста двух контактирующих между собой разновозрастных интрузий. В этом случае наиболее важно установить наличие апофиз молодой интрузии в более древней. Иногда удается обнаружить срезание первичной полосчатости и линейности древней интрузии границами более молодого интрузивного тела.

Если образовавшиеся в различное время интрузии не имеют непосредственного соприкосновения, их относительный возраст может быть в отдельных случаях установлен по взаимоотношению даек и жил, сопровождающих каждую из интрузий. Для этого прежде всего должна быть установлена генетическая связь между различными по составу дайками и интрузиями и найдены пункты с пересечениями даек. Взаимоотношения даек в местах их пересечения могут быть распространены на генетически связанные с ними интрузивные массивы.

Глубина и некоторые условия формирования гранитных батолитов

Многочисленные литературные данные относительно глубины формирования интрузий указывают на наименьшую глубину образования кислых пород абиссального облика — 1,5—2 км. При меньшей глубине возможно образование лишь гипабиссальных интрузивных кислых пород. До настоящего времени не приведено ни одного достоверного случая перехода интрузивных абиссальных пород в застывшие лавовые потоки. Это говорит об обособленности интрузивного процесса от эффузивного и о существовании определенных условий, вызывающих при интрузии магмы затвердевание ее на указанных глубинах и препятствующих продвижению в более верхние горизонты или излиянию на поверхность. Такими причинами могут быть быстрое выделение паров и газов и падение температуры внедряющейся магмы на глубине 1,5—2 км, вызывающие образование достаточно мощного слоя затвердевшей раскристаллизованной породы, которая образует своеобразную пробку, препятствующую дальнейшему перемещению магматических расплавов вверх.

Это объяснение может быть наиболее приемлемым при условии крайне медленного продвижения внедряющейся магмы вверх сквозь толщу земной коры. Есть основание полагать, что скорость движения магмы в интрузивном процессе соизмеряется с продолжительностью эпох и целых периодов. Известны также гранитные батолиты, которые формировались на протяжении очень длительного времени, в несколько фаз интрузивной деятельности. Время образования таких многофазных интрузий в Центральном Казах-

стане растягивается от ордовика до девона включительно. При этом изменяется и состав интрузирующей магмы: начальные ее фазы характеризуются более основным составом (гранодиориты), конечные — более кислым (лейкократовые граниты).

Образование подпробковых расширений происходит далеко не всегда. Наиболее благоприятные условия для этого возникают над наклонными каналами, по которым магма выводится вверх (см. рис. 246), связанными с разрывами или структурами с повышенной проницаемостью.

Перемещение магматических очагов вверх, происходившее в результате собственного давления и существования в земной коре проницаемых участков, может быть обусловлено разностью в плотности между относительно легкой магмой, насыщенной парами и газами, и окружающими ее более тяжелыми породами, подобно тому, как это наблюдается при образовании соляных куполов. На примерах последних хорошо известно, что ядро купола, состоящее из легких пластичных пород, по мере перемещения его вверх приобретает все более округлую форму. Это объясняется принципом затраты наименьшей работы при преодолении ядром трения окружающих пород. Аналогичные условия существуют, по-видимому, и при интрузивном процессе, и именно этим объясняются округлая и овальная формы многих массивов (интрузивные тела центрального типа). Можно полагать, что подводящий канал таких тел расположен вертикально либо крутонаклонно. Не исключена возможность, что поднимающаяся вверх магма может вообще потерять связь с магматическим очагом и образовавшееся интрузивное тело не будет иметь корней; высокая температура в нем будет поддерживаться за счет выделения тепла при кристаллизации слагающих массив минералов.

В зависимости от глубины эрозионного среза боковые поверхности интрузивных тел центрального типа могут иметь различное строение. Если он неглубок и вскрыта только верхняя часть массива, поверхности контакта окажутся пологими и направленными в стороны под вмещающие породы. Там, где эрозионный срез достиг центральной части массива, контакты могут быть крутыми или вертикальными, а при срезе до нижней части массива или до уровня подводящего канала контакты нередко круто наклонены к центральной части массива. При этом имеют в виду общие контуры контактов, а не отдельные их участки.

Много неясных вопросов возникает при восстановлении пород, покрывающих гранитные массивы во время их формирования. Зачастую крупные батолиты (на Северо-Востоке нашей страны, в Казахстане и других районах) занимают в рельефе господствующее положение и поверхность их современного эрозионного среза гипсометрически находится значительно выше тех пород, которые могли бы служить кровлей. Нередки случаи, когда породы, которые должны были бы прикрывать внедрявшуюся магму сверху (с минимальной мощностью 1,5—2 км), в районах развития батолитов вообще установить не удается.

В последние годы высказываются предположения о гравитационном всплывании гранитных массивов после их формирования (рис. 260). Так, упоминавшийся выше пермский гранитный Бектауатинский массив Центральном Казахстане, по расчетам Н. Б. Глуховской, переместился вверх в виде куполообразного вздутия в мезозое и кайнозое не менее чем на 1 км.

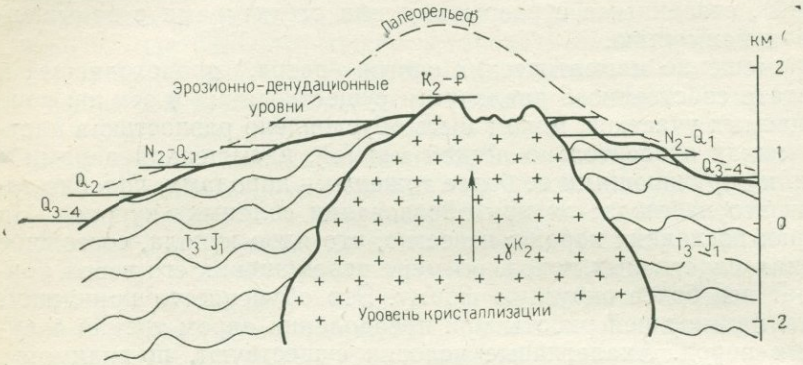


Рис. 260. Взаимоотношение современного рельефа и гранитоидных тел (Северо-Восточный край), по В. А. Баландину.

Индексами обозначен возраст эрозионно-денудационных уровней; стрелкой — направление смещения массива гранитоидов

Изображение интрузивных пород на аэрофотоснимках

Изображению интрузивных пород на аэрофотоснимках свойственны отсутствие слоистости, светлая (граниты) или темная монотонная окраска (габбро, ультрабазиты) и характерные формы рельефа. В пределах достаточно крупных интрузивных массивов речная сеть имеет лапчатый или ветвистый рисунок; долины становятся более редкими, а разделяющие их гряды укрупняются и сглаживаются. Нередко к крупным гранитным массивам площадью в сотни и тысячи квадратных километров приурочены горные массивы с самыми высокими абсолютными отметками. Известны также массивы, не отличающиеся по уровню развитого в них рельефа от окружающих пород, и «утопленные» массивы, обнаженные на поверхности среди гипсометрически пониженного рельефа.

Возвышающиеся массивы чаще всего сложены гранодиоритами. Интрузивы ультраосновного и гибридного состава занимают пониженные участки.

Поверхность гранитных массивов испещрена сетью тонких прямых и изогнутых трещин, среди которых всегда удается наметить определенную упорядоченность. Лучше других выделяются крутонаклонные трещины, следующие параллельно общим внешним контурам массивов, а также трещины ортогонального направления

(рис. 261). Последние нередко очень резко выражены и обладают четкой прямолинейностью. Раскрытие трещин и объединение их в швы протяжением на сотни метров и даже на километры, часто отмечающиеся в крупных гранитоидных массивах, объясняются, вероятно, последующим за образованием гранитных тел их гравитационным всплыванием и связанным с ним неизбежным расширением и «разваливанием». Такие швы легко разрабатываются процессами выветривания и ошибочно могут быть приняты за крупные разрывы (рис. 262).



Рис. 261. Трещины в среднедевонских гранитах Центрального Казахстана (аэрофотоснимок)

Необходимо отметить, что крутонаклонные трещины из интрузивных массивов проникают за их пределы в экзоконтактовые зоны; это объясняется контракцией, охватывающей как интрузивное тело, так и прогретые при внедрении магмы экзоконтактовые зоны.

Значительно сложнее отдешифрировать пологие и горизонтальные первичные трещины. Последние на аэроснимках выглядят темными изогнутыми полосками на обнаженных склонах с выходами гранитов, и их положение подчеркивается растительностью. Очень часто пологие трещины в совокупности образуют овальные и округлые куполовидные структуры весьма различных размеров с наложением более мелких куполов на более крупные.

В эндоконтактовых зонах трещиноватость у верхних и боковых частей массивов обычно совпадает с внешними контактами массивов. Если в этих зонах возникает полосчатость, обусловленная чередованием светлых и темных разностей интрузивных пород, то их можно ошибочно принять за слоистые вмещающие толщи.

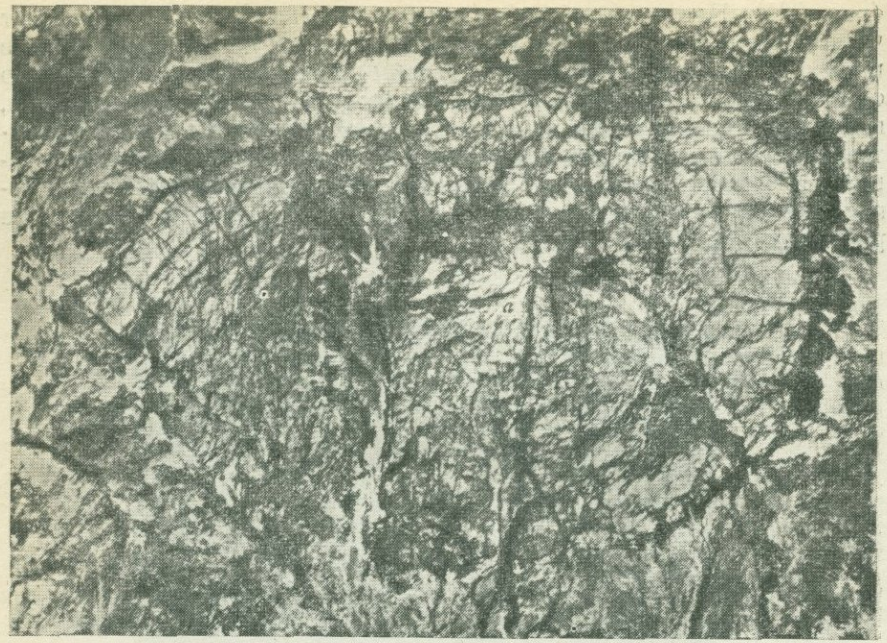


Рис. 262. Округлый массив верхнепалеозойских гранитов (*а*), нарушенный в юго-западной части разрывами северо-западного направления (показаны стрелками). Центральный Казахстан

Поля роговиков имеют более темный или реже светлый тон и при достаточной обнаженности оконтуриваются четко. В рельефе роговики, особенно содержащие много кварца, образуют повышенные формы (нередко в виде вала), окаймляющие гранитные массивы. Слоистость в экзоконтактовых зонах становится тогда выраженной особенно резко, так как она усиливается процессами контактового метаморфизма.

Контуры массивов, имеющих интрузивные контакты, устанавливаются по совокупности указанных выше дешифрировочных признаков, а также по срезыванию слоистости вмещающих толщ. Следует быть очень внимательным при прослеживании контактов интрузивных массивов по аэроснимкам, отмечая отходящие от интрузии апофизы и оконтуривая мелкие тела, разобщенные с основным интрузивным массивом.

Внимательное дешифрирование границ интрузивных массивов нередко позволяет сделать выводы о форме их эродированной поверхности и подземном положении боковых контактов. Извилистая граница, вписывающаяся в форму рельефа с заливами и останцами кровли, указывает на пологое положение контактов; прямолинейность границ и отсутствие в их расположении связей с рельe-

фом говорят о крутом положении или тектонической природе контактов.

При трансгрессивном налегании осадочных и иных пород на размытую поверхность интрузивных тел сами контакты имеют более плавные и ровные формы по сравнению с интрузивными, а

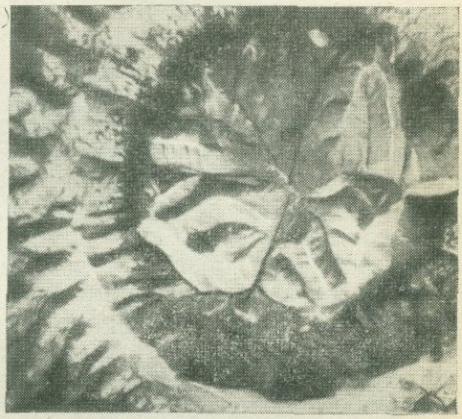
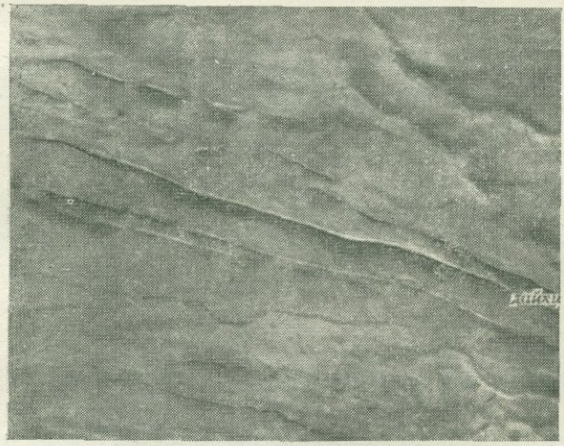


Рис. 263. Округлый массив дунитов среди терригенных пород верхнего протерозоя, образующих кольцевой вал. Восточная Сибирь.

У контакта с дунитами терригенные породы наклонены от центра под углом 70—40°, а далее выполаживаются до 10—15°. Светлая окраска — кора выветривания

Рис. 264. Дайки порфиритов среди песчаников и сланцев верхнего силура, выраженные в виде гряд на расстоянии до 10 км (Тува)



слоистость в толщах, налегающих на интрузивный массив или окружающих его, согласно окружает его контакты.

Массивы основного и ультраосновного состава дешифрируются по темной окраске, что не всегда бывает заметно на фоне темных же вулканогенных и кремнистых пород, и они могут быть мелкими по размерам. В зоне выветривания очень часто по гипербазитам развивается светлая или пестроцветная кора выветривания, что иногда затрудняет их выявление (рис. 263). Следует подчеркнуть существующую связь ультраосновных пород с разрывными нару-

шениями. При протрузивных контактах разрывы, ограничивающие массивы, не всегда достаточно хорошо выражены из-за кор выветривания.

Интрузивные дайки и жилы дешифрируются на аэроснимках при их достаточной мощности, позволяющей заметить эти образования в масштабе аэроснимка. Однако нередко даже тонкие крутые и вертикальные дайки интрузивных пород могут быть причиной появления положительных форм в рельефе (рис. 264): гряд, гривок, холмов и т. п., и в таких случаях при дешифрировании именно этот признак может оказаться определяющим. Другие дешифрировочные признаки даек и жил выражаются в их прямолинейности, более темной или более светлой окраске по сравнению с окраской вмещающих пород. Более устойчивые к процессам выветривания дайки и жилы хорошо видны по скалистым грядам или цепочкам скалистых останцов. Реже встречаемые понижения в рельефе дешифрируются в виде узких линейно вытянутых борозд. О составе интрузивных жил часто можно судить по тону изображения. Хорошо дешифрируются темные диабазы и порфириты, залегающие среди светлых интрузивных или осадочных пород; в противоположность этому аплитовые и кварцевые жилы имеют более светлую окраску. Значительно сложнее отдешифрировать пегматитовые тела, которые мало отличаются по фотогеничности от вмещающих интрузивных образований. Помочь в этом отношении могут скопления обломков кварца, нередко образующего их центральную часть.

Сопоставление условий залегания даек и жил с элементами залегания осадочных и вулканогенных пород или с ориентировкой первичных трещин в интрузивных телах позволяет выяснить секущие и согласные их формы залегания, а также связь с тектоническими нарушениями. Следует с большой осторожностью относиться к определению мощностей даек и жил. Их нельзя устанавливать по ширине гряд в рельефе и понижений. Истинная мощность даек и жил, измеренная таким путем, почти всегда окажется преувеличенной.

Полевое изучение интрузивных массивов

При геологическом картировании интрузивных массивов весь полевой материал следует сосредоточить в руках одного геолога, поручив ему и полевую обработку полученных данных. При выборе направления маршрутов необходимо следить за тем, чтобы маршрутами были покрыты как краевые, так и центральные части массивов.

Должна быть изучена форма выхода интрузива на поверхность и выявлено положение ограничивающих его контактов в пространстве. Для этой цели, помимо непосредственных наблюдений, используют наблюдения за первичной тектоникой, геоморфологические особенности рельефа, геофизические данные.

В экзоконтактовых зонах следует оконтурить роговики и ороговикованные породы и внимательно следить за возможным появлением скарнов, вторичных кварцитов, зон окварцевания и т. п.

В пределах интрузии внимание должно быть сосредоточено на изучении состава, при этом необходимо вести отбор образцов пород для изготовления шлифов, а также для химических, спектральных и иных анализов. Особенно тщательно должны быть изучены

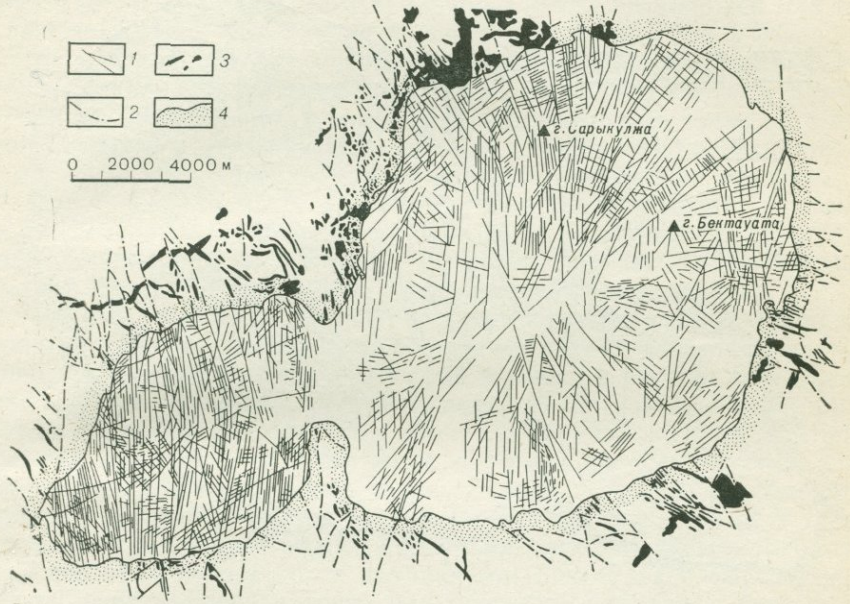


Рис. 265. Схема расположения крутопадающих трещин в Бектауатинском гранитном массиве (Казахстан). Составлено по аэрофотоснимкам В. С. Поповым, Г. Д. Аэровым, Ю. К. Кудрявцевым.

1 — крутопадающие трещины в пермских гранитах; *2* — разрывы со смещениями во вмещающих породах; *3* — верхнекаменноугольные дайки и пластовые интрузивные тела кислого состава; *4* — границы массива

эндоконтактовые (краевые) зоны интрузии и жильные образования. Изучение элементов прототектоники ведется по возможности на всей площади интрузии. Однако тщательное изучение отдельных, выборочных, наиболее интересных участков может также привести к очень важным выводам.

Необходимо уделять большое внимание наблюдениям за первичными трещинами интрузивных тел. Огромное значение для выяснения формирования интрузива и размещения полезных ископаемых может иметь карта с изображением углов наклона пластовых трещин. Так, в некоторых массивах Центрального Казахстана рудоносные пегматиты приурочены к участкам крутого положения этих трещин при общем пологом их залегании. Для обработки замеров трещин в интрузивных породах пользуются приемами, описанными в гл. 11.

В качестве примера изучения первичных трещин в интрузивных телах приведем данные В. С. Попова, Г. Д. Аэрова и Ю. К. Кудрявцева по Бектауатинскому массиву в Центральном Казахстане, сложенному пермскими гранитами (рис. 265).

Пологие трещины в массиве параллельны или почти параллельны контактам массива лишь при углах падения последних не более 20—25°. При крутых контактах пологие трещины либо секут

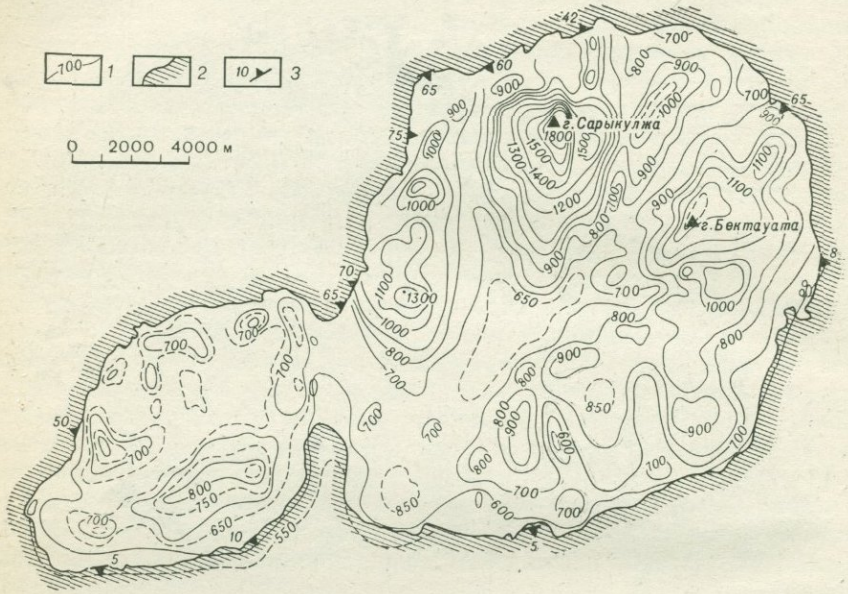


Рис. 266. Схема изогипс поверхности кровли Бектауатинского гранитного массива (Казахстан). Составили В. С. Попов, Г. Д. Аэров, Ю. К. Кудрявцев.

1 — изогипсы поверхности кровли; *2* — контур контакта массива в современном эрозионном срезе; *3* — направления и угол падения контакта массива в современном эрозионном срезе

контакты массива, либо упираются в них, либо исчезают в краевых зонах массива и граниты вблизи контактов приобретают глыбовую отдельность.

В совокупности пологие трещины в пределах Бектауатинского массива, *падая в разных направлениях, образуют своеобразную* купольную структуру. Учитывая указанные соотношения пологих трещин с контактами, можно предположить, что отдельные купола и разделяющие их депрессии отражают первичные неровности апикальной поверхности массива.

Для выявления купольной структуры замерено большое количество элементов залегания трещин. Затем через весь массив построено около 50 профилей в меридиональном и широтном направлениях. На каждом профиле линия южного и восточного пологого *контакта массива экстраполировалась над гранитами в глубь* массива параллельно пологим трещинам. Точки равных абсолютных

отметок реконструированной таким образом апикальной поверхности были соединены изолиниями.

Анализ схемы изогипс поверхности кровли (рис. 266) показывает, что массив состоит из двух куполов первого порядка, соответствующих западному и восточному телам. Внутри них выделяются купола и депрессии меньших размеров. В западной части массива и на юге восточного тела относительные превышения куполов составляют не более 200—300 м. На севере перепад высот достигает 400—1100 м. Самый высокий купол расположен над горой Сарыкулжа. Так как на склонах и вершинах гор в северной части массива пологих прототектонических трещин очень мало, конфигурация поверхности кровли над ними определялась интерполяцией от подножия к подножию, что, возможно, привело, с одной стороны, к сглаживанию рельефа апикальной поверхности, а с другой — к увеличению относительного превышения куполов.

Все более или менее крупные купола соответствуют положительным формам современного рельефа, а разделяющие их впадины — понижениям и долинам. Другими словами, современный рельеф наследует первичную интрузивную форму массива.

То, что купольная структура, восстановленная по положению пологих трещин, действительно является первичной, доказывается непосредственной связью с ней ряда элементов внутреннего строения массива. Небольшие останцы вмещающих пород, участки развития неравномернозернистых гранитов главной интрузивной фазы, ряд дополнительных интрузий, в первую очередь несущих следы гибридизма, приурочены к понижениям апикальной поверхности или перегибам между куполами. Полукольцо крупных тел, сложенных мелкозернистыми аплитовидными гранитами, окаймляет с севера купола второго порядка гор Бектауата и Сарыкулжа. На склонах куполов второго или третьего порядка в перегибах между ними располагаются пегматитовые поля, причем локализация отдельных пегматитовых тел также связана с мелкими куполами.

На основании приведенных данных можно построить карту глубины эрозионного среза Бектауатинского массива в изолиниях. Последние представляют собой разность между абсолютными отметками реконструированной апикальной поверхности и высотой местности.

Особой характеристики заслуживают так называемые «расслоенные интрузии». Этот термин, введенный в литературу Н. А. Елисеевым, применяется для характеристики слоистых (первичнорасслоенных) текстур основных и ультраосновных интрузивных массивов. Такое строение свойственно только относительно крупным массивам площадью в десятки и сотни квадратных километров, с вертикальными размерами более 1—2 км. Слоистость обычно выражена чередованием согласно залегающих пород разного состава: габбро, норитов, титаномагнетитовых габбро, оливиновых габбро, лейкократовых габбро, лабрадоритов в основных массивах — или переслаиванием дунитов, пироксенитов, перидотитов, мелано-

кратовых габбро, анортозитов в ультраосновных массивах. Как показали исследования Л. Уэджера и Г. Брауна и более поздние работы (Н. В. Белов), различаются три основных вида расслоенности: макрорасслоенность, ритмичная расслоенность и скрытая расслоенность. При макрорасслоенности наблюдается чередование

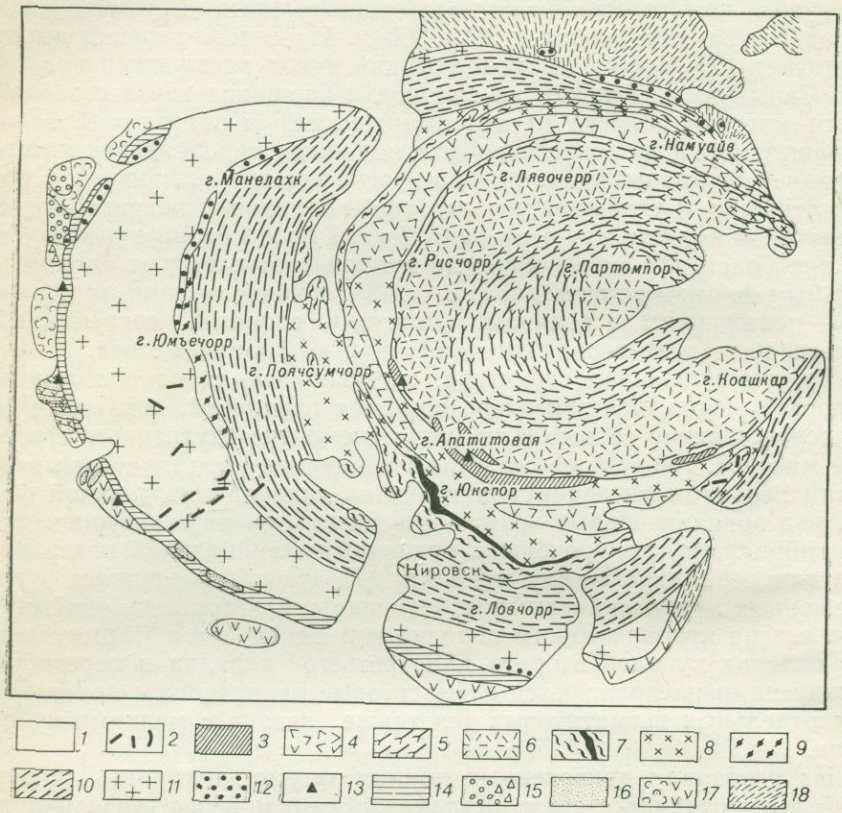


Рис. 267. Строение расслоенного штока Хибины-тундры, по Е. Н. Володину.

1 — четвертичные отложения; *2* — молодые жильные породы; *3* — мелкозернистые нефелиновые сиениты; *4* — среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; *5* — гранитоидные фойяиты; *6* — массивные фойяиты; *7* — йолит-уртиты; *8* — рисчорриты; *9* — щелочные сиенит-порфиры; *10* — трахитоидные хибиниты; *11* — массивные хибиниты; *12* — щелочные и нефелиновые сиениты; *13* — палеозой (?), сланцы и роговики; *14* — протерозой, роговики; *15* — кварцевые габбро-диабазы; *16* — метагаббро-диабазы; *17* — шаровые лавы, зеленые сланцы и туффиты; *18* — архей, гнейсы

мощных пачек пород (от нескольких до сотен метров), отличающихся друг от друга по степени однородности внутреннего строения: составу, текстуре или другим, специфическим особенностям.

Ритмичная расслоенность отмечается в отдельных слоях расслоенных массивов. Она выражается в чередовании близких по своему внутреннему строению микроритмов, мощность которых меняется от сантиметров до первых метров. Каждый микроритм

характеризуется постепенной сменой от подошвы к кровле количественных соотношений главных породообразующих и рудных минералов.

Скрытая расслоенность выявляется при изучении химического состава пород и породообразующих минералов. При этом проявляется постепенное закономерное изменение состава пород в вертикальном направлении, например: увеличение железистости и уменьшение магнезиальности оливинов и пироксенов, уменьшение основности плагиоклазов.

В отдельных массивах может проявиться как один из трех, так и все три вида расслоенности.

Общая ориентировка расслоенности обычно совпадает с залеганием контактов интрузива. Однако от краев к центру нередко отмечается выполаживание слоев, а в массивах лополитообразной и конусовидной формы слои залегают в виде пологих чаш (рис. 267).

Расслоенность очень часто сопровождается плоскопараллельной ориентировкой таблитчатых породообразующих минералов, согласной с границами слоев. В том случае, когда длинные оси породообразующих минералов ориентируются в одном направлении, в породе образуется линейно-параллельная текстура.

Генезис расслоенности полностью не выяснен. Большинство исследователей придерживаются мнения о магматической природе этого явления, однако существуют точки зрения, связывающие расслоенность с неравномерностью охлаждения, метасоматозом и последующим метаморфизмом первичного состава интрузий.

Глава 17

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Особенности текстуры метаморфических пород

К метаморфическим толщам относятся исходные осадочные или магматические породы, в той или иной степени измененные и преобразованные в породы иного состава под влиянием процессов метаморфизма.

Перекристаллизация пород в земной коре происходит главным образом за счет высокой температуры (термометаморфизм), высокого давления (динамометаморфизм), а также привноса газообразного и парообразного вещества из глубины и может иметь как местное, так и региональное развитие. Местное (локальное) развитие метаморфических пород происходит главным образом при воздействии внедрившейся магмы на вмещающие породы, а также в зонах крупных разрывов. Породы, образующиеся при локальном метаморфизме, имеют самый различный возраст — от древнейших до неогеновых. Породы, возникшие при региональном метаморфизме, имеют широкое распространение, однако основная их часть сосредоточена среди архейских и нижнепротерозойских

толщ, значительно реже они встречаются в верхнепротерозойских и палеозойских образованиях.

Метаморфические породы обычно обладают слоистостью, которая может быть выражена так же хорошо, как и у осадочных пород, либо едва намечаться по окраске породы или преимущественной концентрации какого-нибудь минерала.

Слоистость в метаморфических толщах отражает различие в составе исходных пород и может быть, как и в породах осадочных, параллельной, косой, линзовидной и т. п. Нередко она имеет ритмичное строение с правильным чередованием различных по составу пород.

В качестве примера рассмотрим ритмичную слоистость, описанную К. О. Кратцем в нижнепротерозойских гнейсо-сланцевых (первично песчано-сланцевых) толщах Карелии.

В основании ритма лежат аркозовые песчаники, выше следуют слюдистые кварциты, биотит-кварцевые сланцы, кварц-биотитовые сланцы, слюдяной сланец, далее по резкой границе на слюдяные сланцы налегают аркозы следующего ритма. Мощность ритмичных слоев изменяется от нескольких сантиметров до 3 м. Общая мощность пород несколько тысяч метров.

Изучение ритмичной слоистости позволяет установить положение кровли и подошвы дислоцированных толщ, и, что особенно важно, характер ритмичности может служить основой при сопоставлении и корреляции стратиграфических разрезов.

Другое свойство текстур метаморфических пород выражается в ясной ориентировке в одном направлении линейных и пластинчатых минералов, таких как слюды, хлорит, амфиболы, кварц и др. Это явление носит название кристаллизационной сланцеватости, а в гнейсах и метаморфизованных интрузивных породах гнейсовидности. Сланцеватость и гнейсовидность возникают в породах в процессе их преобразования при метаморфизме и поэтому являются вторичным, наложенным новообразованием. Они должны отличаться от первичной сланцеватости, возникающей в осадочных породах одновременно с накоплением осадка. Кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность чаще совпадают со слоистостью, но нередко и секут ее под тем или иным углом. В складках сланцеватость, секущая слоистость, развивается параллельно осевым поверхностям. В замках складок она перпендикулярна к слоистости, а на крыльях сечет слоистость под тем или иным углом. Наложенная сланцеватость может развиться также в крыльях разрывов, особенно часто в крыльях взбросов и сдвигов. Ориентируется она параллельно сместителям.

Определение исходного состава метаморфических пород

Для выяснения первоначальной природы метаморфических пород необходимо тщательное изучение их состава, текстуры, структуры и химического состава. Чрезвычайно важно установить,

за счет каких исходных пород — осадочных, вулканогенных или интрузивных — образовались метаморфические толщи. Для решения этого вопроса особое значение имеют сохранившиеся в метаморфических толщах первичные минералы, структуры и текстуры.

Магматическим породам свойственно частичное сохранение при метаморфизме первичного минерального состава. В метаморфических породах нередко встречаются реликты магматических структур (особенно порфировой, офитовой) и текстур, свойственных только изверженным породам (вулканические брекчии, флюидальные и миндалекаменные текстуры).

Важными признаками первично-осадочных пород являются остатки слоистости, повторяющееся чередование одних и тех же свойств в отдельных слоях, следы косой слоистости, остатки кластической структуры конгломератов, брекчий, туфов, изредка сохраняющиеся органические остатки, а также частичное сохранение первичного минерального состава и химический состав, близкий к составу той или иной осадочной породы.

Для выяснения первичной природы важны ассоциации метаморфических пород. В парагенетических ассоциациях характерно присутствие мраморов, графитовых и пиритсодержащих слюдяных сланцев в сочетании с силлиманитовыми гнейсами, амфиболитами и пироксен-амфиболовыми сланцами. Характерен парагенезис кварцитов с высокоглиноземистыми сланцами.

Химический состав метаморфических образований довольно полно наследует первичные особенности пород, если только он не обусловлен ультраметаморфизмом и метасоматическими процессами. Существует несколько методов сопоставления отдельных элементов, окислов или групп окислов, описанных в специальных руководствах.

При выявлении первичных орто- и парапород могут быть использованы акцессорные минералы: циркон, монацит, ксенотим, рутил. Их внешний облик (окатанность, царапины, ячеистая поверхность) может свидетельствовать о первично обломочном происхождении; на это указывает приуроченность этих минералов к отдельным слоям.

В глубокометаморфизованных образованиях, гранитогнейсах, гранулитах, чарнокитах акцессорные минералы регенерируются и восстанавливают свою кристаллическую форму, но очень часто при этом сохраняют округлые ядра, указывающие на осадочное происхождение первичных пород.

Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ

Докембрийские образования принято делить на две группы: архейскую и протерозойскую. К архейской группе относятся все образования древнее 2600 млн. лет. Протерозойская группа подразделяется на две подгруппы: ранний протерозой, охватывающий породы с возрастным интервалом от 2600 до

1600 млн. лет, поздний протерозой (1600—570 млн. лет). Последний подразделяется на рифей (1600—675 млн. лет) и венд, имеющий возрастной интервал от 675 до 570 млн. лет.

Возраст докембрийских пород определяется по радиометрическим данным. Для протерозоя имеют значение органические остатки.

Наиболее надежны стронциевый и свинцовый методы определения абсолютного возраста, но аргоновый метод является самым доступным. Чтобы избежать ошибок при определении возраста аргоновым методом, анализы выполняют по нескольким минеральным фракциям из одной пробы.

Палеонтологический метод может опираться на присутствие проблематических органических остатков от нижнего протерозоя и выше (сфероморфиды, строматолиты, микрофитолиты и др.). В породах архея подобные находки крайне редки. Для обнаружения органики изготавливают шлифы и породы протравливают кислотами.

При стратиграфическом расчленении метаморфических толщ в них выделяются комплексы, серии, свиты, горизонты. Метаморфический комплекс объединяет толщи метаморфических пород или серии со сходными проявлениями процессов регионального метаморфизма и магматизма. Серии должны различаться по возрасту, характеру метаморфизма, нередко зависящим от исходного состава пород, магматизму (эффузивный и интрузивный) и отделяться друг от друга несогласиями.

При расчленении серий на свиты прежде всего во внимание принимаются родственный петрографический состав и общность происхождения пород. Все признаки должны быть достаточно характерными для выделяемой свиты, позволяющими отличать ее от смежных свит и производить сопоставления разобщенных участков ее распространения.

Свиты могут залегать согласно или отделяться несогласиями. Чрезвычайно важно внутри свит выделить опорные, маркирующие горизонты, которыми могут служить мраморы, кварциты, метаморфизованные эффузивные породы и др.

Различия в метаморфизме выражаются в степени преобразования первоначального состава пород, в появлении характерных вновь возникших минеральных ассоциаций и в текстурных особенностях.

Несогласия в метаморфических породах выявляются с большим трудом: обычные признаки несогласных взаимоотношений при перекристаллизации пород расплываются и исчезают. Наиболее достоверно перерывы в метаморфических толщах устанавливаются по угловым несогласиям и базальным образованиям. В отдельных случаях некоторое значение имеют явления древнего выветривания (физическое выветривание, образование коры выветривания).

Время внедрения интрузий, главным образом гранитных, может явиться опорной вехой в истории формирования метаморфических толщ, и поэтому возрастные данные гранитов широко ис-

пользуются для стратиграфического расчленения метаморфических комплексов. Интрузивный контакт позволяет решить вопрос о верхнем возрастном пределе пород, вмещающих интрузии.

Изучение внутренней структуры метаморфических пород

Складчатость, развитая в метаморфических толщах, весьма различна по своей форме и размерам. Широко распространены просто построенные плавные складки с поперечными размерами в десятки километров, очень сложные и непостоянные по форме складки течения и очень мелкая складчатость, переходящая в плойчатость.

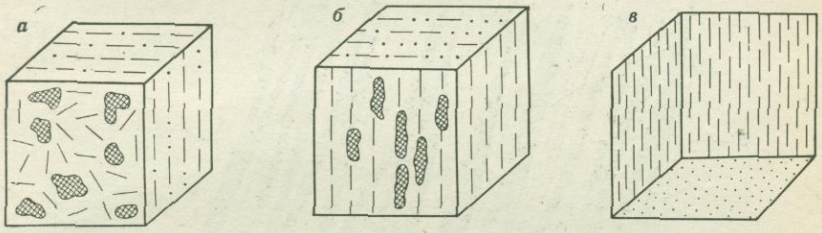


Рис. 268. Текстуры метаморфических пород.
а — плоскопараллельная; б — линейно-плоскостная; в — линейно-параллельная, или линейная

Во многих областях (на Алданском щите, в Казахстане и др.) при сравнительно простом строении докембрийских метаморфических толщ в отдельных обнажениях кристаллических сланцев и гнейсов отмечается крутое и вертикальное залегание пород, сопровождаемое сложными местными смятиями, плойчатостью и кливажем. Эти особенности строения объясняются перемещением вещества в процессе складкообразования. Надо также иметь в виду, что перекристаллизация пород, в особенности глинистых, может сопровождаться увеличением их исходного объема, вызываемого привносом глубинного вещества. При этом, вероятно, в благоприятных условиях возникают мелкие деформации.

В метаморфических толщах весьма существенно выявить ориентировку сланцеватости, возникающей при перекристаллизации. Аналогично тому, как это делается для интрузивных пород, в метаморфических образованиях следует различать полосчатые и линейные текстуры. Полосчатые текстуры могут возникать при перекристаллизации исходных пород в глубинных условиях, когда происходит плавление наиболее подвижных минеральных компонентов и вторичное обособление их. Часто полосчатые текстуры образуются при привносе нового вещества. Полосчатость может быть и остаточной: полосы различного минерального состава в таких случаях соответствуют первичной слоистости. В породах с линейной текстурой пластинчатые и игольчатые минералы располагают-

ся вдоль параллельных поверхностей (поверхности сланцеватости). Они ориентированы беспорядочно в пределах этих поверхностей (плоскопараллельная текстура) или параллельны друг другу (линейно-плоскостная и линейно-параллельная текстура, рис. 268). Линейные текстуры обычно хорошо выражены в сечениях, перпендикулярных к напластованию, и на плоскостях сланцеватости.

В генетическом отношении наибольшим распространением в метаморфических породах пользуются складки течения, образую-

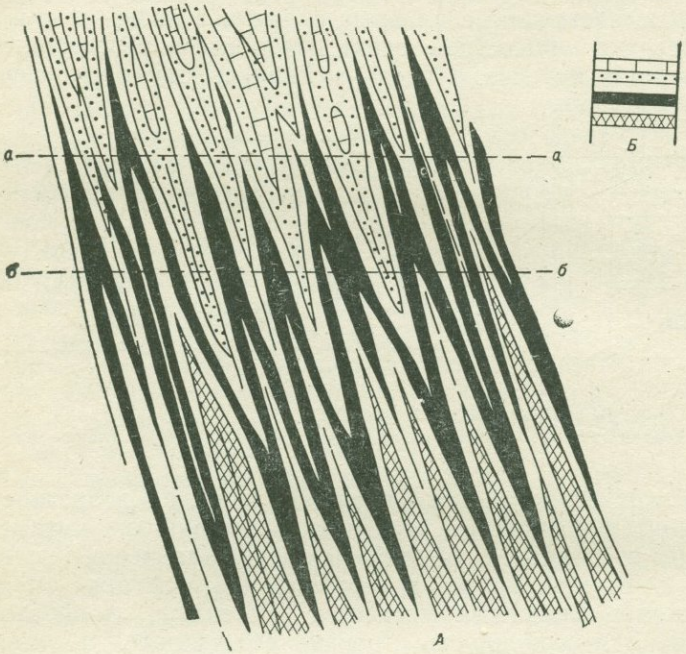


Рис. 269. Схема изоклинальной складчатости (*А*) и нормальный разрез слоев, участвующих в складчатости (*Б*).
а—а и *б—б* — границы обнажения

щиеся в условиях высоких температур и значительного стресса. Резкое снижение вязкости пород в таких условиях приводит к течению пород вверх или в ином направлении в сторону пониженного давления и сопровождается образованием гнейсовидных и сланцевых структур. Наиболее часто образуются острые, сильносжатые («скошенные») и изоклинальные складки (рис. 269), осложненные более мелкими и мельчайшими складочками (рис. 270). В таких условиях особое значение приобретает «зеркало складчатости», представляющее собой условную поверхность, соединяющую замки антиклинальных или синклинальных складок по поверхности одного и того же стратиграфического горизонта. Поверхность может иметь выпуклое, вогнутое, плоское или наклонное положение. Выяснение строения зеркала складчатости в сочетании с наблюде-

ниями за погружениями шарниров даже самых мелких складок может оказать существенную помощь в выявлении общей тектонической структуры региона и при стратиграфических построениях.

В метаморфических толщах с развитыми в них складками течения нередко встречается наложение складчатостей разного возраста, имеющих различную ориентировку. Ранее сформировавшиеся складки вновь вовлекаются в процесс складчатости с образованием структур, имеющих отличное от ранних складок расположе-

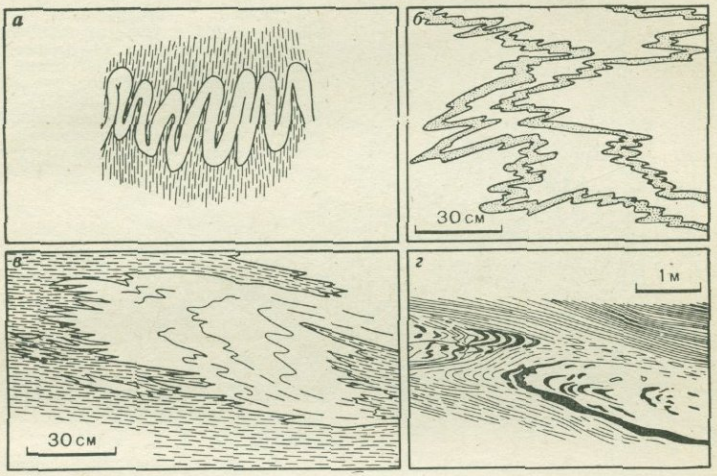


Рис. 270. Тесносжатые складки.

а — изоклинальные складки в известняковом прослое среди сланцев; *б* — осложнение замка складки в мигматизированном гнейсе более мелкими складочками (Кольский полуостров), по Т. М. Гептнер; *в* — исчезновение следов поворота слоев в замке в мигматизированном гнейсе (Кольский полуостров), по фотографии В. В. Эза; *г* — линзовое сложение в ядерной части складки в мигматизированном гнейсе (Северное Беломорье), по фотографии В. В. Эза

ние осевых поверхностей и осевых линий (рис. 271). Шарниры *ранних и поздних складок могут как совпадать, так и располагаться* различно.

Если наложившиеся складки сильно сжаты, в них развивается новая сланцеватость, в общем параллельная осевым поверхностям поздних складок, которая способна полностью или частично затушевывать сланцеватость, образовавшуюся при раннем складкообразовании (рис. 272). Наложение складчатостей отмечается также и среди слабометаморфизованных толщ, например в мезозойских флишевых толщах Крыма и Альп. Естественно, что образование поздних складок сопровождается изгибами ранее возникших поверхностей несогласий и разрывов.

В наложенных складках выявление стратиграфической последовательности образующих их слоев представляет собой трудоемкую и нередко невыполнимую задачу, в связи с чем выделение антиклиналей и синклиналей теряет всякий смысл. Поэтому для

толщ, в которых стратиграфическая последовательность не установлена, лучше применять термины «антиформные» и «синформные» складки (см. с. 150).

При образовании складок пласты, обладающие достаточной пластичностью, нередко разрываются на отдельные части. При

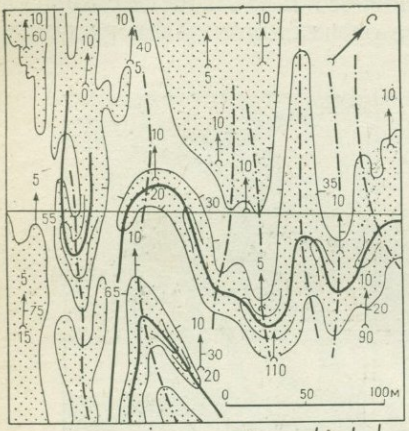


Рис. 271. Наложение прямых складок на лежачие изоклинальные складки в Северном Беломорье, по Б. И. Кузнецову.

1 — гнейсы; *2* — амфиболиты; *3* — границы разных пород и углы их падения (штрихи в сторону падения); *4* — осевые поверхности ранних складок; *5* — осевые поверхности наложенных складок; *6* — направление и углы погружения: шарниров складок (цифра у острия стрелки); осевых поверхностей (цифра у бергштриха); цифра у конца стрелки — углы между крыльями

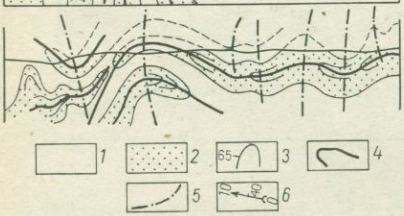
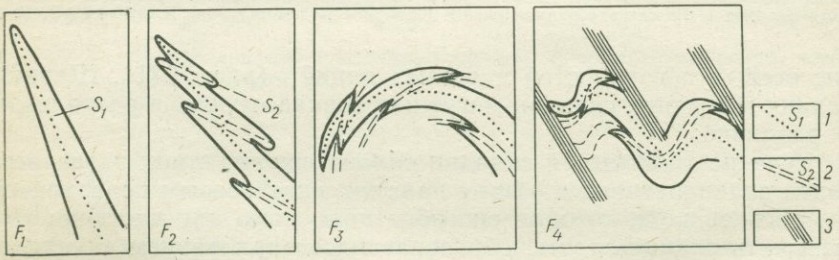


Рис. 272. Эволюция складчатости в пределах Мамской кристаллической полосы, по А. С. Флаассу.

F_1, F_2, F_3, F_4 — складки первой, второй, третьей и четвертой генераций; *1* — осевые плоскости складок F_1; *2* — осевые плоскости складок F_2; *3* — зоны рассланцевания, разделяющие складки F_4



этом из них образуются цилиндрические или четкообразные тела, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев. Эти структуры носят название будинаж-структур*. Будинаж возникает в толщах, состоящих из неоднородных по механическим свойствам пород. Более твердые пласты, залегающие среди пластинчатых пород, испытывают разрывы, превращаясь в будины,

* Будинаж — франц. boudin — колбаса.

которые в процессе движения отрываются друг от друга, закатываясь в подвижную «текучую» массу, обтекающую блоки. Вследствие подобного обтекания в толще, вмещающей блоки, образуются мелкие складки смятия, ядрами которых оказываются блоки-«закатыши» (рис. 273).

В разрезе блоки (будины) бывают приурочены к определенному горизонту и имеют форму изолированных, располагающихся одно за другим линзовидных и бочонкообразных тел. Их длинные оси часто параллельны шарнирам складок. Размеры блоков разнообразны — от сотен метров до сантиметров в поперечнике. Дли-

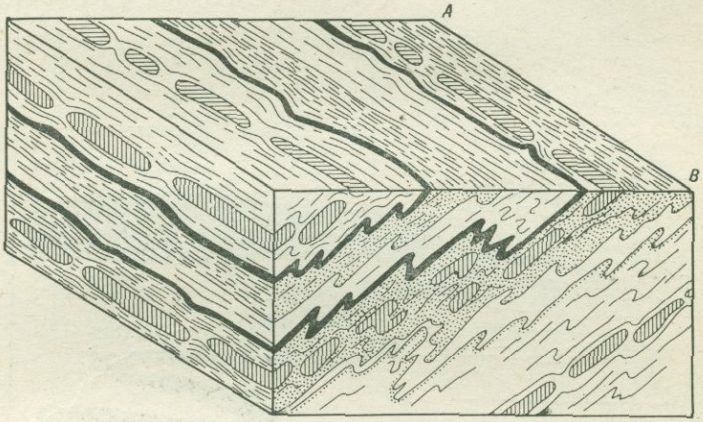


Рис. 273. Схематизированное изображение будинированных ладожских сланцев (ребро блока *AB* параллельно осям складок), по Н. Г. Судовикову

на их во много раз превышает поперечные размеры. Будины, образующиеся при вязком скалывании, имеют линзовидную или заостренную форму, а при хрупком отрыве — тупое окончание.

Особенно широко будинаж-структуры развиты в глубокометаморфических сериях. Их образованию способствуют высокие давление и температура.

Будинаж-структуры позволяют устанавливать направление перемещения вещества при процессах динамометаморфизма и делать выводы об ориентировке вызывающих его сил.

В метаморфических толщах докембрийского возраста широко распространены образования, состоящие из метаморфизованных пород с включенными в них жилами пегматита, аплита и гранитоидов. Такие образования называются мигматитами. В мигматитах другого типа привнесенное вещество частью или целиком может быть тонко рассеяно в перекристаллизованном и химически измененном субстрате.

В зависимости от строения различают мигматиты, имеющие вид интрузивных брекчий, ветвистые и послойные, и птигматиты*.

* Птигма (древнегреч.) — складка.

Последними называются сложные, извилистой «складчатой» формы жилки гранит-аплита, пегматита, реже кварца, встречаемые среди метаморфических пород в экзоконтактах кислых интрузивных тел и в полях мигматизации (рис. 274).

Среди древнейших архейских и раннепротерозойских метаморфических пород Алдана, Карелии, Канады, Гренландии и в других областях широко распространены округлые, овальные или угловато-закругленные массивы, сложенные гранитогнейсами и в мень-

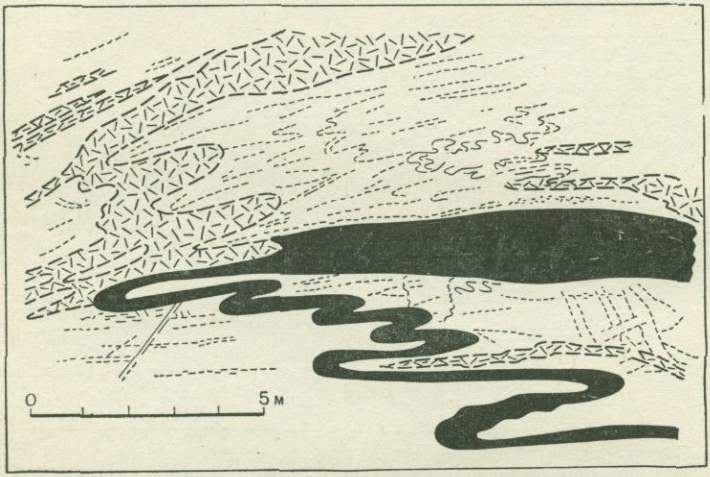


Рис. 274. Птигматитовые складки, по Н. Хиллсу.
Сложенная в складки дайка основных пород (черное) первоначально была прямой

шей степени массивными гранитоидами, получившими название «гранитогнейсовых» куполов (рис. 275). Поперечные размеры этих структур достигают десятков и сотен километров. Купола разделены межкупольными синклиналями сложной линейной формы, образованными измененными метаморфизмом вулканогенными и осадочными породами (зеленокаменные пояса). Пространственная и возрастная близость гранитогнейсовых куполов и зеленосланцевых поясов позволила выделить особые «гранит-зеленокаменные области»*.

Купола сложены главным образом плагиогранитами, тоналитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, обладающими хорошо развитой гнейсовидной текстурой и получившими обобщенно название «серых гнейсов». Их абсолютный возраст древнее 3 млрд. лет.

* Подробнее см. «Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов». Методическое пособие по геол. съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 6. М., Недра, 1980. В настоящем учебнике помещены некоторые материалы из пособия.

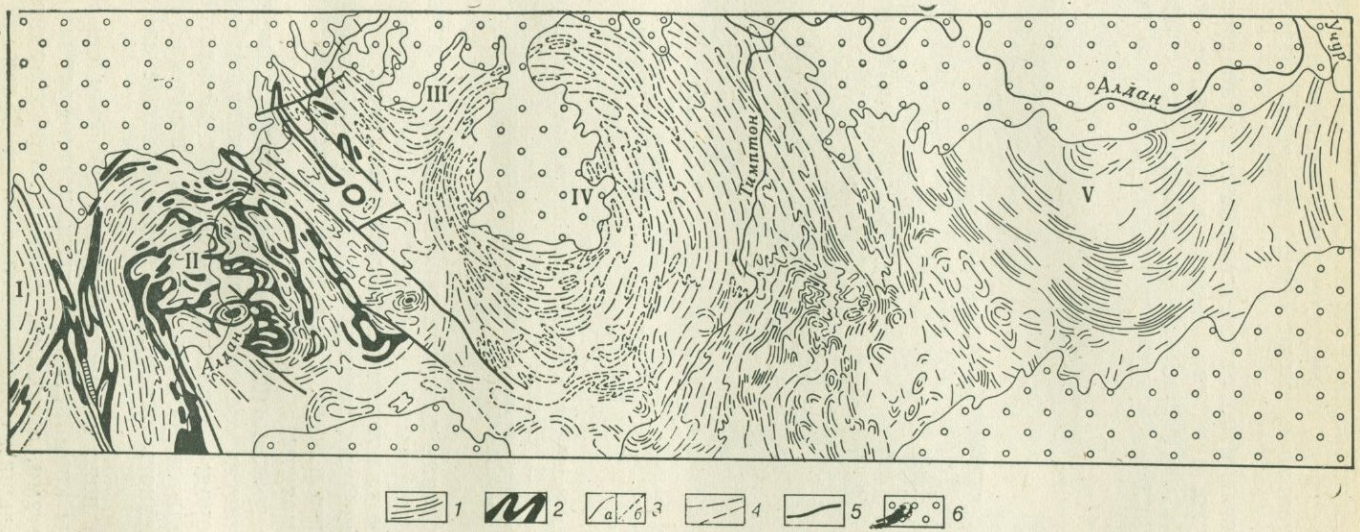


Рис. 275. Гранитогнейсовые купола (I—V) в северной части Алданского щита, по Л. И. Салопу.

1 — простирание слоев по аэрофотоснимкам; *2* — различные горизонты кварцитов; *3* — границы стратиграфических подразделений (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *4* — простирание осей второстепенных складок; *5* — докембрийские разломы; *6* — докембрийские, кембрийские и юрские отложения платформенного чехла

Менее метаморфизованные нормальные и микроклиновые граниты, залегающие среди серых гнейсов и зеленокаменных поясов, развиты незначительно и имеют более молодой возраст — 2,8—2,5 млрд. лет.

В краевых частях куполов гнейсовидность ориентирована вертикально или круто, а иногда имеет запрокинутое положение. Таблитчатые и шестоватые минералы, придающие породам линейные текстуры, нередко образуют складки, плойки и завихрения,

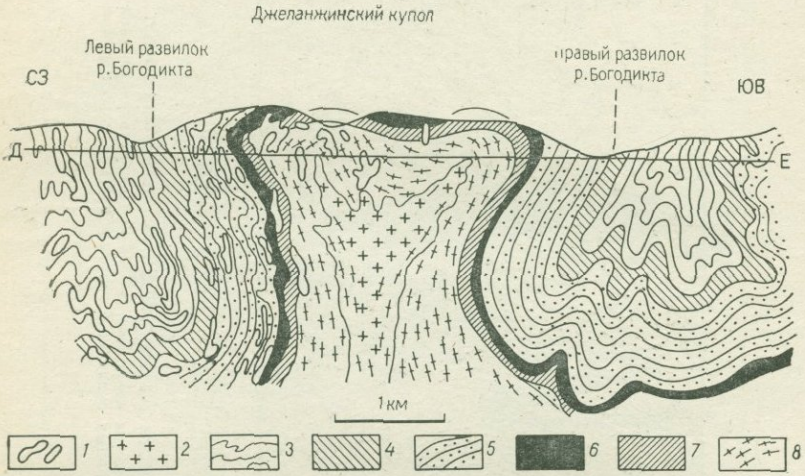


Рис. 276. Разрез гранитогнейсового купола в юго-западной части Мамского слюдоносного района, по Л. И. Салопу.

1 — пегматиты; *2* — порфиробластические граниты; *3—5* — свиты патомской серии; *6—7* — свиты тепторгинской серии; *8* — гранитогнейсы

повторяющие очертания контуров куполов. Местами линейные текстуры скучены, пережаты или растянуты и будинированы и имеют строение, типичное для течения вещества (рис. 276).

Положение линейных текстур в ядрах куполов пологое или близкое к горизонтальному. В ядрах распространены только гранитогнейсы и мигматиты.

Обрамляющие гранитогнейсовые купола зеленокаменные пояса в нижних своих частях состоят преимущественно из измененных вулканогенных пород: базальтов, толеитовых базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, порфиритов, среди которых заключены джеспилиты, железистые кварциты, разнообразные сланцы, граувакки.

Верхние части поясов имеют главным образом осадочный состав и образованы кремнистыми и глинистыми сланцами, кварцитами, конгломератами, аркозами, железистыми кварцитами, джеспилитами и небольшим объемом вулканитов. Среди зеленокаменных поясов присутствуют также линзы и согласные залежи

ультрабазитов. Формы зеленокаменных поясов в плане самые разнообразные: кольцеобразные, сплошные и прерывистые, клиновидные, зубчатые, хвостатые, неправильные (рис. 277). В поперечном сечении они имеют ясно выраженное синклинальное строение и как бы отбтекают гранитогнейсовые купола.

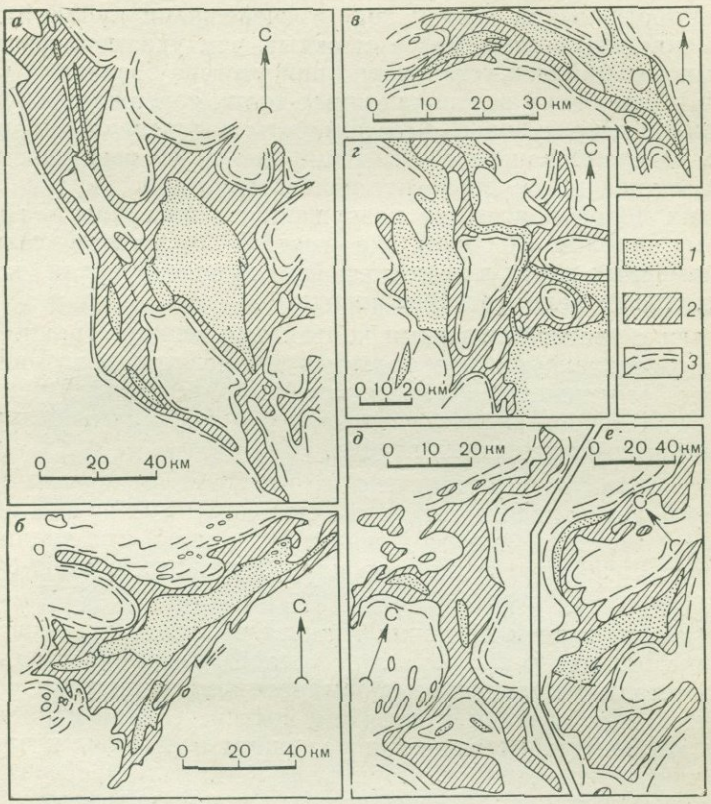


Рис. 277. Строение крупных зеленокаменных поясов Карельской (*а*, *в*, *г*), Трансваальской (*б*), Приднепровской (*д*) и Родезийской (*е*) гранит-зеленокаменных областей.

1 — метаосадки и метавулканиты осадочной «группы»; *2* — метавулканиты и метаосадки зеленокаменной и ультраосновной «групп»; *3* — раннедокембрийские гранитоиды нерасчлененные, с отражением ориентировки сланцеватости и мигматитовой полосчатости

Развитые в зеленокаменных поясах складки обладают сложной, но общей линейной формой, крутыми крыльями и осложнены второстепенными складками. Последние обычно появляются позже и ориентированы под различными углами к осям основных складок. Интенсивность поздней складчатости заметно затухает от периферии поясов к их центральным частям.

Границы зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых куполов постепенные, со сменой гранитогнейсов и гнейсов кристаллически-

ми сланцами. Общее согласие имеет и ориентировка линейных текстур куполов и поясов. Следует иметь в виду, что гнейсовидность в куполах и сланцеватость в поясах — явление наложенное, развивающееся при региональном метаморфизме.

Как указывает Н. В. Горлов, изучение гранит-зеленокаменных областей последних лет в нашей стране и за рубежом показало, что взаимоотношения между гранитогнейсовыми куполами и зеленокаменными поясами более сложные, чем указывалось выше.

Во многих районах установлено присутствие базальных конгломератов в основании зеленокаменных толщ, содержащих обломки гранитоидов ядер куполов. Конгломераты интенсивно милонитизированы, рассланцованы и гнейсифицированы, но, несомненно, указывают на первичное трансгрессивное залегание вулканогенно-осадочных пород поясов, на разрушенную поверхность гранитогнейсовых куполов. Об этом же говорит отсутствие ксенолитов зеленокаменных пород в гранитогнейсах куполов, среди которых развиты только магматические породы.

Наряду с трансгрессивными контактами между гранитоидами куполов и зеленокаменными толщами установлены и активные интрузивные соотношения, объясняющиеся более поздней ремобилизацией гранитоидов куполов в условиях высоких температур, хотя возможно и незначительных глубин.

Таким образом, в настоящее время существует немало доводов в пользу более молодого возраста зеленокаменных поясов по отношению к гранитогнейсовым куполам, входящих, по-видимому, в первичную архейскую гранитную кору, лежащую, в свою очередь, на базальтовом субстрате.

На ранних этапах изучения гранитогнейсовых куполов их образование связывалось с подъемом кислой гранитной магмы вверх в соответствии с механизмом формирования диапировых соляных куполов. При внедрении магмы она воздействовала на зеленокаменные комплексы, механически раздвигая в стороны и придавая им синклинальное строение. При этом возникали гнейсовидные и сланцеватые текстуры течения, полностью маскировавшие первичные особенности пород.

Согласно этой точке зрения, зеленокаменные толщи образовались раньше гранитогнейсовых куполов.

Выявленное трансгрессивное налегание зеленокаменных комплексов на гранитоиды куполов с базальными конгломератами в основании указывает на обратные возрастные соотношения между гранитоидами и зеленокаменными поясами. Вместе с тем более высокое положение кровли гранитогнейсовых куполов по отношению к зеленокаменным поясам позволило выдвинуть предположение о гравитационном всплывании относительно легких гранитных масс и прорыве ими более молодых и тяжелых зеленокаменных серий в условиях высоких температур и пластичного состояния гранитных пород. Поднимавшиеся вверх блоки гранитной коры сглаживали свои угловатые формы, округлялись и частично пере-

плавлялись, а также создавали вторичные очаги кислой магмы, прорывавшие зеленокаменные толщи, образующие с ними активные интрузивные контакты.

Изображение метаморфических пород на аэрофотоснимках

Метаморфические породы по степени фотогеничности различаются очень сильно. Лучшие результаты дают толщи, заключающие образования с резкими изменениями физических свойств. На метаморфических породах развивается однообразный уплощенный, сглаженный или пологий низкогорный рельеф (рис. 278). На значительных пространствах, например на Кольском полуострове, коренные породы обнажены на поверхности и почти лишены элювиально-делювиального покрова, обнаруживая на аэроснимках все особенности внутреннего строения.

Для метаморфических сланцев и гнейсов характерен тонкополосчатый рисунок, причем направление полосчатости соответству-



Рис. 278. Протерозойские кристаллические сланцы, пронизанные раннепалеозойскими дайками порфиритов. Центральный Казахстан

ет обычно первичной слоистости и простиранию пород. Однако нередко видимая на снимке полосчатость представляет собой наложенную сланцеватость или кливаж, ориентированные иначе, чем первичная слоистость. Особенно часто подобные явления отмечаются в замках складок.

Лучше других групп метаморфических пород дешифрируются кварциты. Они отличаются светлым фототоном и приуроченностью к ним положительных форм рельефа, имеющих либо форму гряд, либо перегибов в склонах на границе кварцитов с другими породами.

Направление гряд соответствует простиранию пород и вполне отчетливо описывает форму складок, однако следует иметь в виду, что в пределах одной гряды может залегать не один пласт кварцитов, а целая пачка или несколько разновидностей пород с преобладанием кварцитов.

Грядовый рельеф, развивающийся на древних кварцитах, позволяет отличать последние от вторичных кварцитов, характеризующихся либо центральной симметричностью, либо беспорядочностью рельефа.

Метаморфические толщи вулканогенно-кремнистого состава характеризуются относительно темным фототоном. На эффузивах возникает бугристый неориентированный рельеф, а на несколько более светлых яшмовидных и кремнистых породах выделяются невысокие гривки или отдельные холмы, образующие гребешки и цепочки.

Порфироиды с трудом поддаются дешифрированию. На них возникает однообразный рельеф, а аэроснимки отличаются ровным фототоном.

Мраморы по своим дешифровочным свойствам очень близки к кварцитам. Как и последние, они выделяются своим светлым тоном, но на них развивается выположенный сглаженный рельеф.

Если древние толщи обнажены в пределах высокогорья или гольцовых гор, их дешифрируемость резко ухудшается, а нередко становится крайне затруднительной, так как истинная слоистость в них маскируется трещинами, разрывами или линейными элементами рельефа.

Инструментальное дешифрирование в породах докембрия из-за сложности и небольших размеров деформаций чаще сводится лишь к определению углов наклона слоев.

Следует особо остановиться на дешифрировании гранитогнейсовых куполов. Эти структуры, не только широко распространенные среди докембрия всех континентов, но и, вероятно, составляющие основу их тектоники, выявлены при дешифрировании аэроснимков. Обладая значительными размерами — от десятков до сотен километров в поперечнике, гранитогнейсовые купола и овалы четко вырисовываются на мелкомасштабных снимках: при хорошей фотогеничности — концентрическим расположением метаморфических пород вокруг гранитоидных ядер, а при плохой — унаследованным расположением элементов рельефа и речной сети. В районах, подвергшихся значительной послепротерозойской тектонической перестройке, контуры гранитогнейсовых куполов нередко отчетливо просвечивают сквозь наложенные позднейшие дислокации.

Структуры дислокационного метаморфизма

Структуры дислокационного метаморфизма возникают в областях, имеющих складчатое строение. Они образуют пояса (зоны), характеризующиеся концентрацией интенсивной складча-

тости, трещиноватости, дробления, милонитизации или разрывов. Нередко эти явления сопровождаются окварцеванием пород или иными изменениями их первоначального состава, возникновением сланцеватости, кливажа, насыщенностью жилами кварца, кальцита, рудных минералов и интрузивных пород. В длину пояса вытянуты от сотен метров до десятков, а нередко и сотен километров. Их ширина также самая различная.

Образование поясов связано с дислокациями горных пород под воздействием возникающих в них напряжений, вызываемых эндогенными процессами и тектоническими движениями. Особенно благоприятны для их развития участки, на которых сопрягаются разнонаправленные движения блоков земной коры. Глубина поясов нередко настолько большая, что по ним проникают гидротермальные растворы, магма и сопровождающие ее пары и газы. При этом могут происходить перекристаллизация пород и образование новых минералов.

Дислокационный метаморфизм может локализоваться и на незначительных пространствах, например в крыльях или сместителях разрывов. При этом образуются тектонические брекчии, катаклазиты, ультра- и бластомилониты.

Катаклазиты возникают в условиях сдавливания пород. Они отражают стадию дробления пород, захватывающую отдельные минералы в породе. Катаклаз обычно развивается в крыльях надвигов и взбросов или у поверхностей волочения, но он может охватывать и большие массы кристаллических пород. При этом обычно наблюдаются минеральные новообразования: кальцит, эпидот, хлорит, серицит. При образовании милонитов происходит раздробление пород до микроскопических размеров. Дробление сопровождается изменениями минерального состава, носящего регрессивный характер (хлоритизация роговой обманки, серицитизация плагиоклазов).

При истирании пород до тончайшего состояния возникают ультрамилониты. Ультрамилонитам свойственны развальцевание и разлинзование перетертой массы с появлением в ней текстур волокнистых, псевдосланцеватых и текстур, напоминающих флюидное строение магматических пород.

Бластомилониты представляют собой образования, возникшие в процессе перекристаллизации (бластеза) ранее катаклазированных и милонитизированных пород. При этом образуются кристаллические сланцы, а интрузивные породы приобретают гнейсовую текстуру. Породы, испытавшие дислокационный метаморфизм, называются тектонитами.

При изучении тектонитов могут быть использованы методы петротектоники. Последняя представляет собой учение, в котором рассматриваются связи, существующие между внутренней структурой деформированных пород и их тектонической историей.

Наиболее распространенным методом петротектоники является петроструктурный анализ, позволяющий установить ориентировку минералов в горных породах, возникающую при их дви-

жении под воздействием тектонических сил. Основной задачей при этом является определение кинематических и динамических условий деформации, приводящей к образованию тектонитов.

Первая стадия работ при микроструктурном анализе должна быть проведена при полевых наблюдениях. Такие особенности тектонитов, как сланцеватость, линейная и плоскостная ориентировка шестоватых и пластинчатых минералов, строение поверхностей разрывов и трещин и т. п., должны быть тщательно описаны, измерены и нанесены на карту на месте наблюдения.

Полевые данные дополняются изучением пород под микроскопом. С этой целью в поле выкалываются пластинки, пригодные для изготовления шлифов, ориентированные относительно стран света. На поверхности пород с помощью чернильного карандаша наносят линию горизонта, угол и направление наклона плоскостей, а затем выбивается пластинка, на которой все пометки должны быть сохранены. При изготовлении шлифа отмечают, какой стороной пластинка наклеена на стекло и каким образом на ней отражаются первичные замеры, сделанные на обнажении. Ориентированный шлиф изучается с помощью федоровского столика, а результаты замеров оптических или кристаллографических характеристик породообразующих минералов наносятся на сетку с равноплощадной проекцией (см. выше). Эти диаграммы в дальнейшем сопоставляют с элементами геологического строения исследуемого участка.

В петроструктурном анализе можно применять также систему прямоугольных координат, не совпадающую с главными осями деформации, введенную Б. Зондером. Для обозначения осей используют строчные буквы *a*, *b* и *c* (рис. 279). Ось *a* направлена по движению вещества. Она лежит в плоскости скольжения или скалывания. Ось *b* также лежит в плоскости скольжения, но ориентирована перпендикулярно к направлению движения. Она часто близка к главной оси деформации. Через оси *a* и *b* строится плоскость скольжения вещества. Она обозначается буквой *S*. Ось *c* перпендикулярна осям *a* и *b* и плоскости *S*. Ось *b* обычно соответствует простиранию тектонической структуры. Плоскость *S* может совпадать со слоистостью, сланцеватостью, поверхностями скалывания или плоскостями течения.

Зондер предложил выделить в тектонитах два основных типа: *S*-тектониты и *B*-тектониты.

В *S*-тектонитах происходит смещение вещества в одном направлении по параллельным поверхностям, подобно скольжению отдельных листов в колоде карт (рис. 280, *г*). Положение и количество максимумов на петроструктурной диаграмме *S*-тектонита зависят от ориентировки шлифа. Если при характеристике расположения осей кристаллов кварца в поверхности скольжения шлиф сделан в плоскости *bc*, на диаграмме окажется один максиму в центре (рис. 280, *б*); если шлиф ориентирован в плоскости *ac*, на диаграмме изобразятся два максимума по оси *a* (рис. 280, *в*).

При образовании *B*-тектонитов происходит не скольжение породообразующих минералов в одном направлении, а вращение, осуществляемое в большинстве случаев вокруг оси (рис. 281, *а*). Благодаря вращению оптические оси минералов окажутся расположенными различно, но в плоскостях, параллельных или перпен-

Рис. 279. Система координат *a*, *b* и *c* в складке

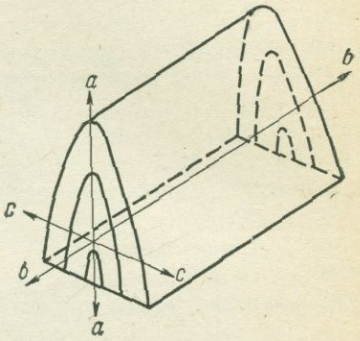


Рис. 280. *S*-тектонит.

а — ориентировка кварца при скольжении вдоль граней призмы (верхняя поверхность параллелепипеда является поверхностью скольжения при деформации породы: *а* — направление скольжения, *b* и *c* — две другие оси системы прямоугольных координат относительно направления движения); *б*, *в* — диаграммы ориентировки оптических осей кварца; *г* — механизм образования *S*-тектонита

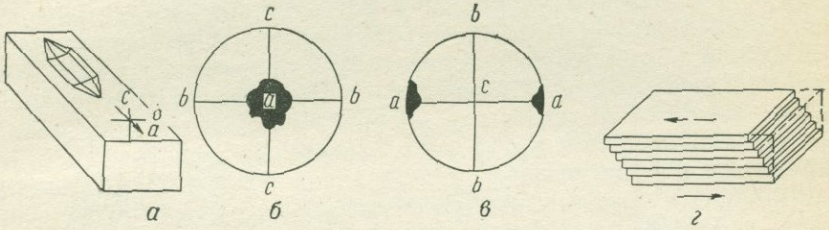
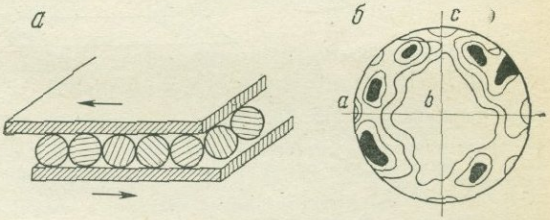


Рис. 281. *B*-тектонит.

а — механизм образования *B*-тектонита; *б* — диаграмма ориентировки осей кварца



дикулярных к плоскости скольжения *ab*. Образование *B*-тектонитов можно сравнить со спицами во вращающемся колесе, причем ось вращения будет совпадать со структурной осью *B*.

На петроструктурной диаграмме *B*-тектонитов появляется кольцо или более или менее целый пояс, в которых сосредоточены максимумы замеров (рис. 281, *б*). Появление последних в поясе *B*-тектонитов объясняется, вероятно, приостановкой вращения и скольжением минералов в какой-либо плоскости.

Следует иметь в виду, что при образовании *S*-тектонита скольжение может происходить одновременно не в одной, а по двум сопряженным поверхностям скольжения. В таком случае диаграмма *S*-тектонита может быть принята за *B*-тектонит. Присутствие чет-

ко выраженного пояса максимумов может появиться и при вращении минералов не вокруг оси *b*, а в каком-либо ином направлении.

Наиболее благоприятны для петроструктурных исследований гнейсы, гранулиты, известняки, кристаллические сланцы и дислокационные тектониты. При этом обычно решаются вопросы, свя-

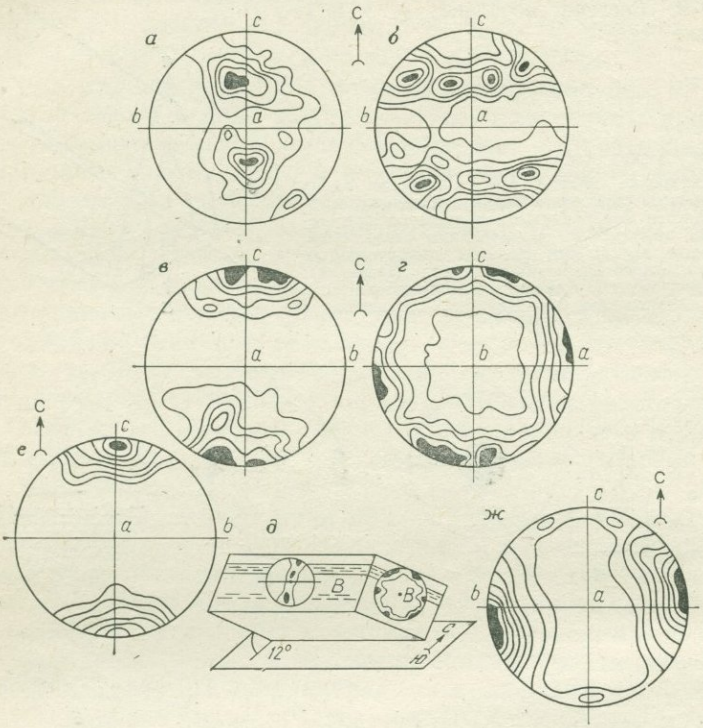


Рис. 282. Петроструктурные диаграммы.

а — ориентировка *158* оптических осей кварца в гранулите, шлиф перпендикулярен к оси *а*, по Г. Д. Ажгирею; *б* — ориентировка 75 оптических осей кварца в гранулите, шлиф перпендикулярен к оси *а*, по Г. Д. Ажгирею; *в* — ориентировка двойников в 186 зернах кальцита, по Б. Зондеру; *г* — *В*-тектонит зерен кальцита в мраморах в зоне надвига; *д* — то же, блок-диаграмма по И. Ф. Вольфсону; *е* — ориентировка полюсов спайности в слюде, по А. Пэку; *ж* — ориентировка 175 полюсов спайности метакристаллов биотита из биотитового сланца, по Г. Д. Ажгирею

занные с определением ориентировки плоскостей скольжения (скалывания), направления движения породы в процессе деформации и главных осей деформации. Чаще всего для построения петроструктурных диаграмм изучается ориентировка оптических осей зерен кварца, кальцита, слюд, реже хлорита.

В кварце используется совпадение длинной кристаллографической оси с оптической осью. Сложность применения диаграмм такого рода заключается в том, что оптические оси кварца по отношению к оси могут располагаться разнообразно. Различают несколько видов ориентировки кварца.

Нередко на диаграмме отчетливо выражается один максимум замеров в центре или два диаметрально противоположных максимума (рис. 282, *а*). Такая ориентировка оптических осей кварца в большинстве случаев совпадает с плоскостями скольжения по поверхностям различных тектонических элементов, крупных разрывов, сланцеватости, осевых поверхностей складок, слоистости. Появление на диаграмме двух максимумов может быть объяснено скольжением по двум плоскостям скалывания, что нередко возникает в условиях сжатия пород, или скольжением в разное время по различным направлениям.

В гранулитах с удлиненными зернами кварца оптические оси кварца часто образуют один или два пояса (рис. 282, *б*), пересекающие диаграмму. Вероятно, этот тип ориентировки отражает менее совершенную форму пластического течения вещества.

Следует отметить, что физические и химические аспекты движения отдельных кристаллов и зерен в тектонитах, в частности кварца, разработаны очень слабо и в этом явлении много неясного.

При составлении петроструктурных диаграмм кальцита кроме измерений положения оптических осей зерен кальцита могут быть использованы плоскости двойникования тектонического происхождения. Чаще скольжение в кальците происходит по плоскостям ромбоэдра (1011), по ним же происходит и двойникование. Таким образом, при изучении тектонитов кальцитового состава могут быть получены две диаграммы: одна путем измерения положения всех видимых в шлифе двойниковых плоскостей и вторая — при измерении оптических осей. В *S*-тектонитах плоскости двойникования занимают положение, параллельное *ab* (рис. 282, *в*), в *B*-тектонитах — обычное поясовое расположение максимумов (рис. 282, *г*).

Слюды и хлорит легче приобретают закономерную ориентировку в тектонитах, чем другие минералы. Ориентировка слюд и хлорита легко определяется по замерам положения нормалей к (001), т. е. так называемых полюсов спайности. В *S*-тектонитах максимум полюсов спайности совпадает с осью *c* (рис. 282, *е*), в *B*-тектонитах пояс максимумов располагается в плоскости *ac* (рис. 282, *ж*)*.

В зависимости от строения структуры дислокационного метаморфизма могут быть подразделены на зоны трещиноватости, дробления, разрывов и смятий.

Зоны трещиноватости имеют вид полос, обладающих густой сетью тектонических трещин, значительно более частых, чем в окружающих породах (рис. 283). Эти зоны возникают в условиях растяжения горных пород, и поэтому для них типично широкое развитие трещин отрыва. Трещины располагаются парал-

---

* Более подробные сведения о петроструктурном анализе и приемах полевой работы приведены в специальном руководстве Л. И. Лукина, В. Ф. Чернышева, И. П. Кушнарева «Микроструктурный анализ».

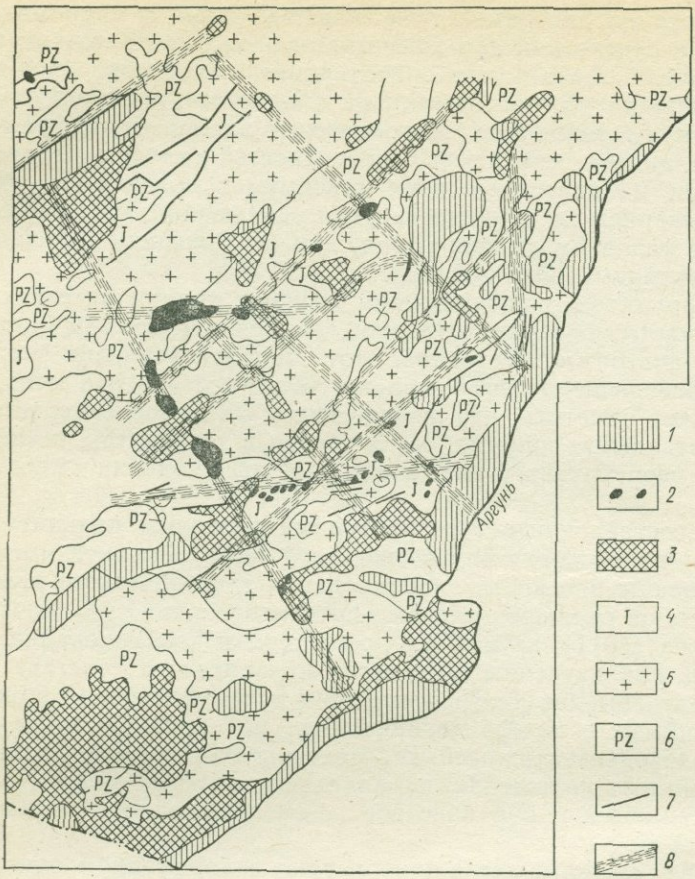


Рис. 283. Схема расположения зон повышенной тектонической трещиноватости, маркирующих скрытые разломы фундамента и контролирующих поясовое распределение гидротермальных рудных месторождений в Восточном Забайкалье, по Е. Радкевич, И. Томсону, Н. Горелову.

1 — третичные и меловые вулканогенные и осадочные породы; *2* — послеюрские интрузивы; *3* — верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща; *4* — довулканогенная осадочная толща юры; *5* — доверхнеюрские интрузивные породы нерасчлененные; *6* — палеозойские породы; *7* — разломы; *8* — зоны повышенной тектонической трещиноватости

лельно или под углом к простиранию зоны. Часто они имеют кулисообразное расположение и заключают жилы, выполненные нерудными и рудными минералами. Породы, заключенные между трещинами, также нередко содержат рассеянную вкрапленность тех или иных минералов.

Зоны дробления характеризуются интенсивной трещиноватостью и раздробленностью пород, возникающими при сжатии. При этом образуются главным образом трещины скалывания, ориентированные под углом или параллельно и перпендикулярно к

простиранию зоны. Породы, заключенные между отдельными трещинами, подвергаются интенсивному раздавливанию и раздроблению, а местами превращаются в милониты или катаклазиты.

Зоны разрывов представляют собой структуры, вытянутые на многие десятки, даже сотни километров, характеризующиеся исключительно высокой активностью тектонических движений. Выражены они локализацией разрывных нарушений одного направления, ветвящихся и соединяющихся друг с другом. В зависимости от динамической обстановки в зонах разрывов преобладает определенный тип нарушений: при растяжении — сбросы, при сжатии — взбросы, при сдвиге — сдвиги и раздвиги. Характерно присутствие в зонах разрывов флексур, возникающих над слепыми сместителями. Часто в зонах располагаются массивы гипербазитов и гранитоидов, многочисленные жилы интрузивных пород и минералов.

Зоны смятия по строению близки к зонам разлома, однако для них характерно преимущественное развитие смятий. В этих структурах, имеющих обычно большую протяженность, но несколько расплывчатые очертания, развиваются сжатые сложные линейные складки. Слагающие их породы интенсивно раскливажированы и перекристаллизованы в результате процессов динамометаморфизма, привноса или миграции растворов и газов. В зонах смятия возникают различного состава кристаллические сланцы, а местами гнейсы, развивающиеся по молодым (палеозойским и мезозойским) породам. Последнее обстоятельство не следует упускать из виду, чтобы ошибочно не отнести перекристаллизованные, относительно молодые породы зон смятия к древним докембрийским образованиям.

Картирование метаморфических толщ

При региональных геологосъемочных работах, охватывающих широкие площади архейских и протерозойских пород, стратиграфические методы должны лежать в основе выявления общей структуры метаморфических образований. При составлении геологических карт крупных масштабов на ограниченной площади стратиграфические методы уступают свое место литологическим. При этом составляют ряд детальных опорных разрезов вкрест простирания складчатых структур, в которых от одного разреза к другому прослеживают по простиранию или сопоставляют по литологическим признакам и условиям залегания маркирующие и опорные горизонты, пачки или свиты. При этом выявляются отдельные складки: их поперечный профиль, положение крыльев, наклоны осевых поверхностей, направление погружения и углы погружения шарниров. Внимательно должны быть изучены разрывы, сланцеватость, кливаж и будинаж-структуры.

ЧАСТЬ III

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К главным региональным тектоническим структурам, выраженным сочетанием многих описанных выше форм залегания горных пород, относятся структурные элементы земной коры, возникшие как на самых ранних этапах ее формирования, так и продолжающие развиваться в современных условиях. Все они характеризуются большой протяженностью до сотен и тысяч километров, длительностью и сложностью развития, значительной глубиной залегания и отражают процессы не только развития земной коры, но и преобразования глубинных оболочек планеты и, прежде всего, астеносферы и верхней мантии в целом.

Прежде чем перейти к описанию региональных тектонических структур, остановимся на обзоре этапов становления земной коры, общей характеристике тектонических движений и учении о формациях.

Глава 18

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ФОРМАЦИИ

Краткий обзор основных этапов формирования земной коры

Бóльшая часть поверхности нашей планеты (5/8) покрыта океаническими бассейнами и лишь 3/8 представляют собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных материковых массивов. На основании бурения, глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических данных в настоящее время с полной уверенностью можно говорить о резких, принципиальных отличиях в строении земной коры океанического дна и континентов.

К земной коре относится верхняя, сиалическая, оболочка нашей планеты, ограниченная снизу разделом Мохоровичича, называемым сокращенно поверхностью Мохо или М. Положение этой поверхности определяет толщину земной коры. Под океанами толщина меняется в пределах 5—15 км, а под материками от 20 до 75 км. Средняя толщина коры в океанах составляет 10 км, на материках 40—45 км. При переходе через поверхность Мохоровичича скорость продольных сейсмических волн возрастает скачком в среднем на 1 км/с и меняется от 7,6 до 8,2 км/с. Раздел Мохоровичича представляет собой несколько тесно сближенных уровней со ступенчатым увеличением скоростей сейсмических волн, распола-

гающихся в интервале 1—2 км. Ниже поверхности М находится мантия, делящаяся на верхнюю и нижнюю. Граница между верхней и нижней мантиями проходит на глубине 700—800 км и определяется по положению гипоцентров самых глубокофокусных землетрясений. Сейсмическая активность верхней мантии объясняется нарушением ее горизонтальной однородности. В нижней мантии установлена лишь вертикальная неоднородность, выраженная неравномерным повышением скоростей сейсмических волн.

В верхней мантии различают надастеносферный, астеносферный и подастеносферный слои. Подошва надастеносферного слоя лежит на глубинах в 80 км под океанами и 100—150 км под материками. Этот слой характеризуется постепенным повышением скоростей продольных волн от 8 до 8,6 км/с. Сложен он ассоциацией минералов, включающей оливин, пироксен и гранат (пиролит). Надастеносферный слой вместе с земной корой образует литосферу.

Астеносферный слой*, характеризуется пониженными скоростями сейсмических волн. Скорости продольных волн в астеносфере снижаются от 8,5 до 7,5 км/с, что объясняют уменьшением вязкости слагающего его вещества в связи с более высокой температурой. *Нижняя граница астеносферы точно не установлена и в различных* моделях указывается на глубинах от 150 до 250 км, причем ее толщина под океанами больше, а под материками меньше. Указываются также области отсутствия астеносферного слоя.

Земная кора по различию в скоростях прохождения сейсмических волн и плотности слагающих ее пород делится на три слоя: нижний — со скоростью прохождения продольных волн от 6,2 до 7,2 км/с, называемый базальтовым; средний, гранитно-метаморфический — со скоростями 5,5—6,2 км/с и верхний слой осадочных пород — со скоростями продольных волн от 3,5 до 5 км/с. Переход от гранитного слоя к базальтовому (раздел Конрада) характеризуется скачкообразным повышением скоростей волн от 6,2 до 6,6 км/с.

Соотношения слоев земной коры под океанами и на материках неодинаковы. Океанический тип строения земной коры развит во внутренней части Тихого океана и на огромных пространствах Атлантического и Индийского океанов. Подводный рельеф на глубинах свыше 4 км характеризуется плоским плитообразным строением, на фоне которого местами появляются цепи возвышенных плато, хребтов и отдельных вулканических островов.

Осадочный (первый) слой под океанами имеет мезозойский либо кайнозойский возраст и небольшую мощность, не превышающую на большей части океанического дна 1—2 км. Лишь в отдельных узких полосах, вытянутых вдоль восточного побережья Атлантического океана и в некоторых районах Тихого океана, мощность осадочных пород достигает 10—15 км и более. Узкие ленты относительно легких магматических горных пород с толщиной не бо-

---

* Astenos — слабый.

лее 5—8 км установлены также под цепями некоторых подводных возвышенностей.

Базальтовый слой в океанах имеет толщину в среднем не более 5—8 км. В его верхней части сосредоточены толеитовые базальты (второй слой океанической коры), отличающиеся от обычных базальтов пониженным содержанием окиси натрия и калия, а в нижней сосредоточены габбро и амфиболиты (третий слой).

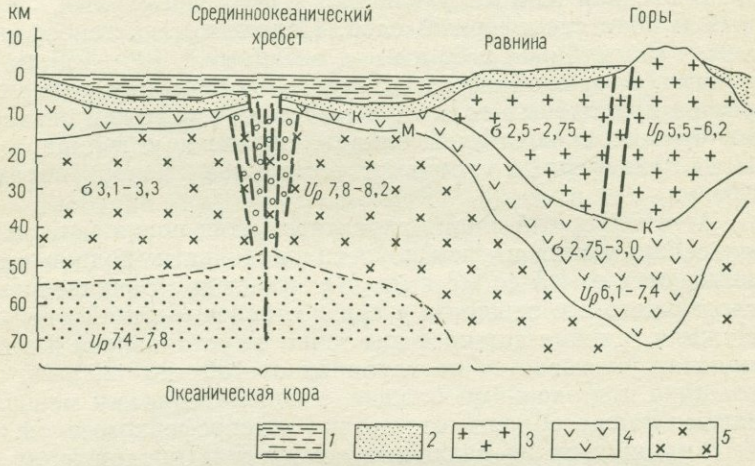


Рис. 284. Строение земной коры материков и океанических впадин.

1 — вода; *2* — осадочный слой; *3* — гранитно-метаморфический слой; *4* — базальтовый слой; ностью; *8* — астеносфера; *9* — разломы; *10* — вулканический конус; К — раздел Конрада; М — волн, км/с

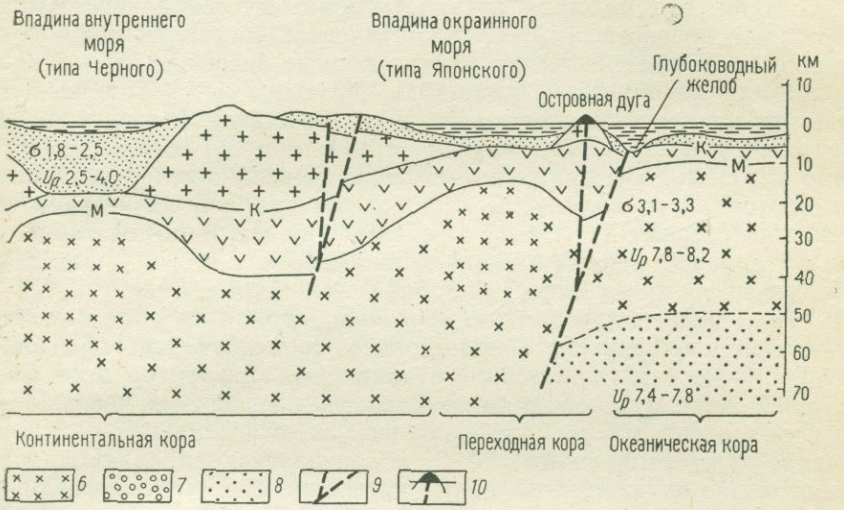
Базальтовый слой лежит на породах верхней мантии (надастеносферный слой), состоящих в верхней части из дунитов, перидотитов и пироксенитов. Местами эти породы по разломам подняты на уровень дна океанов и извлечены на поверхность при драгировании.

Материковый тип земной коры характеризуется почти повсеместным развитием всех трех слоев (рис. 284). Мощность осадочного и гранитно-метаморфического слоев на материках достигает 30—35 км, а базальтового 25—40 км. При этом наибольшие мощности гранитно-метаморфического слоя отмечаются под высокогорными областями, в то время как в фундаменте древних платформ она снижается до 15—20 км и лишь местами увеличивается до максимальных значений.

Помимо океанического и материкового типов земной коры существует еще переходный тип, свойственный областям, расположенным между океаническим ложем и континентом. В переходном типе коры гранитно-метаморфический слой утоняется либо совсем отсутствует, и сразу же под осадочным слоем располагается базальтовый. Кора переходного типа развита под окраинными мо-

рями и островными дугами Тихого океана, на участках восточного побережья Атлантического океана и в других районах.

Возраст Солнечной системы принимается равным 5—5,5 млрд. лет. Основанием для этого заключения служит древность вещества метеоритов (4,3—4,5 млрд. лет), падающих на Землю из пояса астероидов, из которых по каким-то причинам не возникло единого тела.



5 — верхняя мантия; *6* — мантия с повышенной плотностью; *7* — мантия с пониженной плот раздел Мохоровичича; σ — плотность пород, г/см³; V_p — скорости продольных сейсмических

Земля и другие планеты образовались из первичной холодной рассеянной материи, составлявшей Протосолнце, в результате ее аккреции (слипания) в отдельные сгустки. Каждый из сгустков приобрел вращение и уплотнялся до образования планеты. В процессе гравитационного сжатия происходило образование новых элементов, в частности радиоактивных, с небольшим периодом распада, но выделявших много тепла. Последнее генерировалось также за счет адиабатического сжатия. В результате произошло полное расплавление планеты и ее расслоение на отдельные оболочки. Этот процесс длился не менее 1—1,5 млрд. лет и закончился в интервале от 4,5 до 3,9 млрд. лет, в котором сформировался базальтовый слой, покрывающий всю поверхность нашей планеты. Отделение базальтовой магмы было связано, вероятно, с дифференциацией вещества верхней мантии и сопровождалось бурной вулканической деятельностью, как и на других планетах земной группы.

Время образования базальтового слоя нередко выделяется в особую «лунную» стадию развития Земли, которую правильнее

было бы сравнивать с современным состоянием Венеры, где, как и в то время на Земле, существует «паровая» атмосфера с высокой температурой и безводная среда с резко выраженным парниковым эффектом. Последний, по мнению В. И. Шульдинера, существовал в раннем архее и способствовал образованию интрузивных и глубокометаморфических пород вблизи земной поверхности.

Наиболее сложен вопрос об образовании гранитно-метаморфического слоя. Его большая древность доказывается датировками абсолютного возраста, на многих континентах составляющих 3,9—3,4 млрд. лет. Если учесть, что первые водные бассейны на поверхности Земли появились не ранее 3,3—3,2 млрд. лет (этот вывод обоснован появлением первых пород с градационной текстурой и присутствием в них самых ранних органогенных остатков), то можно полагать, что гранитно-метаморфический слой будущих континентов образовался еще в доводную стадию. Атмосфера в это время состояла из углекислого газа и азота, насыщенных парами плавиковой, серной и соляной кислоты, как это наблюдается в настоящее время на Венере (паровая атмосфера).

В таких условиях возможно несколько вариантов образования гранитно-метаморфического или, точнее, гранитогнейсового слоя. По первому из них, образование первичной гранитизированной коры происходило в условиях взаимодействия первичных изверженных пород основного состава с паровой атмосферой, нагретой до температур, превышающих 100 °С, и эпизодически появляющихся первых кипящих скоплений воды, насыщенной химически активными реагентами (серной, соляной, угольной и другими кислотами). В результате химического выветривания и химической эрозии, сопровождавшейся гравитационным разделением вещества на склонах вулканического или тектонического рельефа, в пониженных областях на породах базальтового слоя возникла огромная по мощности дезинтегрированная кора выветривания (протоэлювий). При этом возникли скопления, богатые устойчивой окисью кремния и железа. Из первых при погружении и переплавлении могла возникнуть кислая магма, а скопления окислов железа после появления устойчивых водных бассейнов были перемыты и вошли в состав древнейших железистых кварцитов.

Таким путем в безводных условиях на базальтовом слое могли появиться первичные ядра континентальной коры, вошедшие в раннеархейский фундамент континентов.

По второму варианту, древнейший гранитный фундамент континентальных массивов возник как «остаточный легкий шлак» при полном расплавлении относительно однородного первичного вещества нашей планеты.

В третьем варианте аккреция вещества, из которого возникла наша планета, была неоднородной, длительной и происходила не менее чем в два этапа. В первый из них, ранний, возникли преимущественно тяжелые элементы, среди которых основное место занимали Fe и FeS; во второй этап, в связи с изменением состава протосолнечного диска, основное значение в процессе аккреции

имели Ca, Al с примесью Fe, Ni, K, Na и льда. Именно из этих литофильных элементов и могли быть выплавлены в дальнейшем первичные гранитоиды тоналитового состава. Дальнейшее наращивание гранитогнейсовой коры происходило уже в условиях существования водной среды, при геосинклинальном процессе; однако вторичное приращение массы гранитогнейсового слоя по сравнению с «первичным» объемом гранитоидов было незначительным. Изучалась также возможность образования расплавов тоналит-трондьемитового состава из мантийного вещества. Расчеты показали, что такой процесс возможен на глубинах не менее чем 80 км в присутствии воды. В таких условиях из гранатового лерцолита верхней мантии могли бы возникнуть андезитовые или дацитовые магмы, но в незначительных количествах — не более 5—8% от общего объема первичного вещества, а сам процесс растянулся бы на многие сотни миллионов лет.

Наиболее вероятным является второй вариант, дополненный в какой-то степени условиями первого варианта.

В условиях ротационного режима нашей планеты один из гранитных массивов, возникший из относительно легкого силикатного вещества и шлака, образовался в средних широтах Северного полушария (Лавразия), а второй — симметрично по отношению к первому в Южном полушарии (Гондвана). Оба материка были разделены широтно вытянутым океаном — Тетисом.

Последующая история развития земной коры с рубежа 3,3—3,2 млрд. лет, времени охлаждения атмосферы ниже 100 °С и появления первых водных бассейнов, отчетливо распадается на два этапа: палеохрон и неохрон, граница между которыми располагается между ранним и поздним протерозоем на уровне 1650± ±50 млн. лет.

В начальные стадии палеохрона происходила интенсивная конденсация воды из паровой атмосферы, в которой оставалось не менее 15—20% двуокиси углерода. Последняя растворялась в воде и вступала в реакцию с горными породами с образованием карбонатов.

Свободного кислорода в это время в атмосфере не было, и среда имела восстановительный характер. Первые красноцветы в разрезах земной коры, указывающие на появление свободного кислорода в атмосфере, имеют возраст 2—1,8 млрд. лет.

В палеохроне удается уверенно выделить сложно построенные обширные области земной коры, сформировавшиеся при первичном режиме, и перекрывающие их дислоцированные протоплатформенные чехлы.

Спектр региональных тектонических структур неохрона значительно более широкий. Несомненно, некоторые из этих структур существовали и в палеохроне, например глубинные разломы или «кольцевые структуры», но большая их часть отчетливо распознается лишь в верхнем протерозое и фанерозое.

Четкое разделение в раннем протерозое земной коры на континентальную и океаническую обусловило и разделение геосинкли-

нального процесса на две ветви — океанические и континентальные геосинклинали. На континентах возникли срединные массивы, рифтогенные структуры, четко обособились глубинные разломы, участки земной коры с покровным строением и кольцевыми структурами. Многие консолидированные участки земной коры, развивавшиеся в платформенных условиях, испытали повторную активизацию с возрожденными геосинклинальными условиями.

В позднем палеозое или начале мезозоя произошел распад Лавразии и Гондваны на отдельные плиты и последующее их смещение до современного положения. Смещение плит происходило по поверхностям, располагавшимся, вероятно, в астеносфере; возможны также срывы по границам М и К.

Распад первичных гранитных массивов на отдельные континентальные плиты и смещение последних не препятствовали развитию геосинклинальных процессов и даже в определенной степени их направляли.

Причины смещения континентов не установлены. Наиболее вероятным является предположение о тепловой конвекции в мантии, но высказываются также мнения о влиянии на этот процесс гравитационной конвекции и изменения динамики и кинематики окружающего Солнечную систему космоса.

Таким образом, образование первичного гранитогнейсового слоя относится к ранней, доводной стадии, к интервалу от 3,9—3,4 млрд. лет. Более поздние гранитоиды протерозойского и фанерозойского возраста являются скорее всего продуктом ремобилизации первичного гранитогнейсового слоя. В соответствии с этой точкой зрения возможности наращивания земной коры в толщину и по площади при геосинклинальных процессах в протерозое и фанерозое были, по-видимому, крайне ограниченны. После появления воды на нашей планете развитие земной коры происходило в виде круговорота, совершающегося по схеме: гранитогнейсовый слой⟶выветривание⟶накопление обломочных и химических продуктов выветривания в водной среде⟶погружение и переплавление⟶образование кислых магм, вулканитов и гранитов. При таком круговороте не происходит сколько-нибудь значительного увеличения объема первичного гранитогнейсового слоя, и лишь появление на поверхности базальтовых магм, выплавленных из мантии, или их накопление под подошвой гранитогнейсового слоя будет способствовать наращиванию первичной земной коры.

Согласно высказанным выше представлениям, Тихий океан является первичным, возникшим после охлаждения атмосферы и поверхности Земли до температуры ниже 100 °С, т. е. 3,3—3,2 млрд. лет назад; другие океаны образовались позже, в связи с раздвиганием континентальных плит.

Тектонические движения земной коры

Под тектоническими движениями понимается перемещение вещества, отражающее развитие земной коры и глубинных оболочек нашей планеты. Они делятся на современные, новейшие

и движения более раннего времени, или древние. Современные движения устанавливаются по показаниям приборов, данным истории, археологии либо по фиксируемым изменениям в рельефе. Новейшие движения теснейшим образом связаны с формированием современного рельефа. Их нижняя возрастная граница не имеет определенной датировки, однако она совпадает с началом неогенового периода.

Все три вида движений — современные, новейшие и древние — составляют непрерывную цепь, отображающую события как бы в разных масштабах и поэтому с различной степенью детальности. Подробности, отчетливо устанавливаемые при изучении современных движений, расплываются при анализе новейших и совершенно не улавливаются при реконструкции древних движений.

Современные и новейшие движения характеризуются скоростями и траекториями перемещения каких-либо точек или линий, выбранных на поверхности Земли или на глубине. При восстановлении древних движений широко используются принцип актуализма, фациальный анализ, изучение мощностей.

Современные и новейшие движения очень сложны. В тех случаях, когда они хорошо изучены, выясняется, что маркированные точки или линии имеют неравномерные скорости перемещения и нередко петлеобразные траектории с вертикальными и горизонтальными составляющими. Однако при всей сложности перемещений всегда удается выделить для отдельных регионов преимущественно вертикальные или преимущественно горизонтальные движения. При этом имеется в виду общая, осредненная направленность движений за более или менее длительный отрезок геологического времени.

При характеристике вертикальных движений за уровень отсчета обычно принимается поверхность Мирового океана, хотя надо иметь в виду, что в зависимости от состояния атмосферы (эпохи оледенения и др.) он может колебаться в пределах до 150 м.

Данные о вертикальных составляющих тектонических движений весьма достоверные. Средние скорости новейших движений в орогенных поясах составляют 0,3 мм/год, а на платформах — 0,05 мм/год. Реальные скорости современных движений на один порядок выше, что объясняется присутствием в них элементов возвратно-поступательного характера. Из схемы соотношения различных типов вертикальных движений (рис. 285) видно, что при расчете скоростей новейших движений не улавливаются детали перемещений, свойственные современным движениям, а при расчете скоростей древних движений устанавливается только результирующая амплитуда (R). Так как за один и тот же промежуток времени результирующие амплитуды всех трех видов движений равны, а длина расчетных траекторий различна, скорости новейших движений оказываются меньшими, чем современных, а древних — меньшими, чем новейших. Подсчеты средних скоростей движений для отдельных отрезков времени в позднем протерозое, раннем и позднем палеозое, мезозое и кайнозое с учетом указанных

выше условий их определения, а также геологических данных показывают систематическое увеличение абсолютных амплитуд от древних этапов развития земной коры к молодым, что позволяет в общих чертах говорить о возрастании скоростей и амплитуд вертикальных движений в рамках геологического времени.

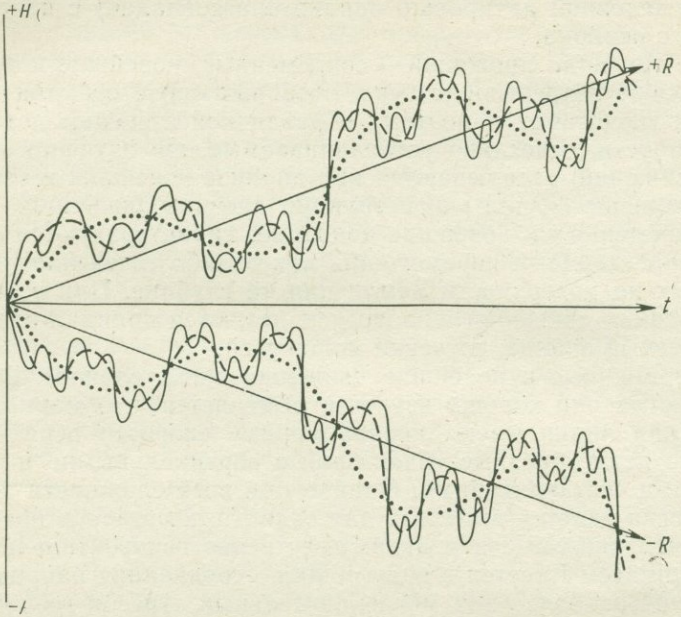


Рис. 285. Схема соотношения современных (сплошная линия), новейших (пунктирная линия) и древних (точечный пунктир) вертикальных тектонических движений.

$+H$, $-H$ — направления изменения положения земной поверхности с течением времени t; $+R$ — результирующая амплитуда положительных; $-R$ — отрицательных вертикальных движений

Неоднократно делались подсчеты возможных максимальных амплитуд вертикальных движений. Учитывая размах современного рельефа на нашей планете от высочайших горных вершин до дна океанических желобов, составляющий около 20 км, высказано предположение о том, что эта цифра и является предельной для вертикальных перемещений земной коры.

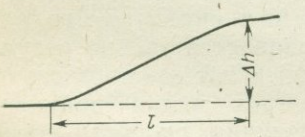


Рис. 286. Схема, поясняющая значение градиента скорости движений.

l — расстояние по горизонтали; Δh — приращение амплитуды вертикальных движений за определенный отрезок времени

При сравнении вертикальных движений в геосинклинальных и платформенных областях устанавливается различие не столько в их скоростях, сколько в градиентах скоростей (рис. 286). Послед-

ним называется изменение скорости движений, приходящееся на единицу расстояния (при неизменности направления):

$$(\text{grad } V)_m = \frac{\Delta h}{tl} = \frac{\Delta V}{l} \text{ см/см} \cdot \text{год}, \qquad (17)$$

где m — среднее значение градиента за интервал времени; Δh — величина вертикального перемещения точки; l — расстояние; t — время; V — скорость.

В связи с тем, что на платформах вертикальные движения одинаковой интенсивности и одинакового знака охватывают огромные территории, градиенты скоростей на их территории в сотни и тысячи раз меньше, чем в подвижных поясах.

ТАБЛИЦА 5

Классификация основных типов тектонических движений

Тип движений	Глобальные движения, охватывающие всю планету	Верхнемантийные движения, охватывающие верхнюю мантию	Коровые движения, охватывающие земную кору
Существенно горизонтальные	Различные скорости вращения ядра и оболочек	Глубинные разломы, тепловая конвекция, дрейф континентов	Линейные складки, надвиги, покровы, раздвиги
Существенно вертикальные	Ротационные и космические явления Эволюция вещества, температурные изменения, космические явления	Уплотнение и разуплотнение вещества в астеносфере Основной магматизм Изостазия	Глыбовые и диапировые складки Гравитационные смещения Магматизм

Работы по изучению современных горизонтальных движений начаты недавно. Помимо повторных геодезических измерений первые результаты дают созданные для этой цели в горных областях специальные геодинамические полигоны. При определении глобальных расстояний большое значение могут иметь спутники Земли и фотозенитные установки.

Современные скорости смещения по крупным сдвигам в Калифорнии составляют 2 см/год при средних скоростях за четвертичный период 0,6 см/год. Раздвиг Красноморского рифта происходит со средней скоростью около 1 см/год. Измерения горизонтальных смещений хребта Петра Первого в сторону Гиссарского по повторным измерениям на геодинамическом полигоне также составляют 2 см/год.

Как отмечалось выше, суммарная амплитуда смещения по сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии, начиная с позднеюрского времени до голоцена, составляет 580 км; по сдвигу Грейт-Глейн в Шотландии 110 км; горизонтальные смещения по трансформным разломам в океаническом дне достигают 1000 км и более.

Достоверность приведенных цифр подкреплена анализом геологических, геофизических и географических материалов. Из сравнения скоростей и амплитуд вертикальных и горизонтальных движений устанавливается, что последние на один-два порядка выше. При этом горизонтальным движениям свойственны не только линейные, но и вращательные перемещения земной коры. Например, Великобритания, на основании палеомагнитных данных, за последние 200 млн. лет развернулась по часовой стрелке на 30° и одновременно сместилась к северу.

Тектонические движения следует рассматривать не только в их конкретном выражении, но и с позиций влияния на формирование земной коры и условий возбуждения.

Этой цели наиболее полно отвечает классификация, предложенная В. Е. Хаиным и приведенная в табл. 5 с некоторыми изменениями. Движения делятся на существенно горизонтальные и существенно вертикальные. По глубине источников возбуждения и сфер проявления они делятся на глобальные, верхнемантийные, коровые и поверхностные*.

Глобальные движения охватывают весь земной шар от ядра до поверхности. Верхнемантийные движения зарождаются ниже подошвы земной коры. Они распространяются на значительные сегменты земной коры, по площади соизмеримые с геосинклинальными областями. Коровые движения проявляются в земной коре и особенно интенсивно выше раздела Конрада. Расположенный ниже базальтовый слой по свойствам значительно ближе к верхней мантии, чем к вышележащему гранитному слою.

Коровые движения обусловлены перемещениями магмы, нарушениями изостатического равновесия, неустойчивостью земного магнитного поля, перемещениями и поворотами крупных частей континентов. С коровыми движениями генетически связаны основные линейные, складчатые и разрывные деформации.

Оценивая роль отдельных типов тектонических движений в формировании земной коры, следует отказаться от признания ведущей роли вертикальных либо горизонтальных движений. Нельзя считать один из этих видов движений первичным, а второй — вторичным, производным от первого. Оба вида — вертикальные и горизонтальные движения — имеют свое происхождение, хотя они и тесно взаимосвязаны, а в определенных формах могут иметь и одинаковое происхождение.

Вертикальными движениями обусловлено распределение на поверхности Земли областей денудации и осадконакопления. Эти движения сопровождают магматические процессы, гравитационные явления, образование разнообразных форм складок и разрывов.

Горизонтальные движения вызываются многими причинами. Большое значение имеют нарушения ротационного режима планеты. Существуют обоснованные предположения о различных скоро-

* Поверхностные экзогенные движения не рассматриваются.

стях вращения ядра и оболочек земного шара. В зарубежной литературе большим вниманием пользуется гипотеза конвекционных тепловых потоков, направленных от океанических срединных хребтов под континенты и вызывающих перемещение последних, подобно движениям лент конвейера. С горизонтальными движениями связывается образование складчатых и разрывных структур в геосинклинальных областях и, возможно, формирование магм.

При всем разнообразии причин, вызывающих движения земной коры, нельзя не отметить, что основные энергетические уровни возбуждения вертикальных и горизонтальных движений находятся, вероятно, за пределами литосферы, в верхней мантии (астеносфере?). Вместе с тем нельзя не учитывать тех изменений, которые непрерывно происходят во всех трех слоях земной коры. Общая направленность развития коры определяется, по-видимому, главным образом процессами, протекающими в мантии, которые находят отражение в земной коре и к которым земная кора непрерывно приспосабливается посредством конструктивных и деструктивных процессов.

Следует сказать несколько слов о термине «колебательные движения».

Введенный в 1855 г. А. Д. Озерским для движений, приводящих к смене состава осадков, накапливающихся в море, этот термин стал широко применяться в 50-е годы нашего столетия и позже, после работ В. В. Белоусова, для характеристики вертикальных движений земной коры. Сравнение вертикальных тектонических движений с равномерными возвратными движениями маятника нельзя считать удачным, так как тектонические движения в отличие от колебаний маятника, будучи обратимыми, имеют возвратно-поступательный характер, и обладают общей определенной направленностью, выдерживающей свой знак на протяжении десятков и сотен миллионов лет. Это хорошо видно на примере Балтийского щита, поднимавшегося на протяжении всего фанерозоя, или Прикаспийской впадины, прогибавшейся в позднем палеозое, мезозое и кайнозое.

Общие сведения о формациях

Учение о формациях является основной базой для тектонических, палеотектонических построений и реконструкции истории развития земной коры. Созданное Н. С. Шатским в 40-х годах нашего столетия, оно нашло широкое применение при анализе размещения многих видов полезных ископаемых.

Каждая из формаций имеет отличительные диагностические признаки, но основное значение для анализа формаций имеет их тесная связь с определенными тектоническими режимами.

По Н. С. Шатскому, каждая из формаций характеризуется областью распространения, мощностью, сходством генезиса слагающих пород, связью с определенным тектоническим режимом и отношением к прилегающим формациям в вертикальных и латераль-

ных разрезах. Эти положения в полной мере применимы к осадочным формациям и в несколько меньшей степени к формациям вулканогенных пород. В отношении тектонических обстановок времени образования интрузивных формаций все еще остается очень много неясного, и поэтому эта группа формаций ниже только упоминается.

При выделении формаций руководствуются следующими критериями: сходством условий образования пород (осадочные, обломочные, хемогенные, вулканические формации); сходством в составе пород (формация органогенных известняков, хемогенных известняков, глауконитовая формация); связью с тектоническими режимами (геосинклинальные, платформенные формации), с климатическими условиями (формации аридных и гумидных областей); мощностью как показателем амплитуд вертикальных движений; приуроченностью к формациям определенных видов полезных ископаемых (угленосные, эвапоритовые формации).

Некоторые из формаций настолько характерны для определенных тектонических режимов, что получили название индикаторных. Примером может служить молассовая формация, являющаяся индикаторной для орогенной стадии развития земной коры.

В формациях выделяются главные члены, определяющие их состав, и дополнительные. Например, в терригенном флише могут присутствовать прослои сидеритов, являющиеся дополнительным, необязательным членом его состава.

Отдельные формации не имеют соподчиненного со смежными формациями объема, который может быть весьма различен как по мощности, так и по занимаемой площади. Формации, парагенетически связанные друг с другом, объединяются в формационные ряды, отражающие единство тектонических условий тех или иных этапов развития земной коры (ряд ортогеосинклинальных или ряд орогенных формаций). Ряды, в свою очередь, составляют формационные группы (группы формаций шельфовых или глубоководных частей океанического дна, группы гумидных и аридных формаций).

Наиболее общее деление формаций может быть поставлено в прямую связь с тектоническими режимами. На этом основании выделяются: группа геосинклинальных и группа платформенных формаций, свойственные основным структурным элементам — геосинклинальным и платформенным областям; геосинклинальные и геоантиклинальные ряды, ряды срединных массивов, краевых прогибов и т. д.

Вулканогенные формации классифицируются по основности слагающих их пород. Выделяются формации ультраосновного, основного, среднего, кислого и щелочного состава. Нередко в одних и тех же толщах без стратиграфического перерыва накапливаются вулканиты широкого диапазона от основных до кислых. Такие формации называются контрастными. Если в толще преобладают вулканиты двух, но не соседних категорий по основности (например, базальты и риолиты), формации называются бимодальными.

Особое место занимает вулканогенная кислая игнимбритовая формация, образующаяся при выпадении пепла из огромных «палящих туч», обладающих температурой во многие сотни градусов. На земной поверхности туфы свариваются и частично раскристаллизовываются. Большое значение при анализе вулканогенных формаций имеют парагенетические связи вулканитов с морскими или континентальными породами.

Интрузивные формации, как и вулканогенные, делятся по основности. Следует иметь в виду, что при определении интрузивной природы ультрабазитов необходимо быть предельно внимательными, так как они обычно превращены в серпентиниты, а последние благодаря своей пластичности легко перемещаются из мест своего образования в участки с меньшим давлением в виде протрузий.

Большое значение при характеристике интрузивных формаций имеют глубина и тектоническая обстановка времени их образования. Абиссальные интрузии более или менее однотипны и формируются в течение длительного времени, растягивающегося на десятки тысяч и даже миллионы лет. Условия формирования гипабиссальных интрузий весьма различны. Основные гипабиссальные интрузии обычно появляются в обстановке сжатия; напротив, формации кислых и щелочных гипабиссальных («малых») интрузий и сопровождающие ее дайковые пояса образуются при общем растяжении земной коры.

Первичные формации в метаморфических породах выявляются с большим трудом и требуют специальных исследований. Чаще геологи ограничиваются констатацией фаций метаморфизма, но в специальных руководствах разработаны многочисленные методы, позволяющие устанавливать исходный состав пород.

Глава 19

ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТОИДЫ, ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ И ПАРАГНЕЙСОВЫЕ ПОЯСА, СТРУКТУРЫ ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫХ ЧЕХЛОВ

В земной коре, сформировавшейся в палеохроне (3,9—1,6 млрд. лет), выделяются четыре структурных комплекса: древнейшие гранитоиды, зеленокаменные пояса, парагнейсовые пояса и протоплатформенные чехлы.

Образовавшийся в палеохроне гранитно-метаморфический фундамент распространен на всех континентах, что помимо его выходов на поверхность подтверждается данными глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и отчасти бурением. Как показывает ГСЗ, гранитно-метаморфическое основание присутствует не только на всех континентах, но и под островными архипелагами типа Японских островов и представляет собой фундамент, на котором в неохроне развивались геосинклинальные системы и складчатые пояса. Отсутствие «гранитного слоя» в современной структуре кон-

тинентов устанавливается только во внутриконтинентальных глубоководных впадинах (Средиземноморской, Черноморской и др.), в рифтах (Красноморском) и во внешних акваториях окраинных морей.

Относительно значения гранитно-метаморфического слоя в развитии земной коры высказывались различные мнения. Г. Штилле относил время его формирования к протогею, который он противопоставлял неогею. Границу между протогеем и неогеем Г. Штилле проводил между нижним и средним протерозоем, указывая, что тектоника неогея коренным образом отличается от структурного плана протогея и имеет наложенный характер.

А. В. Пейве и В. М. Синицын рассматривали гранитно-метаморфический слой в качестве сплошного сиалического основания, развитого на всех континентах. Эти представления впоследствии многими геологами положены в основу геологической интерпретации данных ГСЗ, хотя А. В. Пейве в последнее десятилетие стал придерживаться иных взглядов.

Гранитно-метаморфический слой залегает на более раннем базальтовом слое, строение и состав которого до сего времени изучены далеко не достаточно. Бурение глубокой Кольской скважины, в которой предполагалось встретить базальтовый слой на глубине 7 км, показало, что на глубинах 7—8 км породы гранитно-метаморфического слоя обладают упругими свойствами и скоростями прохождения сейсмических волн, характерными для базальтового слоя. Однако само существование последнего под океаническим дном и гранитно-метаморфическим слоем на континентах подтверждается как прямыми наблюдениями, так и данными бурения.

Древнейшие гранитоиды. Области, сложенные древнейшими гранитоидами с возрастом 3,9—3,6 млрд. лет, распространены на всех континентах, слагая до 50—80% площадей выхода на поверхность пород раннего докембрия. Гранитоиды принадлежат к кварц-полевошпатовым породам тоналит-трондьемитового ряда (гранодиоритам), нередко в литературе объединяемым под общим названием «серых гнейсов». Строение серых гнейсов сложно. Они образуют плутоны, массивы, штоки или переслаиваются с амфиболитами. Последние рассматриваются как первичные вулканогенные образования или как дайки базитового состава. Крупные массивы серых гнейсов обычно разбиты более поздними разломами, расчленяющими их на отдельные блоки самой различной формы.

По данным П. М. Горянинова, изучавшего древнейшие гранитоиды на Кольском полуострове, в серых гнейсах развиты пологие складки и моноклинальные чешуи, нередко бескорневые с явными признаками реликтовой субгоризонтальной гетерогенности, более ранней, чем крутая «кольская» гнейсовидность.

Контакты гнейсов с вышележащими железорудными и зеленосланцевыми толщами повсеместно тектонические. Вблизи контакта гнейсовидность проявлена резче: здесь наблюдаются зоны катаклаза, милонитизации, метасоматоза и линейные коры выветривания, свидетельствующие о длительной, наложенной на гнейсы

тектонической активности. Вместе с тем контуры глыб серых гнейсов контролируют границы более поздних структурно-фациальных хемогенно-седиментационных зон, нигде их не пересекая, и, в свою очередь, прорываются всеми установленными на Кольском полуострове интрузивными породами, начиная от микроклиновых гранитов до габбро-амфиболитов и пироксенов. В гнейсах не встречено каких-либо ксенолитов или будин амфиболитов и других пород, но они участвуют в более поздних движениях, вызывающих появление своеобразной крупной складчатости и метаморфической зональности в парагнейсовых и зеленокаменных поясах, приобретая при этом вид валов, линз и бескорневых складок.

Во многих областях развития серых гнейсов устанавливаются и другие, одновозрастные или немного более молодые породы с иными минеральными ассоциациями. Так, в Западной Гренландии известны микроклиновые очковые гнейсы, имеющие возраст 3,8—3,6 млрд. лет, и рвущие тоналиты. В Западной же Гренландии установлены толщи железистых кварцитов с возрастом 3,76 млрд. лет, являющихся, возможно, метаморфизованным протоэлювием, развившимся по более древним тоналитам. Описаны также интрузивные контакты между тоналитами и коматиитами — древнейшими вулканитами ультраосновного состава.

В некоторых работах переслаивание серых гнейсов с амфиболитами принимается за доказательство вторичного происхождения серых гнейсов, образовавшихся за счет метаморфизма грауваккоаркозовых отложений. Отмечается также тектоническое переслаивание серых гнейсов с амфиболитами.

Возможно, что присутствие метабазальтов в виде амфиболитов среди серых гнейсов отражает базальтоидный вулканизм, сопутствовавший времени образования гнейсов и проявляющийся на всех этапах формирования земной коры от «лунной» стадии до наших дней.

Зеленокаменные пояса*, установленные на всех континентах, образовались на древнейших гранитоидах и развивались в течение почти всего архея, начиная с рубежа 3,5 млрд. лет. В стратиграфических разрезах поясов хорошо различаются два комплекса. В нижнем из них преобладают базальтоидные вулканиты, сменяющиеся вверх по разрезу вулканитами среднего и кислого состава. Среди базальтоидов могут присутствовать ультраосновные пикриты и коматииты. Верхний комплекс образован грауваккo-сланцевыми породами вулканокластического происхождения, с пачками железистых кварцитов и конгломератов, возникших в водной среде. Нередко стратиграфические комплексы повторяются в разрезах.

Все образования зеленокаменных поясов смяты в крутые сжатые изоклинальные складки с продольными зонами интенсивного рассланцевания. Надвиговые и покровные структуры в них редки.

---

* В настоящем и следующем разделе использованы работы К. О. Кратца, А. Б. Вревской, Н. В. Горлова, Ф. П. Митрофанова, А. П. Платунова.

Вдоль краевых частей поясов располагаются многочисленные округлые или овальные интрузивные массивы более поздних гранитоидов и редкие интрузивные массивы ультраосновного и основного состава. Метаморфизм вулканогенно-осадочных образований

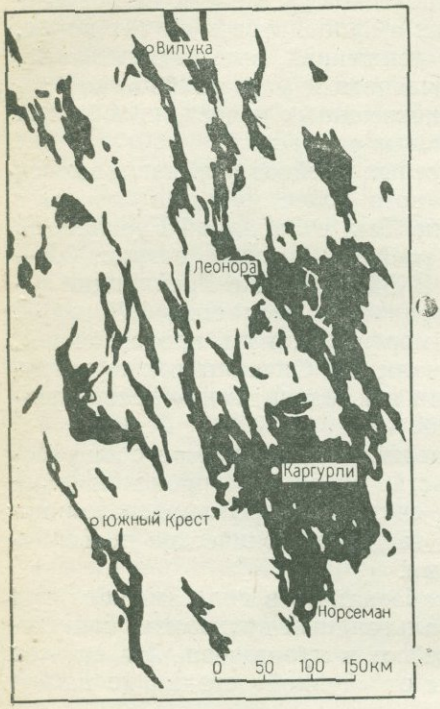


Рис. 287. Очертания зеленокаменных поясов Йилгарнского блока — Западная Австралия, по А. А. Налдрету и А. Р. Турнеру

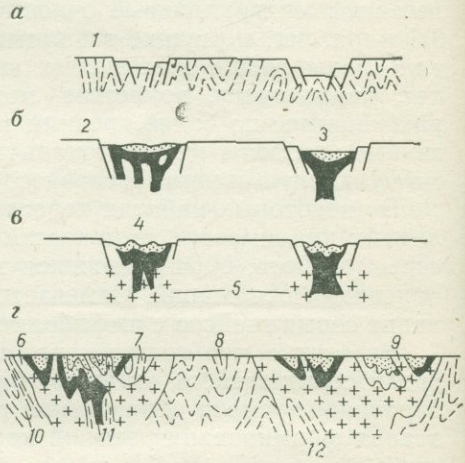


Рис. 288. Предполагаемая схема эволюции архейских зеленокаменных поясов, по Б. Ф. Виндли.

а—г — стадии эволюции.
1 — формация высокометаморфизованных гранитогнейсов; *2* — образование рифтовой долины; *3* — образование протоокеанического рифта; *4* — погружение бассейна, складчатость, слабый метаморфизм; *5* — образование реомобилизованного гранита на глубине; *6* — гранитный экран между зеленокаменным поясом и фундаментом; *7, 8* — области гранитогнейсов фундамента, локально сохранившиеся между зеленокаменными поясами; *9* — поздний интрузивный гранит; *10* — согласный контакт гранитов и гранитогнейсов; *11* — корневые зоны зеленокаменных поясов среди высокометаморфизованного фундамента; *12* — гранитогнейсовые реликты в частично реомобилизованном граните

поясов достигает лишь зеленосланцевой фации, значительно реже амфиболитовой и даже гранулитовой фации.

В плане зеленокаменные пояса состоят из многочисленных неправильной формы участков и линейных поясов, расположенных среди преобладающих по площади более древних гранитоидов (рис. 287). В настоящее время на всех континентах в основании зеленосланцевых толщ установлены участки с базальными конгломератами, состоящими из гальки и валунов более древних гранитоидов, что свидетельствует о заложении поясов на развитом сиа-

лическом слое. Перерыв между временем заложения поясов и формированием гранитоидов может достигать сотен миллионов лет.

Одна из возможных схем образования зеленокаменных поясов заключается в следующем (рис. 288).

Ранняя сиалическая гранитоидная кора подвергалась деструкции и дроблению на глыбы. В ослабленные зоны между глыбами коры проникали базальтоидные вулканиты, под тяжестью которых осевые части поясов прогибались, а вулканогенно-осадочный комплекс испытывал неравномерное растяжение и смятие в складки. При относительно небольшой мощности коры и высоком геотермическом градиенте в архее происходила реомобилизация погружающегося сиалического основания и на сравнительно небольшой глубине гранитоиды плавились. Более легкий реомобилизованный гранитный материал преимущественно вдоль краевых частей погружающейся призмы зеленокаменных толщ выжимался вверх в виде округлых и овальных диапировых интрузий, вызывая осложнения ранее возникших складчатых структур, появление в них разрывных надвиговых нарушений и повышенный экзоконтактовый метаморфизм окружающих пород. В позднеархейское время в зеленокаменных поясах появляются завершающие их развитие нормальные калиевые граниты.

До появления водной оболочки накопление кластических толщ и окислов железа происходило в виде «протоэлювия» в условиях интенсивного выветривания под воздействием «паровой» атмосферы, нагретой до нескольких сот градусов. Наиболее ранними из установленных подобных образований являются железистые кварциты в вулканогенно-кластической серии Исуа (Южная Гренландия), имеющие возраст 3760 млн. лет.

После появления водной оболочки (начиная с рубежа 3,3—3,2 млрд. лет), затопившей первичные тектонические впадины, в верхнем комплексе пород зеленокаменных поясов существенное значение имели переотложенный протоэлювий и продукты размыва, сопровождающие эрозионную деятельность.

Формирование и развитие зеленокаменных поясов отражают сложность взаимосвязей эндогенных и экзогенных процессов. В конечном счете к рубежу 2,6 млрд. лет образовались обширные гранит-зеленокаменные области, отразившие прогрессивное утолщение и консолидацию первичной сиалической коры.

Парагнейсовые пояса разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. В отличие от последних в них преобладают осадочные кластические отложения при подчиненном значении вулканитов, преимущественно основного состава. Породы парагнейсовых поясов интенсивно метаморфизованы до амфиболитовой фации, а местами превращены в гранулиты. В их основании, как и в зеленокаменных поясах, располагаются раздробленные на отдельные глыбы древнейшие гранитогнейсы.

В основании стратиграфических разрезов залегают эпиконтинентальные кварцито-песчаники и галечники, сменяющиеся выше мощными, нередко ритмично-слоистыми граувакко-глинистыми и

песчано-глинистыми толщами с горизонтами карбонатных пород, превращенными в различного состава кристаллические сланцы и гнейсы. Вулканитов немного, но они встречаются по всему разрезу. Общая мощность пород может достигать 10—12 км.

В парагнейсовых поясах развит интенсивный гранитоидный магматизм; ультраосновные и основные интрузии редки. Ранние гранитоиды имеют гранодиоритовый и адамелитовый состав, позд-

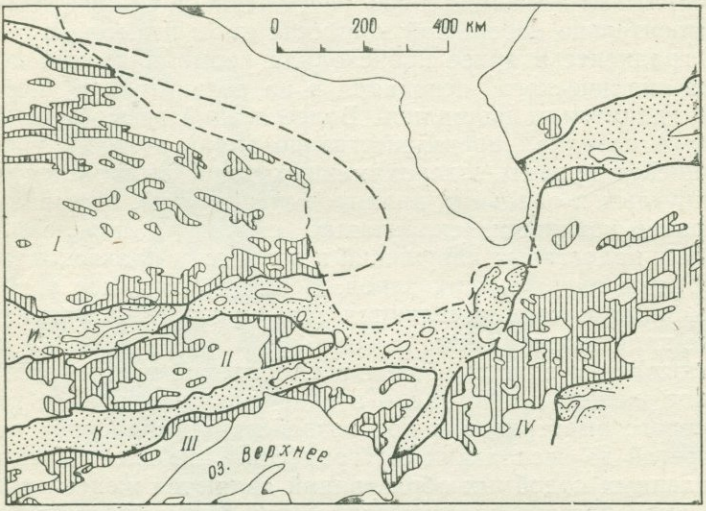


Рис. 289. Гранит-зеленокаменные области (*I* — Беренс, *II* — Вабигон, *III* — Вава, *IV* — Абитиби) и парагнейсовые пояса (*И* — Инглиш-Ривер, *К* — Кветико) провинции Онтарио (Канада), по А. М. Гудвину

ние принадлежат к калиевым гранитам и мигматитам. С гранитизацией связано и появление в поясах гранулитовых фаций.

Тектоника поясов весьма разнообразна. Некоторым из поясов свойственна мозаично-петельчатая структура с многочисленными округлыми и овальными гранитогнейсовыми куполами и зажатыми между ними узкими извилисто-изгибающимися участками парагнейсов и сланцев. В других поясах развита четко выраженная линейность тектонических структур с надвигами и покровами (см. ниже). Местами гранитоиды основания вклиниваются между сложно дислоцированными гнейсово-сланцевыми толщами (рис. 289).

Периоды наиболее интенсивного образования парагнейсовых поясов охватывают интервалы 3—2,6 и 2—1,6 млрд. лет.

Структуры протоплатформенных чехлов. В результате становления парагнейсовых поясов процесс кратонизации земной коры продолжал прогрессировать и привел к появлению первых щитов фундаментов будущих платформ, дальнейшее развитие которых

происходило в условиях, очень близких к платформенному режиму фанерозоя, но имело и ряд существенных отличий, что дало повод относить эти первичные платформенные чехлы к протоплатформенным.

Следует отметить, что условия, в которых развивались зеленокаменные и парагнейсовые пояса, имеют много общего с геосинклинальным режимом неогея и в некоторых работах рассматриваются как «протогеосинклинальные».

Древнейшие платформенные чехлы прикрывают поверхности архейских массивов и развивались в течение всего раннего протерозоя. Они имеют ограниченное распространение в пределах отдельных прогибов фундамента и могут достигать мощности многих километров.

Породы чехла состоят из продуктов размыва кристаллического основания преимущественно кварцитов, песчаников, глинистых пород, с пачками конгломератов и горизонтами карбонатных пород. Все образования смяты в складки под влиянием блоковых перемещений фундамента и метаморфизованы до зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации. Среди чехла распространены пачки различных по составу вулканитов, массивы гранитоидов и реже габброидов. Следует отметить, что формирование протоплатформенного чехла происходило одновременно с развитием парагнейсовых поясов, но в иных тектонических условиях.

М. В. Муратов указывает, что по возрасту и условиям образования в составе протоплатформенного чехла всех континентов четко выделяются два достаточно хорошо выраженных комплекса. Нижний из них (возраст 2,6—1,8 млрд. лет) характеризуется большим разнообразием слагающих его осадочных и вулканогенных толщ, сложностью их дислоцированности и мощностью до нескольких километров. Он заполняет в фундаменте большие депрессии, ограниченные разломами, и сопровождается различными по составу интрузивными телами, образуя сложную глыбово-складчатую структуру.

Типичный нижний комплекс развит в Забайкалье в Кодаро-Удоканском прогибе, имеющем 150 км в длину и 50 км в ширину, возникшем вдоль системы крупных разломов в фундаменте. В основании стратиграфического разреза прогиба залегают слюдяные сланцы, кварцевые песчаники и редкие прослои мраморов; выше располагаются песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами, и мощный горизонт карбонатных пород. Венчается разрез конгломератами, филлитами и алевролитами. Весь комплекс пород, имеющий мощность более 10 км, смят в пологие брахиформные складки, усложненные вблизи крупных разрезов.

Большую роль в строении прогиба играет огромный гранитоидный лакколит, прорывающий складчатый комплекс. На Восточно-Европейской платформе к нижнему комплексу протоплатформенного чехла относятся курская и криворожская серии.

Верхний комплекс протоплатформенного чехла имеет меньшую мощность и более простое строение. Время его образования охва-

тывает от 2 до 1,6 млрд. лет. Комплекс широко распространен в Карелии. На побережье Онежского озера он сложен серыми и красными кварцитами и аркозовыми песчаниками с прослоями глинистых пород, имеющих континентальное речное и дельтовое происхождение и мощность, превышающую 1 км. Залегают породы спокойно, выполняя глубокую грабенообразную впадину.

Глава 20

СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Строение земной коры, сформировавшейся в неохроне, охватывающем весь отрезок времени от позднего протерозоя (1,6 млрд. лет) до современности, изучено относительно полно. Ее развитие распадается на отдельные геотектонические этапы, последовательно сменяющие друг друга. В пределах континентов основная направленность в формировании земной коры заключается в последовательном сокращении площадей, развивающихся в условиях геосинклинального режима и расширения платформ.

Каждому геосинклинальному этапу свойственна определенная последовательность событий: накопление геосинклинальных формаций, складчатость, магматизм, минерагения.

В неохроне принято выделять шесть сменяющих друг друга этапов: готский с возрастом 1400—1350 млн. лет; гренвильский — до 1000—950 млн. лет; байкальский, охватывающий поздний рифей, венд и иногда ранний и часть среднего кембрия; каледонский — продолжающийся до конца силура или до среднего девона; герцинский — до конца перми, иногда до среднего триаса; раннеальпийский (киммерийский), продолжающийся до ранней или средней юры; позднеальпийский, продолжающийся до настоящего времени. В Тихоокеанском сегменте земной коры выделяются мезозойский этап, охватывающий триас — ранний мел, и кайнозойский — поздний мел — настоящее время.

Границы между этапами резкие и выражены сменой формаций, региональными и тектоническими несогласиями. Однако временные рубежи между этапами в различных регионах земной коры могут заметно смещаться. Так, каледонский этап может начаться и в венде, и с позднего кембрия; герцинский этап может продолжаться до конца перми и до среднего триаса. Вместе с тем в некоторых областях, например на Таймыре, развитие в течение всего палеозоя происходило в одном тектоническом плане без разделения на каледониды и герциниды.

Основные процессы в геосинклинальных этапах протекают в определенной последовательности, хотя и неравномерно во времени и в пространстве. Широкое осадконакопление и вулканизм по мере развития этапа локализуются в отдельных прогибах; основная складчатость формируется в заключительные стадии каждого из этапов; наиболее интенсивный интрузивный магматизм приурочен к концу этапа.

После каждого геотектонического этапа в регионах проявления геосинклинального процесса на древнем фундаменте формируется этаж складчатых структур, при этом ранее образовавшаяся кора подвергается значительному раздроблению и разрушению (деструкции).

Тектонические структуры неохрона коренным образом отличаются от направления складчатых комплексов палеохрона, накладываясь на них резко несогласно. В противоположность этому складчатые сооружения, формирующиеся в отдельные геотектонические этапы неохрона, в большинстве регионов имеют общие направления и развиваются унаследованно.

Общий результат направленного развития земной коры в неохроне — разрастание на континентах областей с платформенным режимом развития и вовлечение части окраин океанов в геосинклинальный процесс.

Причину смены геосинклинального режима платформенным вероятнее всего следует видеть в тепловом состоянии астеносферы, а возможно, и всей верхней мантии. Повышение температуры в подкорковых оболочках приводит к активизации тектонических движений и магмообразования как в астеносфере, так и в нижних частях земной коры; понижение температуры опускает уровень магмообразования до астеносферы и ослабляет интенсивность движений. Первые условия свойственны геосинклинальному режиму, для которого особенно характерен кислый магматизм, практически отсутствующий на платформах; при вторых условиях развиваются платформенный режим и только основной трапповый магматизм.

А. Д. Архангельский указывает, что областям земной коры, в пределах которых развивается геосинклинальный процесс, свойственна особо интенсивная и многообразная подвижность. Вертикальные тектонические движения в этих областях имеют относительно большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением земной коры на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной скоростью и иногда в разных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков вызывают распадение геосинклинальных областей на впадины и поднятые глыбы, что обусловливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который характерен для геосинклинального режима. Особенно характерны горизонтальные движения, обусловливающие возникновение складчатых структур и разрывов в слагающих их породах. Геосинклинальным областям свойственно также широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной форме. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах (в море или на суше) совершается весьма интенсивно, и в них накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород.

После завершения геосинклинального процесса на месте геосинклинальной области возникает складчатая область. При этом одни из них уже на ранних геотектонических этапах переходят в

платформы, например Урало-Тяньшаньская геосинклинальная область, превратившаяся в платформу в конце палеозоя, в то время как другие, как, например Кавказская геосинклинальная система, в течение всех геотектонических этапов представляли собой подвижную область, и процесс геосинклинального развития там еще не закончен.

В геотектоническом этапе различаются две стадии, резко отличающиеся режимом своего развития. Ранняя из них получила название главной, или ортогеосинклинальной, а поздняя — заключительной, орогенной, или эпигеосинклинальной орогенной. Ортогеосинклинальному развитию свойственны все черты геосинклинальных областей и характерный ряд геосинклинальных формаций, но особенно резко выражена линейная складчатость, сформированная под воздействием горизонтальных движений земной коры.

Орогенный комплекс имеет структурный план, отличный от ортогеосинклинального, и отделен от последнего резким несогласием.

При орогенном режиме также образуются специфические формации; тектонические движения земной коры имеют преимущественно вертикальное направление, а возникшая складчатость имеет глыбовое и брахиформное строение.

Наиболее полно орогенные структуры развиваются в геосинклинальные этапы, предшествующие становлению платформенного режима. Нередко время их формирования может охватывать весь геотектонический этап, как это имеет место в западной части Центрального Казахстана, где герцинские ортогеосинклинальные структуры отсутствуют, но широко распространены эпикаледонские орогенные, развивавшиеся в течение позднего палеозоя.

При «сквозном» геосинклинальном развитии, охватывающем несколько геотектонических этапов, орогенные структуры в «промежуточные» геосинклинальные этапы могут не возникать или быть слабо выраженными.

Структуры ортогеосинклинальной стадии

Формации. Ортогеосинклинальному режиму свойственна такая последовательность формаций.

В основании располагается вулканогенная кератофир-спилит-диабазовая формация, образующаяся в морских условиях при растяжениях и прогибании земной коры; выше лежит яшмово-кремнистая формация, сложенная яшмами с подчиненным количеством песчаников, туфов и глинистых сланцев; далее следует грауваккова я формация, состоящая из чередования граувакковых песчаников, сланцев и небольшого объема вулканогенных и кремнистых пород; выше — аспидная формация (глинистых сланцев, филлитов); карбонатная формация и разнообразная по составу флишевая формация.

Указанная последовательность формаций может несколько нарушаться, особенно в нижней части ряда.

Эффузивные формации сосредоточены преимущественно в нижних формациях. Вслед за основной формацией в яшмовой и граувакковой появляются эффузивы среднего, а нередко и кислого состава — и вулканизм приобретает контрастный характер. Верхние формации ортогеосинклинального ряда обычно лишены эффузивов.

Интрузивные формации появляются одновременно с ранними формациями. Это небольшие интрузии ультрабазитов (а также протрузии) и габбро, сменяющиеся во время накопления граувакковой и аспидной формаций образованием крупных массивов гранодиоритов и плагиогранитов; с верхними формациями сопряжено становление интрузивных массивов нормальных гранитов.

Нередко кератофир-спилит-диабазовую формацию в сочетании с яшмовой и прорывающими их интрузиями ультрабазитов, обычно превращенных в серпентиниты, и габбро называют офиолитовой * формацией или офиолитовой ассоциацией пород.

Структуры складчатых областей. Главными структурными элементами, образующимися при ортогеосинклинальном режиме, являются следующие: геосинклинальные и складчатые области; геосинклинальные и складчатые системы, геосинклинали, геоантиклинали, синклинории, антиклинории и структуры, свойственные не только геосинклинальным областям, но и другим, однако по своему генезису и строению тесно связанным со складчатыми комплексами; глубинные разломы и покровы.

Геосинклинальные области охватывают пространства, разделяющие смежные платформы. Примерами могут служить герцинская геосинклинальная область, располагавшаяся в герцинском геотектоническом этапе между Восточно-Европейской и Сибирской платформами; альпийская геосинклинальная область, ограниченная на юге Индийской и Африканской платформами, а на севере огромным Европейско-Азиатским платформенным массивом. В процессе развития геосинклинальные области превращаются в складчатые области (Урало-Тяньшаньская герцинская складчатая область и др.).

Геосинклинальные области расчленяются на подчиненные по размерам структуры: геосинклинальные системы. Так, например, в Урало-Тяньшаньской области выделяются Уральская, Тянь-шаньская и другие системы. Геосинклинальные системы охватывают Большой Кавказ, Горный Крым и т. д. Результатом развития геосинклинальных систем является превращение их в сложные складчатые сооружения — мегантиклинории (Уральский, Большого Кавказа, Горного Крыма и др.) и мегасинклинории (Курильско-Рионский, Верхоянский и др.).

Геосинклинальные системы распадаются на отдельные геосинклинали и геоантиклинали. К геосинклиналям относятся прогибы, испытывающие длительное погружение, в результате которого в них накапливаются мощные толщи осадочных и вулканогенных пород. Форма геосинклиналей различна. Широко распро-

* Офиолитовый от греч. «офис» — змея.

странены узкие длинные трогообразные геосинклинали с резким преобладанием длины над шириной. Примером таких структур может служить геосинклиналь зеленокаменной полосы Урала. Нередки геосинклинальные прогибы угловатой или овальной формы: палеозойская Зилаирская геосинклиналь на Урале, мезозойская Качинская геосинклиналь в Крыму и др.

Таким образом, геосинклинали в своем развитии характеризуются следующими чертами: преобладанием отрицательных вертикальных движений над положительными; большими мощностями осадочных и вулканогенных толщ; преимущественным развитием тонкообломочных пород; полнотой стратиграфического разреза без длительных перерывов и резких несогласий (рис. 290).

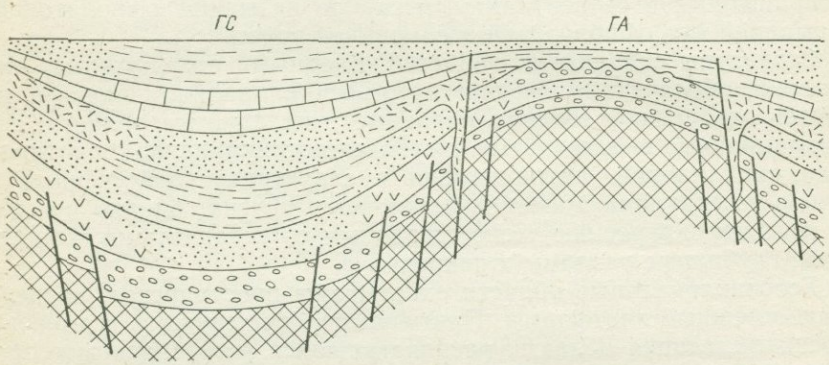


Рис. 290. Схема сопоставления осадочных и вулканогенных формаций в геосинклинали (*ГС*) и геоантиклинали (*ГА*). Жирные линии — разрывы

Геоантиклинали по своему строению являются структурами, противоположными геосинклиналям. Они отделяют одну геосинклиналь от другой и граничат обычно по крупным разломам. Примером линейно вытянутой геоантиклинали может служить система Уралтау в каледонский и герцинский этапы развития; овальной геоантиклинали — системы Чингизтау (Казахстан) в герцинский геотектонический этап.

Геоантиклиналям в отличие от геосинклиналей свойственны: преобладание положительных движений над отрицательными; меньшие мощности осадочных и вулканогенных толщ; преимущественное развитие грубообломочных пород; сокращенные разрезы с частыми перерывами и несогласиями (см. рис. 290).

В линейных геосинклиналях и геоантиклиналях слагающие их формации выдержаны по простиранию: нередко одни и те же комплексы пород прослеживаются на многие сотни километров (геосинклиналь зеленокаменной полосы Урала); наоборот, вкрест простирания изменения как в мощности, так и в составе происходят быстро и контрастно.

Нередко отсутствие постепенных переходов между формациями объясняется, по-видимому, вертикальными перемещениями по разрывам земной коры, происходящими на границах между геосинклиналями и геоантиклиналями.

При превращении геосинклинальных областей в складчатые сооружения на местах геосинклиналей и геоантиклиналей возникают *синклинории и антиклинории* (*рис. 291*). *Зеркало складчатости* в синклинориях имеет вогнутую форму. Последним называется условная поверхность, огибающая самые низкие или самые высокие точки расположения одного и того же стратиграфического горизонта в складках. Складки, образующие антиклинорий, имеют

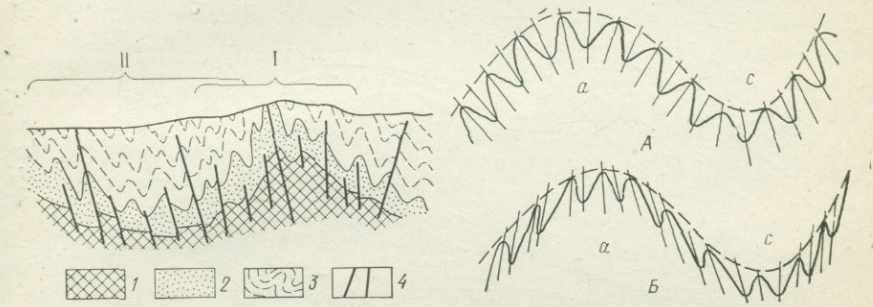


Рис. 291. Антиклинорий (I) и синклинорий (II) в разрезе.
1 — палеозой; *2* — триас; *3* — юра и мел; *4* — разрывы

Рис. 292. Схемы различных видов антиклинориев и синклинориев.
А — схема строения антиклинория (*а*) и синклинория (*с*), сформировавшихся при унаследованном развитии; *Б* — образовавшихся при обращенном развитии. Пунктирная линия — зеркало складчатости

общую форму антиклинали и выпуклое зеркало складчатости. Нередко в осевых частях антиклинориев на поверхности обнажаются структуры более ранних геотектонических этапов.

Синклинории и антиклинории не следует понимать только как определенный порядок расположения составляющих их складок в земной коре. Эти структуры формируются длительное *время и, возникая унаследованным путем соответственно из* геосинклиналей и геоантиклиналей, имеют все указанные выше характерные черты. Другими словами, развившиеся унаследованные синклинории сложены более мощными и более тонкообломочными толщами с более полными разрезами по сравнению с антиклинориями, в которых разрезы резко сокращены по мощности, характеризуются преобладанием грубообломочных пород, многочисленными *перерывами и несогласиями.*

В поперечных разрезах унаследованно развивающихся синклинориев и антиклинориев осевые поверхности складок наклонены в стороны от центральных частей антиклинориев к прилегающим к ним синклинориям (рис. 292, *А*).

Синклинории и антиклинории могут возникать и не только унаследованно, т. е. соответственно из геосинклиналей и геоантиклиналей, но и при обращенном пути развития, при котором из геосинклиналей возникают антиклинории, а из геоантиклиналей — синклинории. В этих антиклинориях, в отличие от унаследованно развивающихся аналогичных структур, осевые поверхности складок наклонены к центральным частям антиклинориев (рис. 292, *Б*).

Складчатость. Вопрос о происхождении и формировании складчатости в геосинклинальных областях — один из самых острых в общей проблеме формирования и развития структур земной коры.

Широко распространено мнение, согласно которому складча-

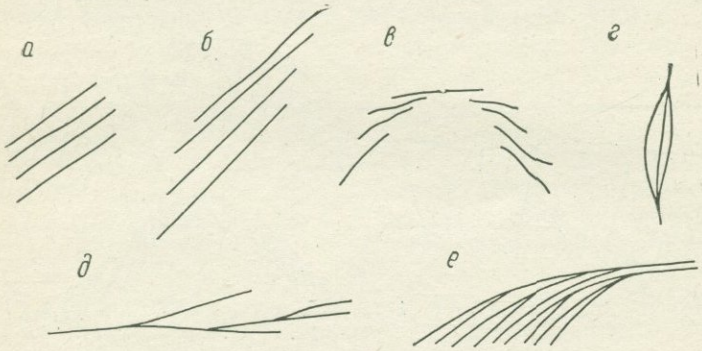


Рис. 293. Наиболее характерное расположение осей складок в геосинклинальных областях

тость не является следствием какой-либо одной причины, а отражает многообразие форм развития земной коры. Складки развиваются в слоистых толщах пород в неодинаковых условиях, с различной интенсивностью как во времени, так и в пространстве, в полной зависимости от конкретного геологического строения отдельных участков земной коры.

Складчатость не представляет собой явления, лишь эпизодически вспыхивающего в земной коре. Процессы складкообразования охватывают как геосинклинальные области, так и платформы, они проявляются повсеместно и непрерывно и являются лишь отражением более общих и глубоких процессов изменения оболочек земного шара и, прежде всего, земной коры и верхней мантии.

Для складчатости, развитой в геосинклинальных областях, В. В. Белоусов и В. Е. Хаин указывают следующие основные признаки: непрерывность в распространении складок, заполняющих все пространство геосинклинальных областей; резкое преобладание линейных складок, причем каждый пучок складок характеризуется определенным простиранием, одинаково меняющимся во всех составляющих его складках; равное развитие антиклинальных и синклинальных складок (в отношении как размеров, так и распространения); горизонтальную направленность движения масс, что проявляется в закономерном и одинаковом на большой

площади наклоне осевых поверхностей; широкое развитие наклонных и опрокинутых складок, осложненных надвигами; частое проявление дисгармонии, обусловленной различиями в физических свойствах пород, а также механизмом образования складок.

На фоне присущей геосинклинальным областям линейности и непрерывности складчатости сочетание отдельных складок в плане может быть различным. М. А. Усов указывает на следующие типы взаимных расположений складок:

а) параллельное (рис. 293, *а*), при котором складки сохраняют взаимное параллельное расположение и изменение их простирания охватывает весь пучок складок. Оно свойственно большей части складчатых сооружений геосинклинальных областей;

б) кулисообразное (рис. 293, *б*), при котором каждая последующая складка вытянута в том же направлении, но сдвинута относительно предыдущей. Кулисообразно расположенные складки широко развиты на западных склонах Южного Урала, в Верхоянье и других областях. Нередко кулисообразные складки разрастаются в обе стороны; образующиеся при этом пучки складок напоминают гирлянды (рис. 293, *в*);

в) при разветвлении осей складок и соединении их вновь через некоторое расстояние образуются миндалевидные пучки складок (рис. 293, *г*);

г) широко развито расщепление крупных складок или их пучков на большое количество мелких складок, сопровождающееся уменьшением их высоты и постепенным затуханием. Такое расщепление носит название виргации складок. Виргация может иметь вид ветвлений с распадением основного ствола на мелкие складки (рис. 293, *д*) или напоминать «конский хвост» (рис. 293, *г*). Виргация последнего вида развита, например, в меловых и кайнозойских отложениях Таджикской депрессии.

Магматизм. Интенсивное появление магматической деятельности как в эффузивной, так и в интрузивной форме составляет одну из самых характерных особенностей развития геосинклиналей областей.

Вулканическая деятельность особенно свойственна начальным стадиям геосинклинальных этапов (офиолитовая и другие, вулканогенные формации), в которые происходит раздробление и растяжение складчатых сооружений, сформированных в предшествующие циклы. Многие разрывы и особенно те, которые оказываются в пределах зон глубинных разломов, являются выводными путями магматических расплавов, дающих начало вулканической деятельности.

Для вулканизма характерно быстрое и неравномерное течение процесса, чередование вспышек, сменяемых периодами покоя, выделение больших количеств газов, которые нередко служат причиной взрывов.

Следует указать на существование определенной связи между очагами землетрясений и современным вулканизмом, на что обратил внимание В. А. Магницкий. Она выражается в том, что все

очаги современных землетрясений, сопровождающих вулканическую деятельность, располагаются на глубине от 50 до 150 км. Эта закономерность очень выдержана и типична и, по мнению В. А. Магницкого, несомненно, является генетической, а не случайным явлением. К этому нужно добавить, что приблизительно на таких же глубинах в мантии (под материками 100—150 км и под океанами 50—100 км) располагается астеносфера, в которой и зарождаются очаги основной магмы при вулканических процессах.

Перемещение огромных масс магматических расплавов на поверхность вызывает прогибание коры над участками оттока магмы, достигающими особенно большой амплитуды в геосинклиналях.

Интрузивный процесс во многом отличается от эффузивного. Внедрение главной массы интрузий совершается во второй половине развития геосинклинального этапа. Большинство исследователей делят интрузии складчатых областей по времени образования на три типа: доскладчатые, соскладчатые и послескладчатые.

Образование ранних, доскладчатых интрузий связано с опусканиями и расколами земной коры в начальные периоды развития геосинклинального этапа. В это время образуются небольшие ультраосновные и основные тела в виде даек, линз, межпластовых залежей и других форм.

Соскладчатые интрузии возникают во вторую половину геосинклинального этапа сразу же после основных фаз складчатости. К ним относится главная масса гранодиоритов и плагиогранитных массивов геосинклинальных областей, имеющих форму батолитов. По форме и элементам внутреннего строения соскладчатые интрузии обнаруживают общее согласие с ориентировкой вмещающих их складчатых сооружений.

Послескладчатые массивы обычно связаны с расколами, нередко являющимися следствием интенсивных поднятий. В связи с этим такие интрузии, представленные чаще всего дайками, штоками или небольшими батолитами лейкократовых калиевых кислых и щелочных пород, располагаются обычно под углом или поперек к общему направлению складок.

Несколько иначе магматическую деятельность рассматривает Г. Штилле. Он выделяет четыре последовательные стадии: начальный (инициальный) геосинклинальный магматизм (доскладчатый), синорогенный магматизм (соскладчатый), субсеквентный (посторогенный) магматизм квазикратонных периодов (в нашей терминологии — орогенный); конечный магматизм вполне кратонных периодов (в нашей терминологии — платформенный).

Начальный магматизм связан с мантией и проявляется главным образом в виде основного вулканизма в начальные этапы развития геосинклинальных областей. При этом образуются также силлы, штоки и другие гипабиссальные тела. Синорогенный магматизм сопровождает главную фазу складчатости и является коровым. Он выражается в формировании крупных массивов гранитоидов. Субсеквентный магматизм также обусловлен процесса-

ми в земной коре. При этом происходит накопление вулканитов андезитового, дацитового, риолитового и трахитового состава в последние стадии геосинклинального развития. Конечный магматизм подкоровый и проявляется на платформах в виде образования платобазальтов, траппов и иных накоплений основных вулканитов, а также щелочных пород (трахитов, риолитов, фонолитов).

Многие исследователи рассматривают перемещение магматических расплавов в мантии и земной коре как один из возбудителей вертикальных тектонических движений, обусловливающий их скорость и направление. Над участками оттока магматического расплава на поверхности Земли возникают глубокие прогибы; над продвигающимися вверх массивами магмы создаются обширные поднятия.

Резко различны составы интрузивных и эффузивных пород. Если среди интрузивных массивов, обнаженных на поверхности, 86% слагающих их пород имеет кислый состав (в основном это граниты), а на долю всех остальных пород приходится всего лишь 14%, то среди эффузивных образований соотношения обратные: только 18% принадлежит к кислым лавам, а 82% составляют лавы среднего и основного состава.

Несмотря на принципиальные отличия интрузивного и эффузивного процессов, накопление мощных вулканогенных толщ нередко совпадает со временем внедрения интрузий, а по химическому составу вулканогенные и интрузивные породы очень близки. Примером могут служить мощные лавовые толщи и кислые интрузии раннедевонского возраста, распространенные в одних и тех же районах Центрального Казахстана. Возможно, что магматические очаги как в верхней мантии, так и в земной коре, дающие начало эффузивному и интрузивному процессам, общие.

Следует отметить, что связь между покровами эффузивных пород и гипабиссальными интрузиями, в том числе и кислыми, а также дайками известна и хорошо изучена во многих районах. Гипабиссальные интрузии в таких случаях обычно рассматриваются как корни лавовых покровов, промежуточные камеры или каналы, по которым магматические расплавы перемещались вверх.

На основании геофизических данных можно считать вполне доказанным отсутствие в земной коре или мантии сплошного слоя или значительных скоплений жидкой магмы. Магматические очаги появляются лишь эпизодически. Можно допустить, что основная магма возникает в верхней части мантии (в астеносфере), в то время как кислая магма образуется главным образом при плавлении нижних и средних частей земной коры. Возможно, что в последнем случае существенную роль играет теплота, выделяющаяся при горизонтальных перемещениях земной коры, например в процессе образования складчатости или при перемещениях по глубинным разломам, а также при радиоактивном распаде.

Глубинные разломы. Термин «глубинные разломы» был предложен А. В. Пейве в 1945 г. для региональных разрывных структур земной коры, обладающих большой протяженностью, значитель-

ной глубиной заложения и длительностью развития. В качестве примеров им были приведены крупные разломы Урала, Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.

Учение о глубинных разломах зародилось в начале нашего столетия. Его основателем был американец У. Хоббс, указавший в работе, опубликованной в 1911 г., что основные направления рельефа земной поверхности (горные хребты, впадины, очертания материков) и многих тектонических структур определены первоначальной сетью разломов (линеаментов) земной коры, закономерно ориентированной относительно фигуры Земли.

На существование крупных разрывов обращалось внимание и до работ У. Хоббса. Так, А. П. Карпинский в конце прошлого столетия установил на юге Европейской платформы систему разломов, получившую название «линии Карпинского». В 30-х годах текущего столетия выявлена линия разрывных нарушений, отделяющая каледониды Северного от герцинид Срединного Тянь-Шаня (линия Николаева). Позже были установлены Иртышская «зона смятия», отграничивающая Рудный Алтай от Зайсанского прогиба (В. П. Нехорошев), крупная зона разрывов в Среднем Урале (Е. А. Кузнецов) и др. В 1938 г. В. И. Попов указал на существование в Тянь-Шане крупных продольных разломов длительного развития, с которыми связано изменение фациальных обстановок.

Однако лишь после работы А. В. Пейве учение о глубинных разломах получило четко выраженное направление и начало быстро и плодотворно развиваться.

В 1946 г. А. Н. Заварицкий обратил внимание на большое значение активных разломов, расположенных на океанических окраинах островных дуг с глубокими очагами землетрясений. В работах Н. С. Шатского неоднократно подчеркивалось ограничение глубинными разломами древних платформ.

Глубинные разломы обладают планетарной протяженностью, значительной глубиной заложения и длительностью развития. Как показало дальнейшее изучение, геометрические признаки этих структур не являются исчерпывающими, тем более что глубинные разломы могут быть перекрыты чехлом молодых отложений и не обнажаться на поверхности.

Протяженность глубинных разломов исчисляется сотнями и первыми тысячами километров. Разлом, проходящий вдоль Срединного Урала, вытянут в меридиональном направлении более чем на 2000 км; Джалаир-Найманская зона в Центральном Казахстане на 700 км; разломы, установленные на дне океанов, обладают еще большей длиной.

Глубинность разломов в ранних работах обосновывалась приуроченностью к ним многочисленных массивов ультраосновных, основных и кислых интрузивных пород. В настоящее время глубинность подтверждена геофизическими исследованиями, установившими смещение многими глубинными разломами поверхностей К и М, а также разграничение блоков с различными скоростями про-

дольных и поперечных сейсмических волн в надастеносферном слое.

Длительность развития подтверждается на многих примерах. Фергано-Таласский глубинный разлом был активен уже в позднем докембрии и кембрии. Не меньшую подвижность он проявлял в среднем и позднем палеозое, мезозое и кайнозое и очень хорошо выражен в современном рельефе. Таким образом, время сущест-

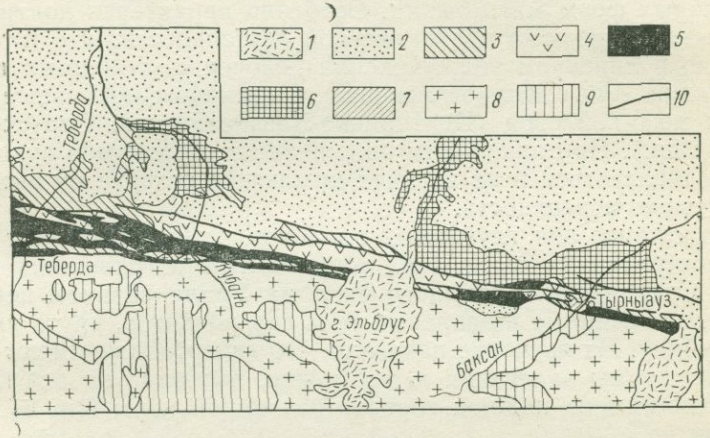


Рис. 294. Тырныауз-Пшекишская зона глубинного разлома на Кавказе, по В. Е. Хаину.

1 — плиоцен-четвертичные вулканические прогибы и ледники Эльбруса; *2* — чехол юрских и меловых осадочных отложений Северо-Кавказского краевого массива; *3* — красноцветные и сероцветные (угленосные) терригенные отложения среднего карбона — перми; *4* — аспидные сланцы, вулканические породы и метаморфизованные известняки верхнего девона — нижнего карбона; *5* — метаморфические породы нижнего — среднего палеозоя; *6* — метаморфические и изверженные породы фундамента Северо-Кавказского краевого массива (протерозой — палеозой); *7* — палеогеновые граниты Эльджуртинского массива; *8* — верхнепалеозойские гранитоиды Главного хребта; *9* — верхнепалеозойские магматиты Главного хребта; *10* — главные разломы

вования разлома охватывает огромный период — не менее чем 600 млн. лет.

Глубинные разломы в отличие от приповерхностных разрывных структур образуют пояса (зоны) шириной от нескольких до десятков километров. Глубинный разлом, расположенный в средней части Урала, имеет ширину от 5 до 20 км; Джалаир-Найманский разлом в Центральном Казахстане достигает ширины 60 км; Центральный Сихотэ-Алинский разлом — 20—30 км. Глубинные разломы, расположенные у подножия Курильской островной дуги, имеют ширину до 100—150 км.

На поверхности и в верхних частях земной коры глубинные разломы выражены весьма различно. Наиболее часто в зонах разломов сосредоточиваются крупные продольные разрывы и сопровождающие их мелкие смещения, концентрирующиеся либо в осевой части зоны, либо у ее периферии (рис. 294). Блоки пород, зажатые между отдельными разрывами, поражаются кливажем и сланцеватостью вплоть до образования динамосланцев, как, на-

пример, в Иртышской зоне смятия. Реже в зонах разлома сосредоточиваются узкие линейные складки, прямые или наклонные и опрокинутые в соответствии с направлением перемещения активных крыльев разлома. Блоки земной коры, примыкающие к глубинным разломам, очень часто имеют различную ориентировку осей складок.

Весьма показательна приуроченность к глубинным разломам различных форм магматизма. Особенно характерен контроль глубинными разломами вулканической деятельности. Это хорошо выражено в линейном расположении цепочек современных вулканов Камчатки, Анд в Южной Америке, в вулканогенных поясах палеозоя и мезо-кайнозоя (Центрально-Казахстанский, Охотско-Чукотский и др.). При наклонном положении зон разломов вулканы могут располагаться в их висячих крыльях в стороне от выхода зон на дневную поверхность.

Положение зон глубинных разломов четко фиксируют широко распространенные в них тела гипербазитов и гранитоидов. Вдоль всего Срединного глубинного разлома Урала развиты небольшие узкие линзовидные и овальные тела гипербазитов, круто уходящие на глубину. Их изучение показало, что гипербазиты имеют протрузивные формы залегания и, возможно, выжаты по ослабленным поверхностям из нижних горизонтов земной коры или из верхней мантии.

Гранитоиды в зонах разлома появляются там, где смещения сопровождаются заметными раздвиговыми составляющими. В таких случаях образуются узкие «щелевидные» массивы, цементирующие разрывы, сопровождающиеся появлением даек и гидротермальных жил.

Глубинные разломы разграничивают блоки земной коры с различными режимами развития, что находит свое выражение прежде всего в составе осадочных и магматических формаций. Примером в этом отношении может служить Уральский разлом, к западу от которого в среднем палеозое накапливались миогеосинклинальные *карбонатные, а к востоку — эвгеосинклинальные вулканогенные* формации.

Большое значение при выявлении глубинных разломов имеют геофизические признаки, отражающие различия в строении и развитии мегаблоков земной коры. Изменение физических параметров пород происходит вдоль линий глубинных разломов, что легко улавливается различными геофизическими методами.

В магнитных полях разломы отражаются в линейных аномалиях ΔT, имеющих большую протяженность в узких полосах или цепочках положительных аномалий, а также в изменении простира*ния осей магнитных аномалий.*

В аномальном гравитационном поле глубинные разломы выделяются по узким зонам градиентов, узким зонам или цепочкам положительных аномалий силы тяжести большой протяженности; резкому изменению простираний и торцовым сочленениям разно-

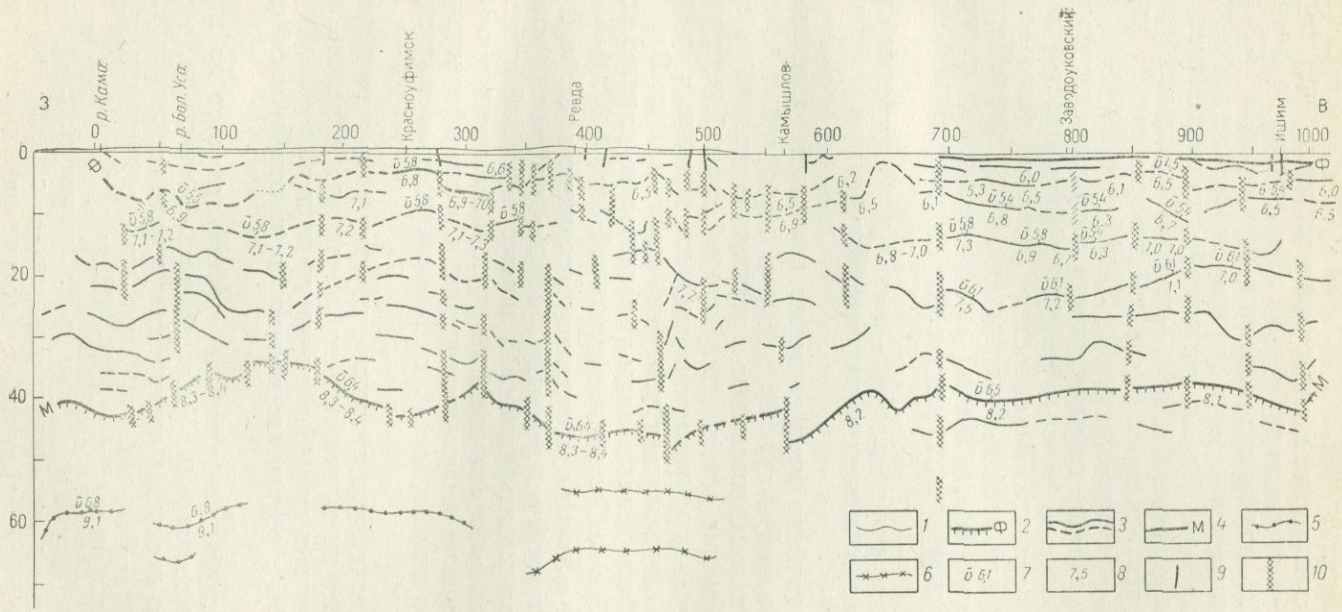


Рис. 295. Сейсмический разрез земной коры через Уральскую складчатую систему, по В. С. Дружинину, В. М. Рыбалко, Н. И. Халевину и др.

1—6 — поверхности разделов (*1* — внутри осадочной толщи, *2* — складчатого и кристаллического фундамента, *3* — в толще земной коры, *4* — *Мохоровичича*, *5* — *в верхней мантии, по данным ГСЗ*, *6* — *то же, по данным пространственных сейсмических зондирований*); *7* — *средние* скорости, км/с; *8* — граничная скорость, км/с; *9* — разломы, по геологическим данным; *10* — то же, по сейсмическим данным

родных аномалий; выдержанным полосам аномалий, имеющих разную интенсивность.

Из сейсмических методов наибольшее значение при изучении глубинных разломов имеет глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Положение глубинных разломов на профилях ГСЗ может быть установлено по смещениям опорных горизонтов: поверхности фундамента платформ, границ гранитно-метаморфического и базальтового слоев и поверхности М. Как установлено зондированием, амплитуды вертикальных смещений поверхности М достигают 10—15 км, а в отдельных случаях 20 км (рис. 295).

Перечисленные выше геологические и геофизические признаки глубинных разломов не исчерпывают всех возможностей выявления глубинных разломов. В конкретных условиях разломы могут обладать одним или несколькими признаками. С другой стороны, нередко один и тот же глубинный разлом на отдельных отрезках может быть выражен различными и весьма разнообразными признаками.

В настоящее время предложено несколько систематик глубинных разломов, отражающих различные стороны их строения и развития.

Деление по глубине проникновения позволяет разделить глубинные разломы на три группы: коровые, литосферные и мантийные. Коровые разломы возникают в результате реакции на напряжения, охватывающие всю толщину земной коры. Среди признаков коровых глубинных разломов наиболее надежным является связь разломов с кислым интрузивным магматизмом. В немалой степени могут быть использованы геофизические данные, особенно профили ГСЗ с изображением смещений поверхностей К и М.

Литосферные разломы, нарушающие строение литосферы и затухающие в астеносфере, вероятно, самые распространенные в земной коре. Помимо геофизических данных надежный признак их диагностики — связь с современным или палеовулканизмом. Немаловажное значение имеют концентрация в литосферных разломах гипоцентров землетрясений и приуроченность тел гипербазитов.

Следует отметить, что появление в зонах разломов тел гипербазитов не может иметь решающего значения в определении их глубинности, так как гипербазиты могут оказаться в верхних частях земной коры в результате многократных перемещений в виде протрузий.

Мантийные глубинные разломы устанавливаются по глубине гипоцентров землетрясений. Уверенно устанавливаются мантийные разломы по окраинам континентов в виде сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньофа, наиболее глубокофокусные очаги в которых находятся на глубинах 650—700 км.

В типизации глубинных разломов по динамическим и кинематическим признакам выделяются глубинные сбросы, взбросы и сдвиги, т. е. разломы, связанные с растяжением, сжатием и дей-

ствием пары сил. Ни один из указанных типов глубинных разломов не существует, так сказать, в чистом виде, и движения по разломам примыкающих к ним блоков земной коры могут рассматриваться как преимущественно вертикальные положительные и отрицательные или горизонтальные. Очень часто глубинные разломы сопровождаются раздвиговой составляющей, и в тех случаях, когда она бывает значительной, достигая десятка и более километров, возникает особая группа «рифтогенных» структур (см. ниже).

Глубинные сбросы возникают при концентрации растягивающих напряжений и потере гравитационной устойчивости в земной коре, приводящих в совокупности к погружениям отдельных блоков.

Наиболее обычны глубинные сбросы для крупных сводовых поднятий на платформах, где они обрамляют рифтогенные структуры, например рифты Красного моря, Рейнского грабена и оз. Байкал.

Глубинные сбросы ограничивают крупные впадины и авлакогены в фундаменте платформ (Прикаспийская впадина, Днепрово-Донецкий авлакоген), возникая значительно позже формирования самого фундамента и представляя собой по отношению к нему наложенные структуры. В молодых складчатых поясах глубинные сбросы сравнительно редки.

Глубинные взбросы широко распространены в фанерозойских областях и в областях эпиплатформенного орогенеза. Они отражают сжатие земной коры и развиваются вдоль границ соприкасающихся мегаблоков земной коры с различным типом развития или неодинаковыми направлениями и скоростями движений. В зонах глубинных взбросов образуются приразломные линейные складки, интенсивный кливаж, сланцеватость, а нередко появляются и динамосланцы.

Выразительным примером могут служить краевой глубинный шов в Северо-Байкальском нагорье и Спасская зона разломов в Центральном Казахстане.

Глубинные сдвиги — наиболее распространенный тип глубинных разломов в складчатых областях. Они развиваются как граничные поверхности горизонтально перемещающихся блоков земной коры и обычно сопровождаются раздвиговыми и вертикальными составляющими смещений. По мнению многих отечественных (П. С. Воронов и др.) и зарубежных исследователей, сдвиги оказывают настолько сильное влияние на развитие складчатых структур, что вполне обоснованно о сдвиговой тектонике можно говорить как об особой форме тектонического развития.

Многие глубинные сдвиги проявляют активность на протяжении сотен миллионов лет вплоть до настоящего времени. Измерения на геодинамических полигонах в нашей стране и за рубежом показывают, что современные горизонтальные смещения земной коры по сдвигам в Гиссарском хребте и хребте Петра Первого составляют 20 мм/год, а последние измерения с применением лазер-

ных установок по сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии дают цифру 12 мм/год.

Надежные диагностические признаки глубинных сдвигов — смещение геологических границ и особенно контуров интрузивных массивов, характерные изгибы осей складок, смещения фациальных зон и геофизических аномалий. Сдвиги, активные в новейшее

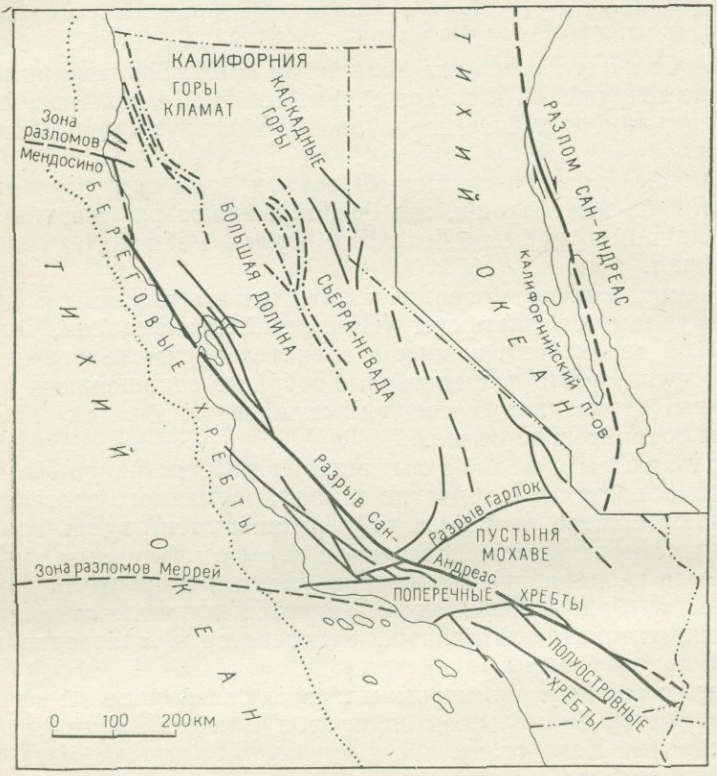


Рис. 296. Сдвиг Сан-Андреас и сопряженные с ним разрывы Калифорнии, по Э. Б. Кингу.

На врезке в правом верхнем углу — схема общего положения сдвига на восточном побережье Тихого океана

время, приводят к смещению элементов рельефа, что особенно резко проявляется в нарушении речной сети.

Одним из наиболее изученных является глубинный сдвиг Сан-Андреас (рис. 296). Он прослежен на суше более чем на 1000 км и на дне океана к северу и к югу от Калифорнии почти на 2000 км. Возникновение сдвига относится к позднеюрской эпохе, а общие горизонтальные смещения к настоящему времени достигли 580 км. За четвертичный период амплитуда смещения достигает 16 км при средней скорости смещения 1,5 см/год. С движениями по сдвигу

связаны крупные землетрясения в районе г. Сан-Франциско (1906, 1940, 1968 гг. и др.) и горизонтальные смещения русл рек, достигающие 10—15 км.

По мнению У. Гамильтона, весь Калифорнийский полуостров перемещен по сдвигу в свое современное положение, а ранее он составлял одно целое с материком. Сдвиг сопровождается раздвигом, в результате которого возник Калифорнийский залив.

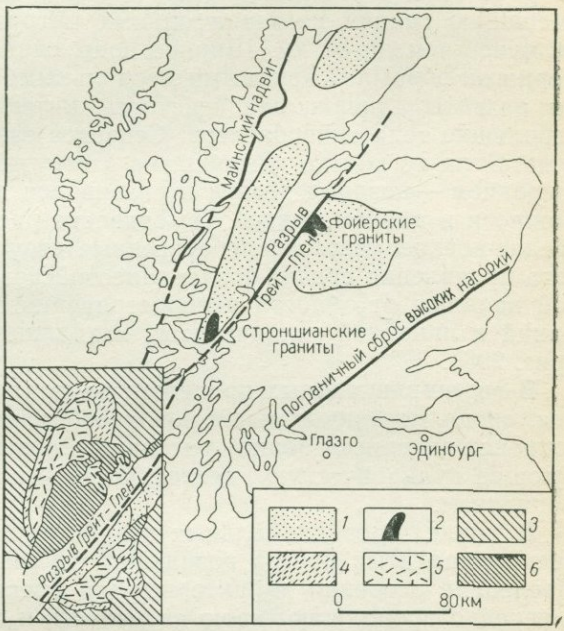


Рис. 297. Сдвиг Грейт-Глен в Шотландии, по У. Кеннеди.

1 — древний красный песчаник; *2* — гранитоидные интрузивные комплексы; *3* — мойнские сланцы; *4* — тоналиты; *5* — порфировидные гранитоиды; *6* — мелкозернистые биотитовые граниты

Хорошо документированный глубинный сдвиг, носящий название Грейт-Глен, установлен в Северной Шотландии (рис. 297). Изучавший его У. Кеннеди относит движения по сдвигу к мезозою, а горизонтальное смещение определяет равным 110 км. Определение амплитуды смещения произведено по нарушению границ гранитоидного массива. При сохранении первоначального досдвигового положения границ массива разновидности слагающих его пород на различных крыльях сдвига полностью совпадают, образуя единое тело (врезка в левом нижнем углу, рис. 297).

Большое число глубинных сдвигов хорошо изучено и на территории СССР. Среди них Талассо-Ферганский, Центрально-Казахстанский, Чингизский, Центральный Сихотэ-Алинский и многие другие.

Талассо-Ферганский сдвиг прослеживается более чем на 800 км, диагонально рассекая все структуры восточной части Средней Азии. По В. Н. Огневу, В. С. Буртману и А. И. Суворову, изучавшим сдвиг, он отличается прямолинейностью с незначительными

плавными изгибами. Направление складчатости на крыльях разлома неодинаковое, а сами складки вблизи разлома дугообразно изогнуты, указывая на правосдвиговые смещения, суммарная амплитуда которых составляет 50—60 км.

Центрально-Казахстанский глубинный сдвиг, установленный В. Ф. Беспаловым, вытянут в меридиональном направлении более чем на 600 км и на севере скрывается под мезо-кайнозойским покровом Западной Сибири. Разлом представляет собой правый взбросо-сдвиг с горизонтальной амплитудой, установленной по смещению границ каменноугольных интрузий и фациальных зон не менее чем на 30 км. Ширина зоны сдвига 10—20 км; по периферии он обрамлен крупными продольными разрывами; внутри зоны развиты кливаж, сланцеватость, интенсивное окварцевание и небольшие тела гипербазитов. Севернее оз. Балхаш сдвиг разветвляется на несколько дугообразно изогнутых ветвей. Сдвиг возник в среднем — позднем девоне и развивался до конца палеозоя, возможно и в раннем триасе. Он отделяет расположенные западнее средне-верхнепалеозойские орогенные структуры и область широкого проявления средне-позднепалеозойского магматизма Токрауской впадины от области распространения геосинклинальных формаций и линейной складчатости, находящейся восточнее сдвига (рис. 298).

В геосинклинальных процессах на начальных этапах их развития, среди глубинных разломов преобладают глубинные сбросы, сопровождающиеся общим растяжением земной коры и контролирующие вулканическую деятельность и во многом интрузивный магматизм.

В конце геосинклинальных этапов параллельно с формированием складчатых поясов возникают глубинные взбросы и сдвиги. Последние особенно характерны для орогенных стадий развития и нередко продолжают свою активность и при платформенном режиме.

Возникновение сети глубинных разломов относится, по-видимому, к самому раннему времени образования земной коры и вызвано появлением первых горизонтальных неоднородностей в ее строении. Значительное увеличение толщины земной коры в протерозое и позже происходило одновременно с погружением корней разломов, достигших в мезозое и кайнозое уровня 600—700 км. Параллельно происходит и распространение горизонтальных неоднородностей не только в земной коре и литосфере, но и в верхней мантии.

Связь многих видов месторождений полезных ископаемых с глубинными разломами обусловлена прежде всего высокой проницаемостью пород в зонах разлома, появлением участков с пониженным давлением, в которые могут устремляться магма и продукты ее дифференциации. Особенно широко в зонах разлома развиты процессы метасоматоза и гидротермальной деятельности, приводящие к концентрации рудных месторождений: олова, вольфрама, меди, ртути и др. При этом очень часто при наклонных глу-

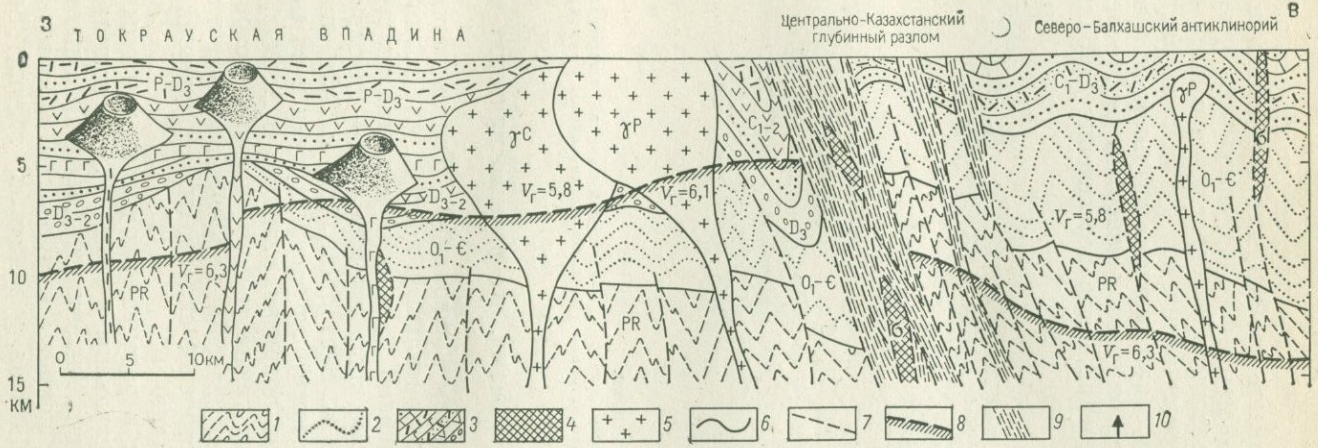


Рис. 298. Разрез через Центрально-Казахстанский глубинный разлом, по А. Е. Михайлову.

1 — зеленые и слюдисто-кварцитовые сланцы, кварциты протерозоя; *2* — яшмы, кварциты, базальты, филлиты, песчаники кембрия — нижнего ордовика; *3* — вулканиты, туфы, песчаники, известняки, конгломераты среднего — верхнего девона; *4* — нижнепалеозойские ультрабазиты; *5* — каменноугольные и пермские гранитоиды; *6* — поверхности региональных несогласий; *7* — разрывы; *8* — сейсмические разделы; *9* — наложенная сланцеватость и кливаж; *10* — скважины; $V_г$ — граничные скорости, км/с

бинных разломах месторождения образуются на некотором, иногда значительном удалении от зон разломов в их висячих крыльях. Это происходит потому, что при движениях по разлому висячие крылья сразу же начинают дробиться, а возникающие при этом разрывы обычно оказываются вертикальными или более крутыми, чем зоны глубинных разломов и сопрягаются с ними на той или иной глубине. Вполне естественно, что рудоносные растворы охотнее следуют вдоль этих сопутствующих разрывов по путям с меньшим давлением и более близким к поверхности. Не менее важны для эндогенного оруденения места пересечения глубинных разло-

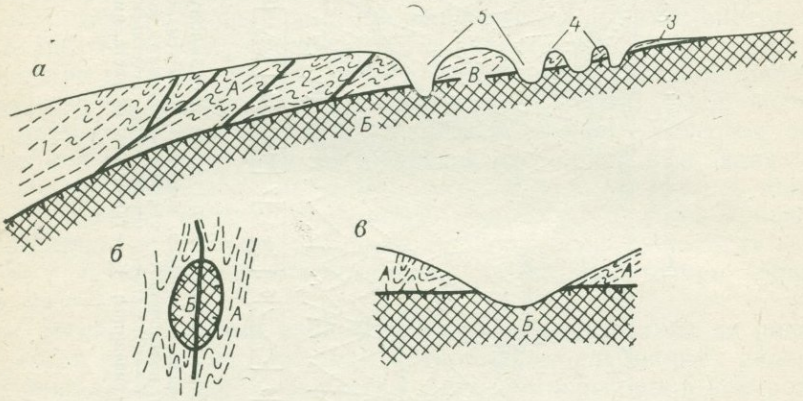


Рис. 299. Схема строения покрова.

а — строение аллохтона (*1* — корни покрова, *2* — тело, или панцирь покрова, *3* — голова, или фронт покрова, *4* — тектонические останцы, *5* — тектонические окна); *б* — тектоническое окно в плане; *в* — в разрезе

мов с поперечными разрывами, что нередко приводит к образованию рудных узлов.

Тектонические покровы (шарьяжи). Тектонический покров представляет собой горизонтальный, пологий или волнистый крупный надвиг с перемещением до многих десятков километров. Покровы называются также «шарьяжами» (фр. — наволок). Последний термин был введен М. Бертраном (1884 г.) для описания процесса надвигания, но позже был распространен и на морфологию покровов. При описании покровов, развитых в Альпах, французские геологи применяют также термин «наппе», который позже стал использоваться для названия направления в структурной геологии, объясняющего строение складчатых сооружений с позиций покровного строения (наппизм).

Покровы возникают и развиваются только при геосинклинальном режиме и распространены в областях со сложным складчатым строением: в Альпах, Аппенинах, Карпатах, Гималаях.

В Советском Союзе покровы установлены в Восточных Карпатах, на юго-востоке Кавказа, у западных границ Верхоянской складчатой области, на Алтае, в западных склонах Урала и в не-

которых других областях. Смещения охватывают целые складчатые комплексы нередко не по одной, а по нескольким параллельным поверхностям срыва.

В покровных структурах различают следующие морфологические элементы (рис. 299): перемещенные массы *А* называют аллохтоном, а их основание (*Б*), не испытавшее существенных перемещений — автохтоном.

Аллохтон от автохтона отделен поверхностью срыва или волочения (*В*). В процессе смещения очень часто аллохтон распадается на отдельные пластины-дигитации, что приводит к появлению параллельных поверхностей смещения или расщеплению основной поверхности срыва. Совмещение в одном вертикальном разрезе нескольких покровов, нередко состоящих из пакетов разновозрастных пластин, придает всей покровной структуре крайне сложное строение.

Вдоль поверхностей волочения при движении аллохтона образуются тектонические брекчии, мощность которых может быть значительной и достигать десятков и даже сотен метров, но известны покровы, отделенные от автохтона едва заметными поверхностями трения. В тектонических брекчиях могут оказаться линзы и крупные отторженцы пород, слагающих аллохтон или автохтон и перемещенные издалека, совершенно чужеродные образования. Нередко поверхности волочения возникают вдоль зеленокаменно-измененных ультраосновных пород, обладающих малой вязкостью, но возможен и другой процесс — последующее внедрение в холодном состоянии (протрузии) измененных ультраосновных пород вдоль поверхностей смещения. Складчатые комплексы, вовлеченные в покровы, также испытывают усложнения: среди них появляются наклонные, опрокинутые, лежачие или ныряющие складки; широко развиваются надвиги, разбивающие пластины на отдельные чешуи.

Породы автохтона, в сущности, никогда не остаются на месте и передвинуты на то или иное расстояние, сохраняя при этом вещественные и пространственные связи с подлинным автохтоном. Такие перемещенные на небольшие расстояния части автохтона и основание дигитаций называют паравтохтоном.

В теле покрова различают тыловую, срединную (щит, панцирь) и лобовую, или фронтальную, части. Область, откуда начинается перемещение покрова, называют корнями. Последние устанавливаются по сходству фаций аллохтона с фациями одновозрастных пород, находящихся в неперемещенном состоянии, или по крутому, нередко вертикальному залеганию пород, нарушенному многочисленными разрывами (рубец). Фронтальная часть или тело покрова могут быть размыты и расчленены процессами эрозии. От них отделяются участки, утрачивающие непосредственную связь с аллохтоном, называемые «тектоническими останцами» или «клиппенами». При горном рельефе в долинах рек, в местах высокого гипсометрического положения поверхности волочения эрозия может удалить весь аллохтон и обнажить породы автохтона

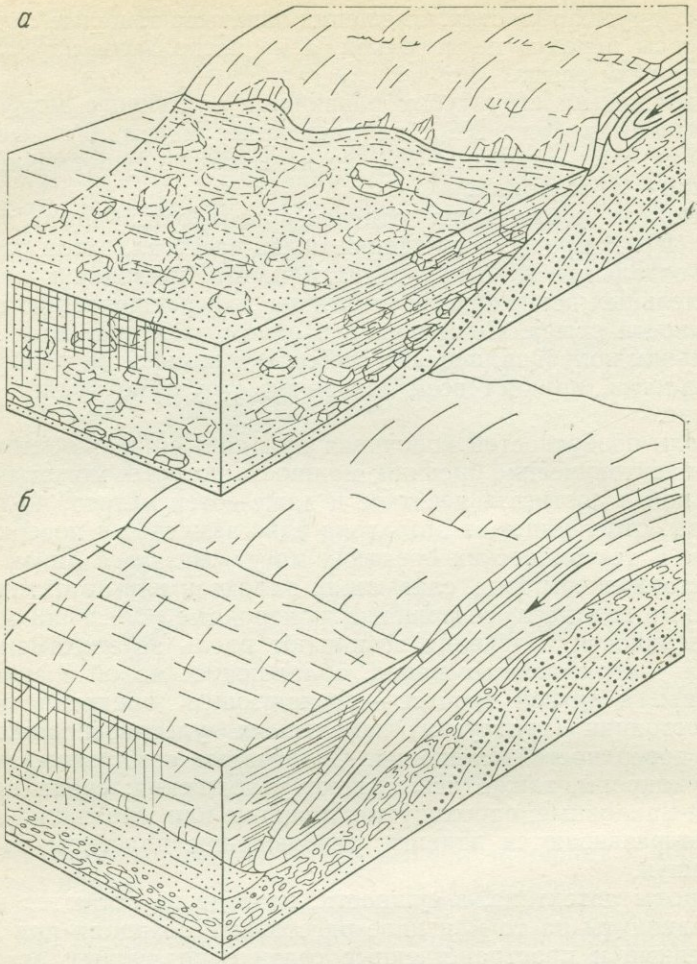


Рис. 300. Схема образования меланжа при разрушении фронтальной части покрова, по И. И. Белостоцкому.

а — гравитационное сползание оторженцев тектонического покрова в прогиб, расположенный перед его фронтом; *б* — дальнейшее продвижение покрова по собственным обломкам

или параавтохтона. Такие участки автохтона, окруженные породами аллохтона, называются тектоническими окнами.

Особого внимания заслуживают тектонические брекчии в основании покровов или разделяющие отдельные пластины и пакеты.

Перемещение аллохтона сопровождается интенсивным разрушением его фронтальной, лобовой части и образованием тектонического месива-меланжа (рис. 300). Этот термин (фр. — мешанина, смесь) был введен в литературу Е. Гринли в 1919 г. и в настоящее время широко используется во всех странах.

Меланж представляет собой на первый взгляд хаотическое образование, отличающееся от подобных седиментационных комплексов (олистостромов), образующихся при подводно-оползневых или прибрежно-обвальных процессах, явными следами тектонического воздействия и появлением дислокационных текстур (рис. 301).

В тектоническом меланже оторвавшиеся крупные блоки относительно жестких пород автохтона или аллохтона (известняки, песчаники, кремнистые, вулканические породы и др.) перемешиваются с мелкими обломками таких же пород и с более пластич-

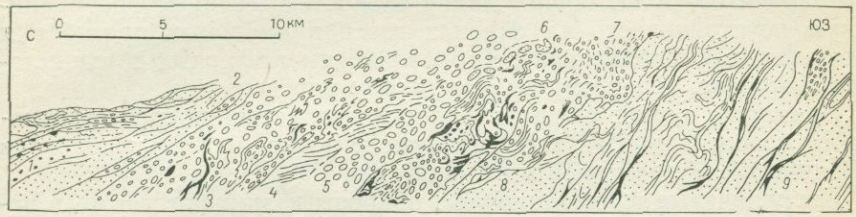


Рис. 301. Тектонический меланж терригенных пород в основании покрова в Динаридах, по И. И. Белостоцкому.

1 — гравелиты; *2* — средне-крупнозернистые песчаники; *3* — обрывки слоев аргиллитов, перемешанные с разрушенными конгломератами; *4* — аргиллиты; *5* — конгломераты; *6* — обрывки слоев песчаников; *7* — смещенные глинисто-песчано-галечные породы; *8* — глинистые примазки и прослои; *9* — переслаивание песчаников с алевролитами

ным материалом, образующим базис меланжа. Последними могут быть серпентинизированные офиолиты (офиолитовый меланж), а также аргиллиты, гипсы, ангидриты, эвапориты и другие высокопластичные породы. Крупные глыбы известняков в меланже, образующие при последующей его эрозии утесы на склонах и водоразделах, получили название клиппенов.

Если в аллохтон вовлечен флиш, то может возникнуть терригенно-офиолитовый меланж, в котором аргиллитовая или серпентинит-аргиллитовая масса перемешивается с песчаниками, конгломератами или известняками флиша.

В меланже могут оказаться крупные блоки не только известняков, но и слоистых осадочных и метаморфических пород, нередко слагающих протяженные пластины, изогнутые или разделенные на глыбы и обломки с округлыми истертыми краями, образующимися при движении покрова.

Меланж, особенно терригенный, может иметь тиллитоподобную текстуру или оказаться растертым до состояния катаклазитов и милонитов.

Накопленный опыт изучения покровов как за рубежом, так и в нашей стране позволяет выделить среди них три генетических типа: гравитационные покровы, покровы, возникающие из лежачих складок, и покровы сколового типа, связанные с субгоризонтальными перемещениями глубинного вещества.

Глубина захвата покровами земной коры весьма различна. Для тех из них, которые развиты только в осадочно-вулканогенных толщах, Ж. Обуен ввел понятие о «покровах чехла», а структуры, в которых в смещения вовлечен и гранитно-метаморфический слой, получили название «покровов коры».

Гравитационные покровы по времени образования относительно складчатости могут быть доскладчатыми, соскладчатыми и послескладчатыми.

Доскладчатые покровы возникают на ранних этапах развития геосинклинали одновременно с накоплением осадков. Внедряющиеся в это время в осадочные толщи тела серпентинизированных ультрабазитов, обладающих малой вязкостью, создают гравитационную неустойчивость на склонах геосинклинальных прогибов и смещения по серпентинитам с образованием согласных со слоистостью покровов, перемещенных по уклону морского дна.

Примером может служить пологий согласный покров, развившийся по согласной залежи серпентинизированных ультрабазитов в Вединской офиолитовой зоне на Малом Кавказе.

Доскладчатые гравитационные покровы возникают также в результате сползания к осевым частям прогибов массивов карбонатных пород, накапливающихся в виде огромных плоских линз вдали от прибрежных зон на бортах геосинклинальных впадин. Образованию согласных доскладчатых гравитационных покровов нередко способствует присутствие в разрезах пластичных толщ эвапоритов.

Соскладчатые гравитационные покровы образуются в процессе складкообразования в условиях смещения деформированных комплексов под действием силы тяжести из орографически повышенных участков земной коры в пониженные. Смещения могут происходить многократно на фоне разрастания поднятий или усиления погружений, в результате чего возникают многоярусные пакеты покровов. Если сползают вначале верхние, а затем нижние слои, в пакете пластин образуется обратная стратиграфическая последовательность, но может возникнуть и бессистемное чередование пород различного возраста.

Крайним выражением соскладчатых гравитационных покровов являются грандиозные покровы-оползни в Северных Аппенинах и в других районах, смещенные по высокопластичным породам автохтона — эвапоритам и глинам. Поверхность смещения может подвергаться складчатости и приобрести волнистое строение, сохраняя при этом общую синклинальную форму. Такое же синклинальное строение приобретает и общая структура аллохтона, как, например, в покрове Гларус в Альпах (рис. 302).

Послескладчатые гравитационные покровы широко развиты в областях интенсивного эпиплатформенного орогенеза, например в Средней Азии и Забайкалье, а также среди орогенных эпигеосинклинальных структур Альпийского пояса. Они представляют собой оползшие блоки жестких консолидированных пород с краевых частей поднятий в прилегающие прогибы, нередко нарушенные сту-



Рис. 302. Покров Гларус в Альпах, по А. Буксторфу и В. Набхольцу.
Поверхности волочения показаны утолщенными линиями

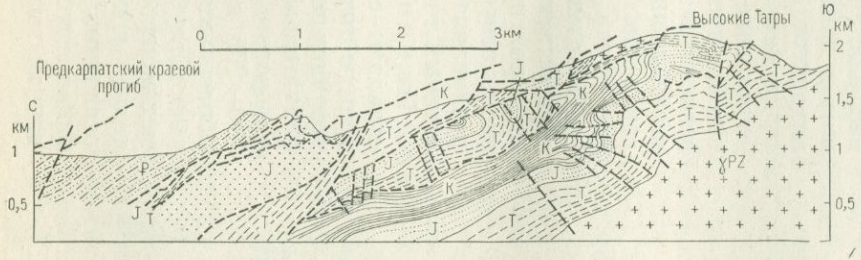


Рис. 303. Гравитационные покровы на северных склонах Высоких Татр, по Я. Ярошевскому и др.
P — палеоген; K — мел; J — юра; T — триас; γPZ — палеозойские гранитоиды; жирный пунктир — поверхности волочения, сбросы и взбросы

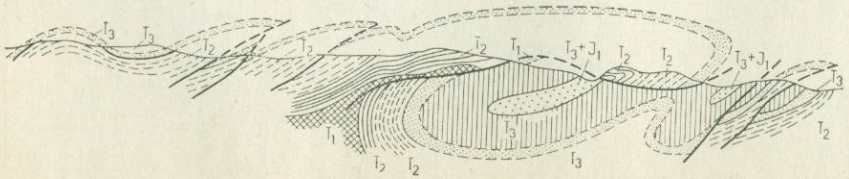


Рис. 304. Покров, развивающийся по лежачей складке в Восточных Альпах, по В. В. Белоусову

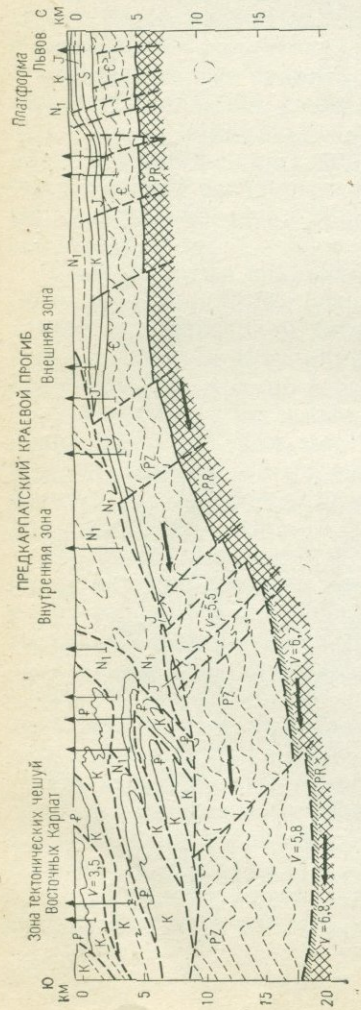


Рис. 305. Разрез через покровы северных склонов Восточных Карпат по линии Восточные Карпаты — *Львов*, по Л. Т. Бойчевской с изменениями.

N_1 — нижний неоген; Q — палеоген: К — мел; J — юра; S — силур; Є — кембрий; PZ — палеозой; PR — протерозой, кристаллический фундамент; *V* — граничные скорости сейсмических волн, км/с; жирный пунктир — поверхности волочения; стрелки — направление движения автохтона

пенчатыми сбросами и взбросами, отражающими ступенчато-глыбовую структуру складчатого фундамента (рис. 303). Амплитуды горизонтального смещения таких покровов незначительны и редко превышают 10 км.

Покровы, возникающие из *лежачих складок*, были описаны еще первыми наппистами — А. Геймом, М. Люшоном, Э. Арганом, — но позже многие из указанных ими покровов оказались структурами более сложного строения. Тем не менее, несомненно, существуют покровы, развившиеся при срыве верхнего крыла лежачих складок, перемещенного по субгоризонтальной, нередко волнистой поверхности (рис. 304).

Слои автохтона, слагающие подвернутое крыло складки и примыкающие к поверхности смещения, обычно находятся в опрокинутом залегании, тогда как разрез аллохтона имеет *нормальное строение*. При приближении к корневой зоне залегание слоев становится более крутым или даже вертикальным. В смещения могут быть вовлечены и древние метаморфические толщи ядер складок.

Образование покровов, связанных с разрывами лежачих складок, следует, вероятно, связывать с общим сжатием, сопровождающимся глубинным раздавливанием и выжиманием пластичных масс чехла.

Покровы скалывания представляют собой наиболее распространенную группу, отличающуюся захватом больших площадей и наиболее значительными амплитудами горизонтального смещения, достигающими 150—200 км. Решающее значение в образовании покровов скалывания имеют глубинные поддвиги гранитно-метаморфического слоя под относительно рыхлый и пластичный чехол осадочных пород, наваливающихся на фронт глубинного поддвига. Этот механизм выдвинут был О. Ампферером

в 1906 г., но особенно много внимания этому вопросу было уделено в работах альпийских и советских геологов в 60-х и 70-х годах (А. Риттман, Э. Арган, Л. Кобер, И. И. Белостоцкий, Г. Д. Ажгирей). Покровы скалывания развиваются главным образом у внешних границ или в глубоком тылу геосинклинальных областей во время накопления в них флишевой и нижней молассовой формаций.

Краевые покровы скалывания широко распространены у фронта Восточных Карпат (рис. 305). Наиболее логическое объяснение, ставшее классическим, чешуйчатой структуры этой области, заключается в допущении поддвига кристаллического фундамента платформы под краевую часть Карпат. В результате этих движений образовался пакет покровов, сложенных надвинутыми друг на друга лежачими и запрокинутыми складками палеогеновых и меловых пород с общей амплитудой горизонтального смещения 30—40 км. Скольжение отдельных пластин облегчалось присутствием между ними и в автохтоне миоценовых эвапоритовых и глинистых толщ.

По мере перехода от Внешней зоны к Внутренним Карпатам поверхности, разделяющие отдельные пластины, становятся более крутыми, распространенные в них складки — наклонными и прямыми и покровная структура сменяется чешуйчатыми надвигами.

Наиболее интенсивная фаза поддвига фундамента платформы под Карпаты связана с ранним миоценом. В результате движений возникло утолщение «гранитного слоя» под Внешними Карпатами на 8—10 км. Экранирующая роль фундамента платформы, возможно, обусловила миогеосинклинальный характер разрезов палеогена в Восточных Карпатах.

В близких условиях возникли покровы на западных склонах Урала. Хотя их амплитуды не так велики, как в Карпатах, и, по-видимому, не превышают 10—15 км, а сама структура более напоминает чешуйчатую, чем покровную, тем не менее основные стороны механизма образования покровов на западном склоне Урала так же связаны с поддвигом в конце палеозоя фундамента восточной окраины платформы под Уральскую геосинклиналь.

В покровах описываемого типа движение аллохтонных масс происходит не в сторону опрокидывания складок, а в сторону наклона поверхностей скалывания, т. е. туда же, куда смещается в результате поддвига и кристаллический фундамент платформы.

Структуры орогенной стадии

Основными структурными элементами, образующимися при орогенном режиме, завершающем развитие геосинклинальных областей, являются впадины, поднятия, срединные массивы, краевые и межгорные прогибы, вулканогенные пояса. Орогенные структуры имеют преимущественно изометричные формы и среди них нет четко выраженной линейности, характерной для тектоники ортогеосинклинальных областей. Этим объясняются резко выра-

женное структурное несогласие между обоими комплексами и наложенное положение последнего.

Развитие ортогеосинклинального складчатого комплекса заканчивается общим воздыманием территории и формированием горного рельефа с интенсивно развитой денудацией. При орогенном режиме обычно удается выделить две стадии: раннюю и позднюю. В ранней стадии происходит неравномерное прогибание всей орогенной области, в результате чего образуются обширные впадины и разделяющие их поднятия, представляющие собой менее прогнутые участки. В позднюю стадию происходят преимущественные поднятия области.

При смене режимов обширные территории орогенной области оказываются опущенными значительно ниже уровня моря и в них трансгрессирует море, образуя бассейны с нормальной соленостью.

Орогенному эпигеосинклинальному режиму свойственны преимущественно вертикальные движения; движения горизонтального плана проявлены слабее и лишь в отдельных структурах, например в краевых прогибах.

Формации. Осадочные формации орогенных областей имеют много специфического и существенно отличаются от геосинклинальных формаций. Типична молассовая формация, накапливающаяся во впадинах и прогибах за счет снесенного в них обломочного материала с примыкающих поднятий. Различают нижнюю и верхнюю молассовые формации, разделенные обычно морской карбонатной формацией.

Нижняя молассовая формация в основании состоит из конгломератов, нередко валунных и крупногалечных, сменяющихся выше аркозовыми песчаниками и алевролитами. Весь обломочный материал образован за счет разрушения подстилающих складчатых сооружений. Цвет формации красный, а в верхах пестрый и серый. Накопление формации отражает стадию преимущественного погружения орогенных областей.

Верхняя моласса, напротив, образуется при общем воздымании орогенной области и сокращении размеров впадин. Сложена она мелкообломочными красноцветными и сероцветными прибрежно-морскими, лагунными и континентальными отложениями с горизонтами углей, линзами и неправильными залежами эвапоритов.

Морская карбонатная формация обычно разделяет нижнюю и верхнюю молассовые формации и связана с ними постепенными переходами. Сложена она преимущественно хемогенными известняками и доломитами или мергелями и известковистыми глинистыми отложениями.

Эвапоритовая формация состоит из соленосных песчано-глинистых пород или залежей каменных и калийных солей среди глинистых отложений.

Угленосная формация образуется из чередования песчаников, аргиллитов, известняков и пластов угля, накапливающихся в прибрежных морских или лагунных условиях. Чаще она располагается между морской карбонатной и верхней молассовой формация-

ми, нередко составляя нижнюю часть последней (угленосная молассовая формация).

Вулканогенные формации орогенных областей также имеют значительные особенности. С нижней молассовой формацией ассоциируют базальты и порфириты, но в ее верхней части широко распространены также альбитофиры и риолиты.

С верхней молассовой формацией связаны очаги накопления кислых и щелочных эффузивов, альбитофиров, риолитов, трахитов; нередки и щелочные базальты. Появление щелочных эффузивов, а также игнимбритовой формации — характерная черта орогенного режима.

Образование интрузивных формаций сопровождает орогенный режим в течение всего времени. К начальным стадиям приурочено внедрение относительно небольших тел плагиоклазовых гранитов, а ко второй стадии — внедрение крупных батолитов калиевых лейкократовых гранитов. В заключительную стадию образуются небольшие массивы граносиенитов, сиенитов, монцонитов и малые интрузии: штоки и гипабиссальные тела щелочных пород и кислых даек.

Как и для вулканогенных формаций, повышение щелочности интрузий чрезвычайно характерно для второй половины орогенного развития.

Складчатость. Складчатые структуры эпигеосинклинальных орогенных областей отличаются большим своеобразием, так как они создаются преимущественно вертикальными движениями земной коры и большая их часть формируется одновременно с накоплением осадков. Наиболее крупными являются впадины и разделяющие их поднятия.

Впадины представляют собой огромные по площади прогибы в десятки и сотни километров в поперечнике, сложной, чаще изометричной и угловатой, реже линейной формы, несогласно наложенные на ортогеосинклинальные линейные складчатые комплексы. Заполняющие их молассовые формации не имеют большой мощности, редко превышающей первые километры, но они обладают хорошо выраженным смещенным (миграционным) строением. Угловатые очертания впадин особенно резко выражены по их бортам, где они обусловлены глыбовыми перемещениями складчатого фундамента вдоль многочисленных продольных и поперечных разрывов. В центральных частях впадин распространены плавные пологие брахиформные антиклинали и синклинали и куполовидные складки, также отражающие глыбовые перемещения фундамента, но смягченные километровыми толщами обломочных пород. Следует отметить отсутствие преобладающих ориентировок осей складок во впадинах: даже рядом расположенные структуры могут иметь перпендикулярное или косое направление, подчиненное ориентировке разрывов в фундаменте. Углы наклона слоев на бортах впадин и на крыльях складок редко превышают первые десятки градусов и соответствуют общим наклонам поверхности фундамента, вызванным амплитудой погружения впадин. Примером

Рис. 306. Продольный геологический разрез Тыпрынского прогиба Южно-Минусинской впадины, по А. А. Моссаковскому.

1—2 — нижний карбон (*1* — визейский ярус, *2* — турнейский ярус); *3—5* — верхний девон (*3* — фаменский ярус, тубинская свита, *4* — франский ярус, кохайская свита, *5* — франский ярус, ойдановская свита); *6—9* — средний девон (*6* — живетский ярус, бейская свита, *7* — живетский ярус, илеморовская свита — зелено-серые алевролиты и туффиты, *8* — живетский ярус, аскизская свита — желтые мергели, известняки, алевролиты, *9* — нерасчлененные красноцветные отложения — алевролиты, мергели); *10* — нижний девон (эффузивы основного состава и пирокластические породы); *11* — нижнепалеозойский фундамент; *12* — разломы

описанных структур могут явиться Сарысуйская и Тенизская впадины в западной части Центрального Казахстана, заложившиеся в среднем девоне на каледонских складчатых сооружениях и развивавшиеся до конца перми. В основании стратиграфических разрезов впадин нередки скопления эффузивов среднего и кислого состава, особенно частые у их бортов.

Впадины образуют цепочки, в частности в Минусинской котловине или в Центральном Казахстане, но могут иметь и изолированное положение и быть окружены высокоподнятыми доорогенными складчатыми сооружениями, как, например, впадина Кузнецкого каменноугольного бассейна. Такие структуры получили название межгорных прогибов. От окружающих поднятий они отделены крупными разрывами, с которыми связаны излияния лав среднего и кислого состава. В межгорных прогибах широко развиты нижняя и верхняя молассовые формации и разделяющие их морские тонкообломочная и карбонатная формации. С верхней молассовой формацией ассоциируют угленосная и эвапоритовая формации.

Складчатые структуры по периферии прогибов нередко имеют линейное строение и сопровождаются надвиганием окружающих более древних складчатых сооружений; в их центральных частях распространены брахиформные складки (рис. 306).

Поднятия, разделяющие орогенные впадины, представляют собой остаточные структуры, не вовлеченные в интенсивные прогибания, свойственные впадинам. В их пределах формируются системы параллельных или расположенных под различными углами грабен-синклиналей, чередующихся с горст-антиклиналями. В центральных частях последних на поверхности часто обнажены фрагменты древних складчатых сооружений. В грабен-синклиналях развита верхняя молассовая формация.

Разрывы, ограничивающие грабен-синклинали и горст-антиклинали, могут иметь как сбросовое, так и взбросовое строение, а развитые в них складки имеют линейный характер, нередко подвернутые крылья и плоские замки. Хорошим примером может служить Сарысу-Тенизское поднятие в Центральном Казахстане, разделяющее Тенизскую и Сарысуйскую впадины.

Магматизм. Как эффузивные, так и интрузивные формации в эпигеосинклинальных орогенных областях распространены очень широко. В некоторых регионах они сопровождают развитие лишь начальных стадий орогенного режима, в других, как, например, в Северном Прибалхашье, составляют основу на протяжении всего орогенного развития от позднего девона до конца перми. Вулканогенные породы в этих областях образуют многокилометровые толщи, связанные с отдельными стратовулканами, усеивающими громадные пространства, продукты извержения которых, сливаясь вместе, образуют единый покров.

Лавовые извержения начинаются с базальтовой или контрастной формации с преобладанием базальтов. В средней части разреза самым широким распространением пользуются формация кислых лав, игнимбритовая формация и тесно с ними связанная щелочная формация; в верхах разреза помимо кислой формации распространены щелочные базальты.

Орогенные вулканиты прорваны большим числом небольших батолитов, штоков, гипабиссальными телами и дайками. Их состав также значительно меняется во времени. С ранними вулканитами ассоциируют гранодиориты и плагиограниты; с кислыми и щелочными — лейкократовые граниты, граносиениты и сиениты; дайки преимущественно кислые.

Весь комплекс вулканитов лишен линейных складчатых структур и представляет собой более или менее равномерно расположенные вулкано-тектонические депрессии (кальдеры), расположенные друг от друга на расстоянии 30—50 км. Округлая, овальная или вытянутая угловатая форма кальдер не вызывает каких-либо последующих горизонтальных смещений, хотя углы наклона на крыльях погружений могут достигать 30—40°. В разделяющих кальдеры пространствах залегание вулканитов пологое или даже горизонтальное.

Чрезвычайно характерно присутствие в центральных частях кальдер вскрытых денудацией массивов гранитоидов, нередко окруженных поясами кольцевых даек (см. рис. 242). Разломная

тектоника вулканогенных полей характеризуется крутыми сбросами, реже взбросами и малоамплитудными сдвигами.

Срединные массивы. В геосинклинальных областях мезозойского и альпийского возраста, а также, по-видимому, и в более древних, во внутренних частях складчатых зон иногда располагаются орографически пониженные участки со спокойным залеганием осадочных толщ верхнего структурного этажа на более древнем складчатом фундаменте, называемые срединными массивами.

На присутствие в горных областях «центральных масс», чуждых окружающим и как бы обтекающим их складчатым поясам, впервые указал Э. Зюсс в 1885 г. Позже австралийский геолог Л. Кобер выделил в центральных частях Альп жесткие глыбы, назвав их «междугорьями». В отечественную литературу термин «срединные массивы» («средние массивы») был введен А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1937 г. Ими было указано на существование двух типов массивов. Одни из них находятся в средних частях геосинклинальных областей и претерпевают меньшие деформации, нежели периферические участки областей; другая группа срединных массивов представляет собой участки древних платформенных сооружений, сохранившихся между геосинклинальными прогибами. Позже А. Д. Архангельский выделил зоны «ранней платформенной консолидации», отнеся к ним западную часть Центрального Казахстана.

В настоящее время все исследователи согласны с разделением срединных массивов на две генетические группы. К первой из них относятся «остаточные» срединные массивы, представляющие собой глыбы, не переработанные тектоническими движениями и магматизмом последующей складчатости (Родопский массив на территории Болгарии). Складчатые комплексы более позднего времени как бы обтекают остаточные массивы.

Ко второй группе срединных массивов относятся «ядра ранней консолидации» (Колымский, Центрально-Казахстанский массив и др.), представляющие собой части геосинклинальных областей, обособляющиеся перед их переходом в платформенное состояние. Они ограничены зонами глубинных разломов и характеризуются рядом отличительных черт. Для них наиболее типичны широкое распространение специфических формаций, одновозрастных, но отличающихся по составу от формаций окружающих их пространств геосинклинальных областей и свойственных формациям орогенного режима (молассовой, угленосной, аркозовой, карбонатной, вулканогенной); очень слабое проявление, до полного прекращения, интрузивной деятельности; отсутствие складчатости, образованной горизонтальными движениями; развитие качественно новых структурных форм — конседиментационных и глыбовых складок и близких к орогенным структурам впадин и поднятий, генетически связанных с блоковыми перемещениями складчатого основания.

В рамках одной геосинклинальной области, по-видимому, может возникнуть не одно, а два или большее количество срединных массивов или ядер ранней консолидации. Резкое ослабление инт-

рузивной деятельности, вплоть до полного ее затухания,— одна из важнейших особенностей этого типа структур, что позволяет рассматривать их как зачатки будущих платформ.

Краевые прогибы, по определению Н. С. Шатского, представляют собой очень крупные и нередко сложные впадины, располагающиеся на границе между геосинклинальными областями и платформами и имеющие строение синклинориев. Возраст краевых прогибов определяется в соответствии с теми геотектоническими этапами, в которые они возникли.

Между Альпийской геосинклинальной областью и прилегающими к ней платформами располагается широкий альпийский краевой прогиб, вытянутый в широтном направлении через всю Европу и Азию (см. «Тектоническую карту СССР» масштаба 1 : 5 000 000). Мезозойская складчатая область Северо-Востока нашей страны отграничена от Сибирской платформы глубоким мезозойским Предверхоянским краевым прогибом. Герциниды Урало-Тяньшаньской складчатой области отделены от Восточно-Европейской платформы Предуральским краевым прогибом.

Молодые мезозойские и альпийские краевые прогибы выражены в рельефе предгорными впадинами, отделяющими цепи складчатых сооружений от смежных равнинных пространств платформенных областей.

Краевые прогибы развиваются далеко не повсеместно. Н. С. Шатский указывает, что они возникают там, где геосинклинальные области примыкают к участкам платформ с глубокопогруженным фундаментом, т. е. к плитам; при высоком положении складчатого основания платформ (около щитов) краевые прогибы не образуются; здесь обычно возникают краевые швы. Последние представляют собой зоны разрывов, по которым складчатые сооружения надвигаются на платформу. Примером краевого шва может служить пограничная зона между Восточно-Европейской платформой и Скандинавскими каледонидами.

Формации краевых прогибов имеют типичное орогенное строение. Основными являются нижняя и верхняя молассовые формации, разделенные морской карбонатной или глинисто-карбонатной формацией. Молассы имеют резко выраженный характер миграционных наслоений и состоят из красноцветных и сероцветных обломочных толщ, снесенных с поднятий соседних геосинклинальных областей. В молассах заключены угли, залежи нефти и газа.

Особенно характерна для краевых прогибов соленосная формация, нередко залегающая в основании стратиграфических разрезов прогибов и образующаяся в бассейнах, оставшихся от геосинклинального режима (миоценовая формация Предкарпатского прогиба), но чаще эвапориты связаны с верхней молассовой формацией (пермские соленосные толщи Предуральского прогиба).

В краевых прогибах распространена также формация барьерных рифов, состоящая из органогенных известняков, часто заключающих залежи нефти и газа.

Существенной особенностью краевых прогибов является отсутствие в них проявлений магматической деятельности. Вследствие этого в краевых прогибах не встречаются месторождения полезных ископаемых, связанных обычно с различными формами интрузивного магматизма.

Краевые прогибы начинают формироваться при смене ортогеосинклинального режима орогенным в условиях господствующих восходящих движений и при интенсивном складкообразовании в геосинклинальной области. В первоначальную стадию своего заложения прогибы обычно образуются на складчатом основании ок-

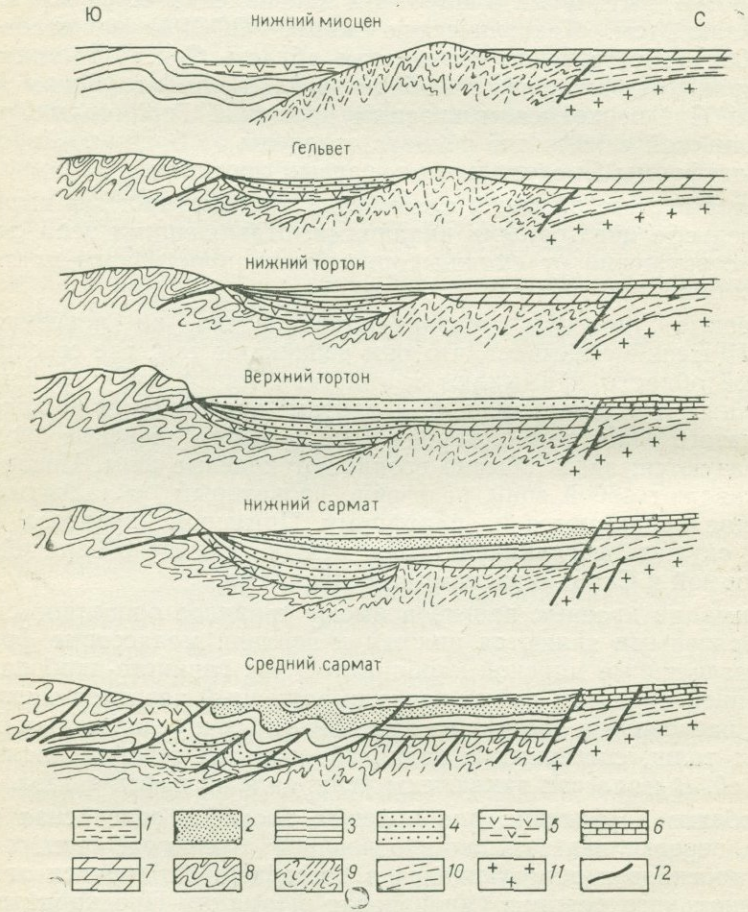


Рис. 307. Схема развития Предкарпатского краевого прогиба, по А. Е. Михайлову.

1 — отложения нижнего сармата; 2 — покутская свита (верхний тортон); *3* — чаплинская свита (нижний тортон); *4* — стебикская свита (гельвет); *5* — нижняя соленосная свита (нижний миоцен); *6* — тортонские отложения платформы; *7* — верхнемеловые отложения платформы; *8* — Карпатская складчатая область; *9* — герциниды; *10* — палеозойские отложения Русской платформы; *11* — докембрийские кристаллические породы; *12* — разрывы

раины геосинклинальной области. В последующем прогибы расширяются за счет вовлечения в опускания окраинных частей платформы, смещающихся по ступенчатым сбросам и флексурам. Таким образом, различные части прогибов характеризуются резко отличающейся структурой своего основания. Как указывает А. А. Богданов, именно благодаря этому обстоятельству во многих краевых прогибах отчетливо выделяются внутренние и внешние зоны, отличающиеся полнотой разреза, мощностями отложений, характером и интенсивностью тектонических нарушений. Внутренние зоны прогибов возникают и развиваются на складчатом основании в первую стадию их заложения, а внешние — на платформенном в конце развития прогибов.

Примером краевых прогибов с разнородным основанием может служить альпийский предкарпатский прогиб (рис. 307). Внутренняя зона характеризуется полнотой стратиграфического разреза, а внешняя отличается присутствием только верхних толщ, накапливающихся при миграции прогиба в сторону платформы в завершающий этап его развития.

Во внутренних зонах прогибов, расположенных над складчатым основанием развиваются сложные линейные складки, часто с резко выраженной дисгармоничностью; широко распространены линейные диапировые складки и узкие гребневидные антиклинали, разделенные широкими плоскими синклиналями и осложненные надвигами.

Во внешних зонах прогибов, образующихся над «жестким» платформенным основанием, наиболее распространены куполовидные, часто очень небольшие по амплитуде поднятия и различные глыбовые нарушения платформенного типа.

Линейные складки и надвиговые нарушения внутренних зон краевых прогибов возникают под влиянием перемещения масс со склонов крупных поднятий в окраинных частях геосинклинальных областей в сторону окаймляющих их краевых впадин. Куполовидные складки внешних зон краевых прогибов связаны с вертикальными движениями и представляют собой отражения глыбовых перемещений фундамента платформы.

Вулканогенные пояса. В орогенных областях выделяются вытянутые на сотни и тысячи километров относительно узкие — от десятков до первых сотен километров — пояса, сложенные мощными вулканогенными образованиями. Возраст их различен. В Центральном Казахстане — ранне-среднедевонский, в Болгарии и Турции — меловой, на Охотском побережье — позднемеловой, в Приморье — неогеновый.

По разные стороны от поясов располагаются различные по возрасту складчатые комплексы, но в целом они параллельны более молодым из них. Чаще пояса имеют граничное положение между крупными структурными элементами земной коры или разновозрастными складчатыми областями.

Среднегорский — меловой пояс, пересекающий в широтном направлении всю Болгарию, развит вдоль северного края Родопско-

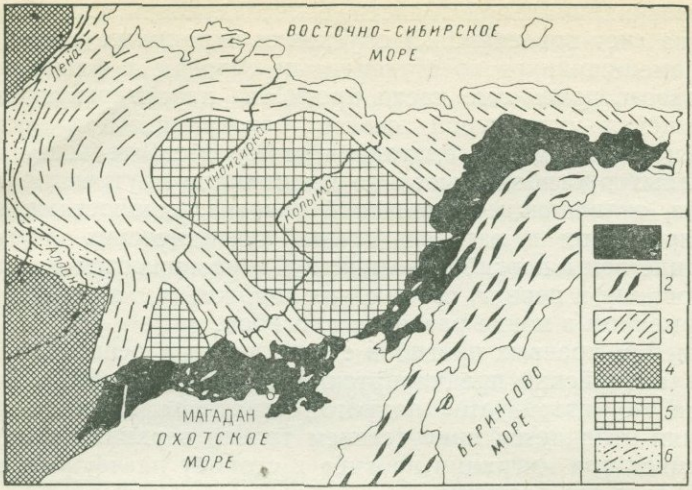


Рис. 308. Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс, по «Тектонической карте СССР», под ред. А. А. Богданова.

1 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; *2* — области кайнозойской складчатости; *3* — *области мезозойской складчатости*; *4* — Колымский и Охотский срединные массивы, *5* — Сибирская платформа; *6* — Приверхоянский краевой прогиб

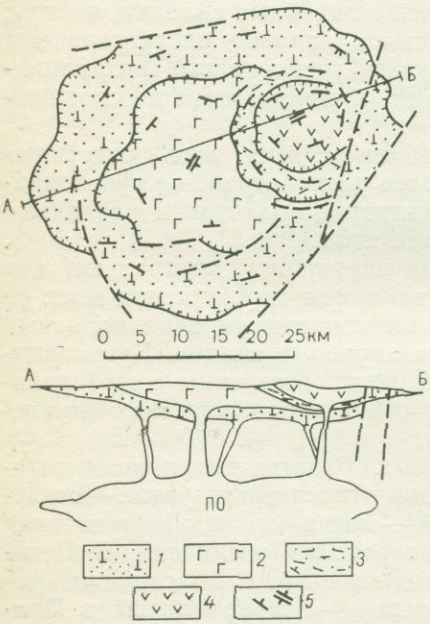


Рис. 309. Вулкано-тектоническая депрессия (кальдера) в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, по В. Ф. Белому.

1 — туфы основного и среднего состава; *2* — лавы андезито-базальтов и андезитов; *3* — туфы кислого состава; *4* — лавы и туфобрекчии андезитов; *5* — наклонное и горизонтальное залегание *вулканогенных толщ*; *ПО* — предполагаемый периферийный очаг

го срединного массива, отделяя его от альпийских складчатых сооружений. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс отделяет кайнозойскую геосинклиналь северо-западной окраины Тихого океана от расположенных разновозрастных складчатых комплексов континента (рис. 308). Время образования поясов невелико и укладывается в одну эпоху, а нередко и в один-два века. В стратиграфи-

ческих разрезах поясов обычно выделяются три части: нижняя — с резким преобладанием основных лав; средняя — сложенная кислой, щелочной и игнимбритовой формациями; верхняя — состоящая из щелочных лав среднего и основного состава. Мощности вулканитов в осевых частях достигают 3 км и более.

В пределах всех поясов устанавливается большое количество разрушенных, но нередко и хорошо сохранившихся центров излияния, располагающихся тесными группами или относительно равномерно усеивающих все пространство пояса. Вулканические постройки могут иметь куполовидную форму, но чаще образуют округлые, овальные или изометрические вулкано-тектонические депрессии (кальдеры). Их поперечные размеры меняются от 10—15 до 100—120 км (рис. 309). При достаточной денудации в центральных частях тех и других вскрываются штоки, сложенные кислыми и щелочными интрузивными породами, возможно представлявшими собой в прошлом промежуточные магматические очаги. Очень часто с этими интрузиями связано продуктивное оруденение.

Среди структур вулканогенных поясов помимо кальдер развиты крупные плавные антиклинальные и синклинальные складки, усложняющие первичные формы залегания вулканических образований, нередко имеющих значительные углы наклона, а также продольные грабен-синклинали.

В. Ф. Белый указывает в Охотско-Чукотском поясе хорошо выраженную продольную зональность. Наибольшие мощности пород отмечаются во внутренней зоне пояса, обращенной к кайнозойским структурам; к осевой части пояса приурочена граница между несогласно срезанными мезозойскими и домезозойскими складчатыми системами и параллельными поясу кайнозойскими структурами.

Геофизическими методами вулканогенные пояса изучены недостаточно. Возможно, что их формирование связано с крупными граничными разломами и краевыми швами, залечивающимися впоследствии вулканическим материалом. Возникновение интенсивного вулканизма в поясах, возможно, сопровождается раздвигами земной коры.

В. Ф. Белый полагает, что большое значение в вулканизме поясов имеют активизация граничных глубинных разломов и концентрация тепловой энергии, связанная с развитием молодой геосинклинали. Первые вулканические извержения поясов связаны с мантийными очагами; в последующем, по мере продвижения теплового фронта вверх в пределы земной коры, плавлению подвергается и гранитно-метаморфический слой, создающий очаги кислой и щелочной магмы. Заключительная контрастная формация отражает активность как мантийных, так и коровых очагов.

Глава 21
СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Общая характеристика

Выше отмечалось, что с окончанием геосинклинального режима геосинклинальные области или их отдельные части превращаются в платформы, после чего дальнейшее геологическое развитие идет в условиях платформенного режима.

Платформы развиваются на складчатом основании, являющемся их цоколем, фундаментом. В отличие от геосинклинальных областей платформы характеризуются медленными и плавными вертикальными движениями, хотя и мало отличающимися по скоростям от геосинклинальных областей, но имеющими малые градиенты и небольшие конечные амплитуды, вследствие чего платформам свойствен в основном спокойный, низкогорный или выровненный рельеф. Дифференцированные горизонтальные движения платформам совершенно чужды. Складчатость на платформах развивается в относительно слабой форме и обусловлена

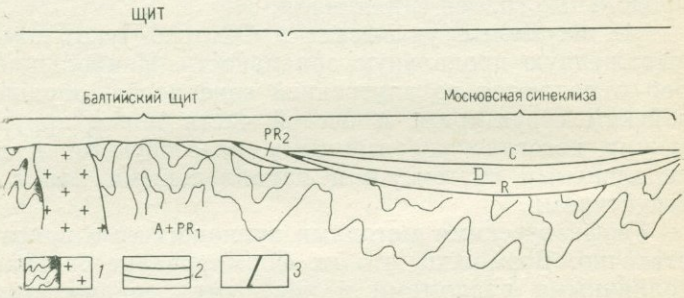


Рис. 310. Схема главнейших элементов строения древней платформы на примере
1 — кристаллический фундамент платформы; *2* — доплитный (рифей) и плитный (девон,

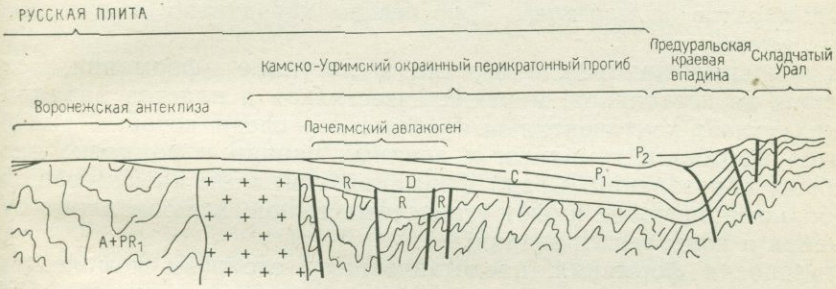
главным образом вертикальными движениями. Кислые вулканические образования почти не развиты, тогда как основные проявляются в широких масштабах в виде трапповой формации. Интрузивная деятельность платформам совершенно несвойственна, и лишь эпизодически и в слабой форме она возникает в их окраинных зонах. Металлогенические процессы, связанные с интрузивной деятельностью, на платформах почти не проявляются. Мягкий рельеф и отвечающая ему слабая эрозия обусловливают сравнительно меньшие, хотя в отдельных прогибах и очень большие мощности отлагающихся на платформах осадочных пород.

Платформы характеризуются двухэтажным строением. Их фундаментом или цоколем служат в той или иной степени метаморфизованные и пронизанные интрузивными породами складча-

тые образования, возникшие при геосинклинальном развитии; верхний этаж составляет покров осадочных пород, наклонившихся при платформенном режиме. Осадочный чехол отделен от фундамента резко выраженным несогласием, и слагающие его породы, как правило, не метаморфизованы, залегая почти горизонтально, или местами нарушены мелкими складчатыми и разрывными дислокациями (рис. 310).

Начало платформенного режима (а следовательно, и возраст платформ) устанавливается по соотношению складчатого основания и осадочного чехла. С этой точки зрения Восточно-Европейская и Сибирская платформы относятся к платформам с докембрийским основанием, Урало-Тяньшаньская область — к платформам с палеозойским основанием и т. д. Возраст платформ можно определять также исходя из времени формирования складчатого основания. При этом употребляется приставка «эпи», например «эпигерцинская платформа» — платформа, развивавшаяся над герцинским складчатым основанием (греч. «эпи» — «после»).

М. В. Муратов указывает на присутствие на земной поверхности континентов более 20 платформенных массивов, разделенных складчатыми поясами, океанами и морями. Наиболее крупные из



Восточно-Европейской платформы, по М. В. Муратову.
карбон, пермь) комплексы; 3 — разломы

них: Восточно-Европейская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Сибирская, Антарктическая; существуют и небольшие массивы («микроконтиненты»), возможно представляющие собой отделившиеся части от крупных массивов.

Платформы принято делить на две группы: древние и молодые. В первой группе складчатый цоколь образовался в палеохроне, или до позднего протерозоя; во второй — фундамент сформировался в неохроне, т. е. в позднем протерозое, палеозое или мезозое.

В чехлах как древних, так и молодых платформ выделяются доплитный (нижний) и плитный (верхний) структурные комплексы, отличающиеся друг от друга как по слагающим их формациям, так и по структуре.

Формации

Мощность осадочного чехла платформы может быть весьма различной. На древних платформах, например на Восточно-Европейской и Сибирской, мощность осадочного чехла достигает 3—5 км, а в некоторых «безгранитных» впадинах 15—18 км. На молодых платформах осадочный чехол имеет значительно меньшую мощность, редко превышающую 2—3 км. Образование чехлов некоторых платформ сопровождается мощным основным вулканизмом.

Наибольшим распространением в осадочном чехле платформ пользуются следующие ассоциации формаций:

карбонатные и глауконит-карбонатные формации, образующиеся в открытых неглубоких морях и сложенные органогенными и хемогенными известняками, мергелями с примесью глауконита, доломитами и в подчиненном количестве глинистыми породами;

красноцветная обломочная и эвапоритовая формации, очень близкие по составу к орогенной молассе. Состоят из красноцветных песчаников, аргиллитов и конгломератов, фациально замещающихся солями, гипсами и доломитами;

морские обломочные формации, сложенные толщами мелкозернистых, иногда кварцевых песков, песчаников, глин, реже конгломератов и мергелей. Для песков характерно присутствие *глауконита;*

угленосные прибрежно-морские и лагунные формации, состоящие из песчаников, морских известняков и пластов паралических углей; континентальные формации, среди которых различаются формации гумидных и аридных равнин и комплекс ледниковых образований. Среди формаций гумидных низких равнин наибольшее значение имеют угленосные толщи, аллювиальные отложения и коры выветривания;

трапповая формация, представленная сложным комплексом покровов пластовых интрузий и залежей основного состава (базальты, долериты, габбро), заключенных среди туфов, туффитов и осадочных пород. Траппы широко развиты в чехлах как древних, так и молодых платформ; траппы чехла Восточно-Сибирской платформы *имеют возраст от среднего карбона до среднего триаса.*

Структуры доплитного комплекса

Доплитный комплекс развит на древних и молодых платформах и сложен красноцветными и пестроцветными континентальными и морскими терригенными формациями, угленосной, эвапоритовой и редко вулканогенно-терригенными формациями.

По латерали доплитные формации древних платформ переходят в геосинклинальные формации примыкающих к платформам складчатых областей; на молодых платформах они могут быть связаны переходом с нижней молассовой формацией.

Возраст доплитного комплекса на древних платформах рифейский и вендский; на молодых — палеозойский и мезозойский (триас — ранняя юра). Развит он неповсеместно, главным образом на территории плит и в меньшей степени на щитах. Мощность комплекса может достигать 10 км и более (см. рис. 310).

В качестве примера следует привести доплитный комплекс Восточно-Европейской платформы, имеющий рифейский и вендский возраст, и эпигерцинский триас-раннеюрский доплитный комплекс Восточного Предуралья и Тургайского прогиба.

В доплитном комплексе распространены различные структуры. Наиболее крупные из них Н. С. Шатский выделил под названием «авлакогенов» (греч. — бороздой рожденный), отнеся к ним узкие линейные прогибы, ограниченные глубинными разломами,

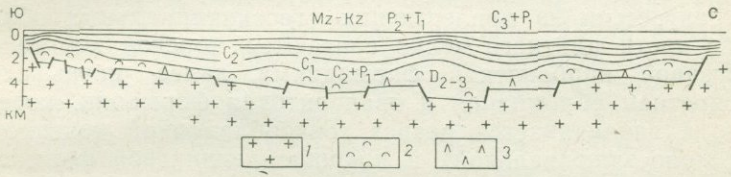


Рис. 311. Схематизированный разрез через Днепровско-Донецкий прогиб по линии Кобеляки — Лебедки, по М. И. Буревой, А. А. Романюк, А. Г. Полмарчук, А. П. Гурину.

1 — кристаллический фундамент; *2* — девонская соль; *3* — сульфатизированный разрез девона

сопровождающимися опусканиями фундамента и одновременным формированием платформенного чехла. Авлакогены протягиваются на сотни километров при ширине от десятков до 100—200 км. Заполнены они мощными платформенными формациями, нередко интенсивно дислоцированными, вплоть до линейной складчатости.

По А. А. Богданову, авлакогены в плане могут быть сквозными, пересекающими всю платформу (например, Тиманский) или замкнутыми, слепо заканчивающимися внутри платформы (Пачелмский прогиб, Днепровско-Донецкий прогиб, рис. 311).

Авлакогены, достигающие границ платформы, ограничены глубинными разломами, проникающими из смежных геосинклинальных областей, что обусловливает возникновение внутри платформ поясов повышенной активности. Строение и развитие авлакогенов во многом сходны с современными рифтогенными структурами и поэтому их можно рассматривать как палеорифты.

Меньшие по размерам структуры в доплитном комплексе выражены грабен-синклиналями, грабенообразующими прогибами (с узким разломным основанием и широким конечным верхом), впадинами, мульдами и разделяющими их выступами фундамента и поднятиями, едва прикрытыми платформенным чехлом. Углы наклона крыльев этих структур нередко превышают 10°, а вертикальная амплитуда составляет сотни метров и первые километры. Они нарушены многочисленными разрывами сбросового и реже взбросового строения, а также флексурами.

Структуры плитного комплекса

Плитный (ортоплатформенный) комплекс образует на фундаменте платформ и на доплитном комплексе почти сплошной чехол мощностью до 5 км. Наибольшие мощности комплекса отмечаются в прогибах, наследующих доплитные впадины; на поднятиях мощность может сокращаться до нескольких сот метров. В составе комплекса устанавливаются все формации, свойственные платформенному режиму.

В основании плитного чехла залегает лагунно-континентальная, нередко угленосная формация. Чаще это красноцветные обломочные отложения, местами с залежами эвапоритов. Выше располагается морская терригенная формация, фациально замещающаяся континентальной и образующаяся в результате морской трангрессии из прилегающих геосинклинальных областей. Средние части плитного чехла слагаются морской хемогенной и органогенной карбонатной формациями, далее вновь следуют красноцветная обломочная и эвапоритовая формации, нередко с углями, и заканчивается разрез тонкообломочной континентальной (озерно-аллювиальной) и покровно-ледниковой формациями.

Дислоцированность плитного чехла в целом слабая. На огромных пространствах наклоны слоев измеряются только минутами или первыми градусами и лишь в отдельных районах развиваются куполовидные и реже линейные деформации. Тем не менее диапазон структур плитного комплекса довольно широк, а развитые в нем пликативные дислокации хотя и не имеют значительных вертикальных амплитуд, но отличаются большими размерами. Наиболее крупные из них носят название щитов и плит. Среди них, в свою очередь, выделяются подчиненные им структуры: синеклизы, амфиклизы и антеклизы. К мелким структурам платформ относятся отдельные складки, валы, флексуры, разрывы и трещины. Особое место на платформах занимают глубинные разломы (см. рис. 310).

Структурный план плитного чехла формируется главным образом под воздействием вертикальных движений, которые дифференцированы по скорости и знаку движений.

Щитами называются части платформ, фундамент которых отличается относительно высоким положением, благодаря чему на щитах часто отсутствует осадочный покров или он имеет незначительную мощность. Щиты хотя и испытывают в процессе развития платформ некоторые колебания, погружения и поднятия, но обладают большой устойчивостью; погружение их по своей величине никогда не достигает тех значений, которыми характеризуются соседние плиты; поднятия могут быть более устойчивыми и иметь суммарную амплитуду, измеряемую километрами. Очертания щитов отличаются постоянством в продолжение длительного времени. Примерами могут служить Балтийский и Украинский щиты, в пределах которых на поверхность выведено докембрийское складчатое основание Восточно-Европейской плат-

формы, лишь местами покрытое маломощным чехлом осадочных пород.

Плиты в противоположность щитам представляют собой отрицательные тектонические структуры (опущенные), вследствие чего их осадочный чехол достигает значительной мощности. Плиты, как и щиты, в течение геологических периодов испытывали поднятия и опускания, но первые были лишь частными движениями на общем фоне прогибания. От щитов плиты отделены уступами или флексурами, хотя обычно и крайне пологими, но повсюду ясно выраженными. Осадочные толщи плит вблизи щитов резко уменьшаются в мощности, выклиниваются и фациально изменяют свой состав. Примером плит может служить Восточно-Русская плита.

Синеклизы осложняют строение щитов и плит. Они представляют собой плоские прогибы, имеющие синклинальное строение с едва заметным падением слоев на крыльях (от долей метра до 3—4 м на километр), занимают очень большую площадь и обладают различной формой.

Синеклизы представляют собой прогибы только в геологическом смысле, т. е. осевые их части сложены более молодыми породами, чем крылья. Геометрическая форма синеклизы в поперечном сечении напоминает либо выпукло-вогнутую, либо плосковыпуклую линзу. Ее возникновение связано с тем, что амплитуда прогиба в синеклизах ничтожна (1—3 км) по сравнению с их шириной (сотни и даже свыше тысячи километров). Так, линия контакта докембрия и палеозоя в поперечном сечении Московской синеклизы будет иметь форму дуги, выпуклой в направлении к земной поверхности, но значительно большего радиуса, чем средний радиус Земли.

Размеры синеклиз колеблются в очень широких пределах, но они всегда очень значительны. Так, Московская синеклиза в поперечнике имеет 800—900 км; несколько меньшие размеры у Прикаспийской синеклизы. Погружение слоев на крыльях синеклиз часто осложняется рядами ступенчатых флексур, прослеживающихся на большое расстояние параллельно общему простиранию крыльев. Подобные флексуры развиты, например, на северном крыле Прикаспийской синеклизы, где падение пород на смыкающих крыльях флексур достигает местами 10°. При общей выдержанности литолого-фациального состава пород, слагающих синеклизы, в них всегда достаточно четко намечаются изменения пород и мощностей формаций в осевых частях прогиба и на крыльях (появление гипсов и солей в прогнутых осевых частях синеклиз и возрастание мощностей формаций от крыла к оси).

Синеклизы развиваются как на щитах, так и на плитах. Однако синеклизы щитов резко отличаются от синеклиз плит. В синеклизах щитов (Ботническая синеклиза) мощность, выполняющих их отложений, обычно значительно меньше мощностей пород в синеклизах плит (Московская синеклиза). Образование синеклиз связано с общим опусканием кристаллического фундамен-

та платформ; это опускание, максимальное в центральных частях синеклиз, постепенно уменьшается к склонам примыкающих антеклиз, но местами на крыльях оно нарушается продольными разрывами и изгибами, образующимися в осадочном чехле упоминавшихся выше флексур.

Щиты, плиты и синеклизы развиваются одновременно, синеклизы — это лишь наиболее интенсивно прогнутые части платформ.

Амфиклизы (термин, предложенный М. В. Муратовым; греч. амфи — кругом, около) отличаются от синеклиз рядом особенностей. В них широко распространена трапповая формация; борта крутые и нарушены многочисленными флексурами и ступенчатыми сбросами, днище плоское, с отдельными пологими понижениями. В Тунгусской амфиклизе трапповая формация накапливалась со среднего карбона до среднего триаса и имеет мощность до 3 км, лишь в отдельных прогибах до 5 км. Амфиклиза в виде подковы открывается к северу и имеет поперечные размеры 1500×1000 км. Трапповая формация перекрывает плитные терригенные и карбонатные формации среднего и нижнего палеозоя и частично перекрыта отложениями юры и мела.

Интенсивный основной вулканизм, широкое образование субвулканических тел, пластовых залежей и интрузивных массивов амфиклизы связаны, вероятно, с ее общим растяжением в указанное выше время и с тепловой активизацией астеносферного слоя.

Антеклизами в отличие от синеклиз называются положительные структуры, представляющие собой пологие поднятия, имеющие форму сводов (Воронежская, Белорусская антеклизы). Антеклизы и синеклизы тесно связаны друг с другом; крылья синеклиз являются также крыльями соседних антеклиз. Мощности формаций в сводовых частях антеклиз в результате длительных поднятий часто очень незначительны, здесь особенно часты перерывы, а местами осадочный чехол совершенно отсутствует; нередко выпадают из разреза целые серии и формации, развитые в соседних синеклизах. Антеклизы отчетливо выделяются на плитах; на щитах они также существуют, но обычное отсутствие слоистых осадочных пород на последних затрудняет выделение антеклиз на их территории.

В процессе развития платформ площади, занятые антеклизами, могут постепенно сокращаться или, наоборот, увеличиваться. Это зависит от соотношения интенсивности вертикальных движений в антеклизе и прилегающих к ней синеклизах.

Глубинные разломы широко распространены в фундаменте платформ. Они располагаются главным образом на границах основных платформенных структур и имеют весьма различную ориентировку. Лишь по окраинам платформ направления глубинных разломов соответствуют направлению структур примыкающей геосинклинальной области.

В осадочном чехле над разломами развиваются региональные флексуры, пояса платформенных складок, тектонические уступы

и барьеры с четко выраженной в чехле сменой мощностей пород, фацией и формацией.

Преимущественно развиты при платформенном режиме глубинные разломы сбросового строения.

В молодых зонах растяжения фундамента платформ мезозойского и кайнозойского возраста глубинные разломы рассекают платформенный чехол и обнажаются на поверхности. При этом возникают региональные грабены (рифтогенные структуры — см. ниже) типа Байкальской или Красноморской впадины.

Платформенная складчатость

Складчатость плитного комплекса платформ существенно отличается от складчатости геосинклинальных областей и характеризуется следующими чертами: она отличается большим разнообразием по своим размерам, форме, вертикальной амплитуде, истории развития, соотношению форм в нижних и верхних горизонтах чехла.

В отличие от складчатых областей, в которых складки распространены на всей их территории, в платформенном чехле складки развиты в виде одиночных структур или отдельных групп и разделены большими пространствами пологого или горизонтального залегания. В расположении складок отсутствует линейность, и они не имеют преимущественного простирания. Нередко даже рядом расположенные складки могут быть ориентированы длинными осями под углом друг к другу, но в группах складок обычно отмечается вытянутость их в определенном направлении, что позволяет выделить цепочки складок или валы. Среди отдельных форм (табл. 6) преобладают брахиформные, куполовидные и слабо вытянутые структуры с конседиментационным развитием, реже образуются наложенные складки в виде моноклиналей, ступеней, флексур и другие структуры, развивающиеся длительно в течение нескольких веков или эпох при относительно устойчивых блоковых перемещениях фундамента. В районах распространения эвапоритов широко развиты соляные купола.

Платформенные складки* образуются главным образом при неравномерном прогибании земной коры в пределах плит. Вертикальные перемещения на платформах носят сложный характер. Так, например, на Восточно-Европейской платформе устанавливаются три цикла, из которых каждый начинается прогибанием и заканчивается поднятием. Первый из них охватывает время от конца протерозоя до силурийского периода включительно, второй — от середины девона до конца перми и третий — от юрского до четвертичного периода. Указанные циклы соответствуют каледонскому, герцинскому и альпийскому этапам тектогенеза в геосинклинальных областях.

---

* По М. Я. Рудкевичу.

ТАБЛИЦА 6

Морфологическая классификация платформенных структур,

Размеры (порядки)	Форма			
	Замкнутые			
	округлые		вытянутые	
	положительные	отрицательные	положительные	отрицательные
Крупнейшие: площадь более 600—1000 тыс. км², 60—600×60 — 100 км	Антеклизы (Воронежская)	Синеклизы (Московская)	—	Желоба (Пурский, в Западной Сибири)
Крупные: площадь 100 тыс. км², 50—200×150—500 км	Своды (Татарский, Сургутский)	Впадины (Мелекесская, Юганская)	Крупные валы, зоны линейных поднятий (Центрально-Мангышлакско-Устюртская зона поднятий)	Крупные прогибы (Колтогорский, Западная Сибирь)
Средние: площадь 500 — 6 тыс. км², 10×40×40 — 300 км	Купола	Мульды	Валы	Прогибы
Мелкие: площадь 20—500 км², 2—3×15 — 20 км	Локальные* поднятия		Локальные* поднятия, брахиантиклинали	

* Локальные отрицательные структуры, а также мелкие однокрылые и сочленяющие

структур

Незамкнутые				Однокрылые	Сочленяющие
округлые		вытянутые			
положительные	отрицательные	положительные	отрицательные		
—	—	—	—	Склоны (Восточно-Уральский, в Западной Сибири)	Крупные седловины (Кустанайская)
Выступы (Щучинский, Западная Сибирь)	Незамкнутые впадины (Кулундинская, Западная Сибирь)	Крупные структурные носы (Тобольский, Западная Сибирь)	Крупные структурные заливы (Тюменский, Западная Сибирь)	Моноклинали, ступени, структурные террасы (Приаргинская, Западная Сибирь; Шахпахтинская, Мангышлак)	Седловины (Карачинская, Мангышлак)
Группы поднятий (Кротовская в Западной Сибири; Мубарекская на Туранской плите)	—	Структурные носы	Структурные заливы	Уступы, флексуры	Перемычки

формы не учитываются.

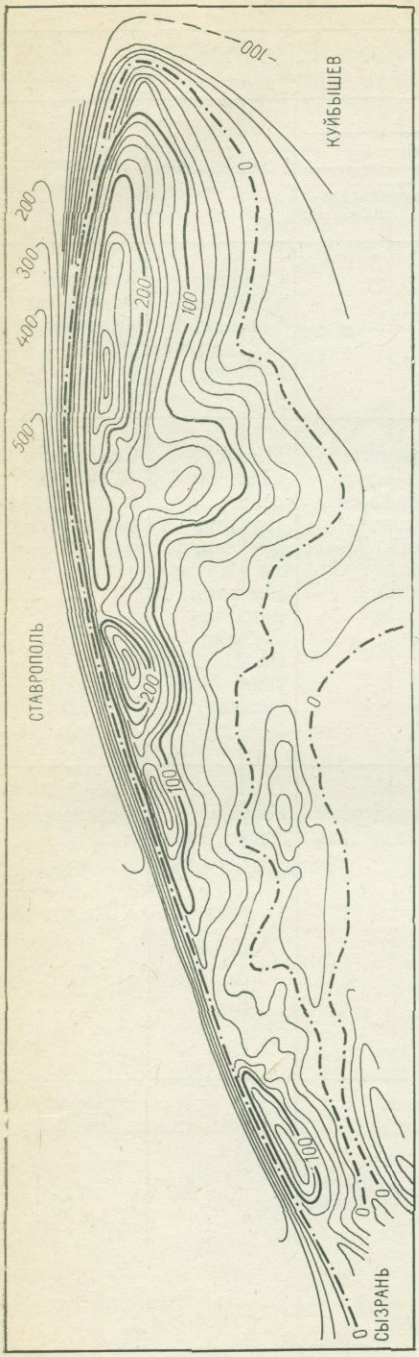


Рис. 312. Жигулевское поднятие — схематическая структурная карта по швагериновому горизонту, по Е. И. Пермякову

Подавляющее большинство платформенных складок имеет более контрастную форму по поверхности фундамента и нижним горизонтам осадочного чехла и затухает вверх по разрезу. Особенно четко такая закономерность прослеживается в локальных поднятиях, которые служат ловушками залежей нефти и газа. Вместе с тем известны структуры, амплитуда которых не убывает снизу вверх в определенном интервале разреза. Они выражены брахиантиклиналями, возникающими в кайнозое над обновленными разрывами.

На платформах известны также поднятия, которые фиксируются лишь по верхним комплексам осадочного чехла, а в нижних его горизонтах они имеют форму структурных носов или совсем исчезают (структуры без корней).

По выраженности в разных горизонтах чехла и особенностям развития локальные поднятия разделяются на следующие типы.

1. Сквозные, непрерывного развития структуры, выраженные во всех горизонтах чехла, имеют убывающую вверх по разрезу амплитуду и развивались практически непрерывно, конседиментационно. Примером такого типа складок служит Жигулевская складка в Поволжье (рис. 312).

2. Сквозные, возрожденные структуры отличаются тем, что

снизу вверх их амплитуда уменьшается лишь до определенного стратиграфического уровня, выше которого она сохраняется практически неизменной. Это означает, что рост поднятия прекращался, складка раскрывалась в незамкнутую форму и затем антиклинальное изгибание пластов возобновилось по древнему пласту.

3. Погребенные, раннего развития структуры характеризуются тем, что рост их начался с момента отложения самых древних осадков платформенного чехла, но прекратился на том или ином стратиграфическом уровне. Такие поднятия в верхних горизонтах раскрываются в структурные носы или моноклинали.

4. Новообразованные (бескорневые), позднего развития структуры — это тип довольно редко встречающихся локальных структур, возникших в результате молодых блоковых подвижек над разрывами или узкими прогибами. Они, естественно, затухают с глубиной.

5. Комбинированные, частично погребенные, частично новообразованные структуры имеют форму относительно крупных куполов по молодым горизонтам чехла и выражены системой сближенных мелких выступов, разделенных локальными мульдами, в более древних отложениях. Так, например, в Западной Сибири известны крупные поднятия по кровле неокома, с которыми связаны богатые залежи нефти в верхненеокомских пластах. По более древним, юрским отложениям на месте одного поднятия фиксируется несколько небольших брахиантиклиналей. В процессе длительной конседиментационной складчатости один (обычно центральный) купол продолжал расти, тогда как окружающие его мелкие выступы «затухали» вместе со смежными прогибами и превратились в склоны единого, более крупного поднятия.

Особое место в платформенной складчатости занимает соляно-купольная тектоника, характерная для Прикаспийской синеклизы, Северо-Германской впадины эпипалеозойской плиты Западной Европы и ряда других регионов.

В Прикаспии докембрийский фундамент погружен до 15—18 км и разбит глубокими разломами на крупные блоки. В осадочном чехле Прикаспийской синеклизы выделяются три структурных этажа: подсолевой (палеозойский, допермский), солевой (нижнепермский) и надсолевой (мезо-кайнозойский).

Деформации пластичного, способного к течению утонению и утолщению солевого этажа обусловили специфическую складчатость надсолевого комплекса. В нем образовались купола, нередко прорванные штоками соли. Соляные купола различаются по своей морфологии, глубине залегания, интенсивности прорыва соли. Они обычно разбиты сложной системой сбросов.

Склоны куполов имеют углы от 10—15 до 60—80°. Вершины некоторых соляных штоков размыты и приобрели вид усеченных конусов. С соляными куполами связаны месторождения нефти в надсолевом этаже.

Выделение платформенных складок по их форме и размерам имеет большое практическое значение в связи с нефтегазоносностью. Известно, что газ и нефть не могут попасть в структурную ловушку до ее образования. Следовательно, время возникновения замкнутого поднятия определяет начало аккумуляции углеводородов. Длительность конседиментационной складчатости, ее уси-

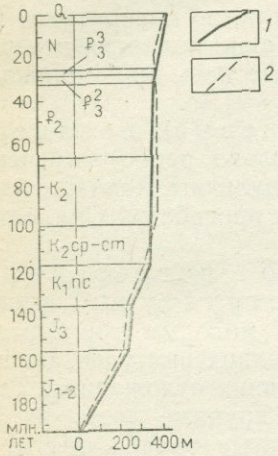


Рис. 313. График роста Нижневартовского свода, по кровле среднеюрских отложений, по М. Я. Рудкевичу.

Кривые роста свода относительно юго-западного (*1*) и северо-восточного (*2*) крыльев

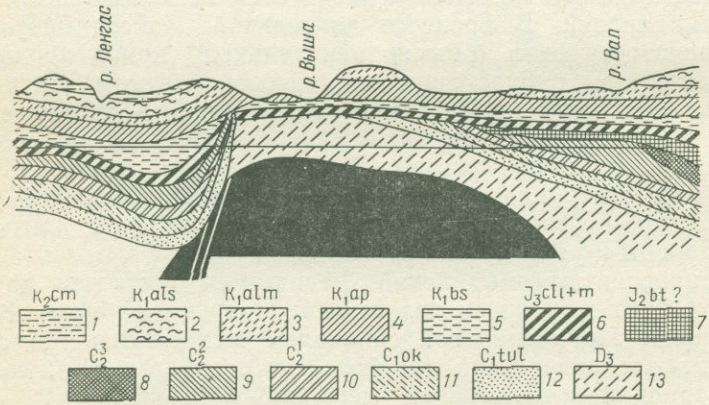


Рис. 314. Разрез юго-восточного окончания Оксско-Цнинского вала.

1—13 — различные горизонты мезозоя и палеозоя платформенного чехла; в ядре — Затоно-Морсовское поднятие поверхности докембрийского фундамента (черное)

ление и ослабление контролируют фазы нефтегазоносности. Перестройка структурных планов, раскрытие замкнутых поднятий, оживление разрывных нарушений способствуют переформированию залежей, перемещению нефти и газа в другие, смежные ловушки. Поэтому большое значение приобретает анализ развития структуры, в частности графика роста поднятий, которые строятся следующим образом: на основе структурных карт нескольких горизонтов и карт равных мощностей (изопахит) между ними определяют приращения амплитуды поднятия, оцениваемые по

разности мощности в своде и на крыльях складки. Эти приращения, определенные для различных этапов развития структуры, откладывают по оси абсцисс и по их концам проводят кривые. Так, например, такой график, построенный для Нижневартовского свода (рис. 313), показывает, что в развитии свода можно выделить три этапа ускорения роста: ранне-среднеюрский, неокомский и неогеновый. На первом этапе поднятие достигло амплитуды 300 м, на втором — увеличилось еще на 100 м. В позднеюрскую, позднемеловую эпоху и в палеогеновом периоде рост складки резко замедлился. В неогене амплитуда поднятия увеличилась

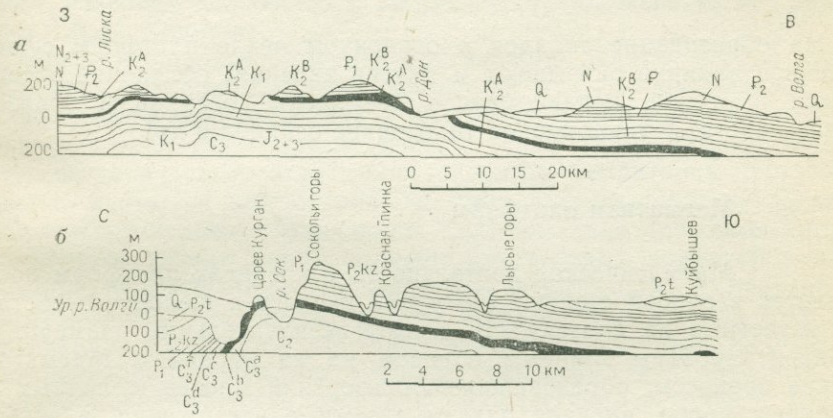


Рис. 315. Разрезы через Доно-Медведицкий вал (*а*) и Жигулевскую складку (*б*)

еще на 100 м. Таким образом, современная амплитуда по кровле пород средней юры составляет 500 м.

На региональных тектонических картах, изображающих строение платформ, наглядно отображено распространение складок в осадочном чехле. На Восточно-Европейской платформе они группируются в валы, вытянутые вдоль или поперек крыльев синеклиз и антеклиз. Примерами являются Окско-Цвинский, Доно-Медведицкий, Сухонский и другие валы. Окско-Цвинский вал вытянут более чем на 300 км в длину, 60 км в ширину и ориентирован поперек простирания южного крыла Московской синеклизы (рис. 314). Доно-Медведицкий вал, обладающий еще большими размерами, расположен на западном крыле Прикаспийской синеклизы. Он распадается на большое число отдельных куполов и брахиантиклиналей, вытянутых параллельно крылу синеклизы (рис. 315).

Значительное число платформенных складок изучено с помощью буровых работ в связи с приуроченностью к ним залежей нефти и газа; для различных горизонтов многих складок составлены детальные описания и структурные карты. Установлена принадлежность большей части платформенных антиклинальных складок к типу, характеризующемуся утоненными замками и

увеличенными мощностями на крыльях. В сводах складок часто отсутствуют отдельные стратиграфические горизонты, присутствующие на крыльях, появляются размывы и развиты в основном грубообломочные фации. Эти явления сопровождаются последовательным увеличением углов падения крыльев с глубиной, достигающих в отдельных случаях 30—50°. Своды многих складок осложнены небольшими куполами, выступами (структурные носы) и поперечными изгибами.

Отмеченные свойства платформенных складок указывают на то, что основная их часть формируется параллельно с осадконакоплением под воздействием вертикальных тектонических движений.

На образование складок в осадочном чехле платформ существенное влияние оказывают и другие явления: облекание эрозионных выступов, неравномерное накопление осадков и образование карста, неравномерное уплотнение осадков и др.

Магматизм платформ

Магматическая деятельность в пределах платформ проявляется в слабой степени. Интрузии кислого и щелочного состава, известные на платформах, имеют незначительные размеры и сконцентрированы главным образом на их окраинах. Магматические процессы, образовавшие Ловозерский массив щелочных и основных пород, вначале питали наземные извержения, а затем возникли штоки, изолированные от дневной поверхности эффузивно-туфовой толщей.

Значительно шире на платформах распространены магматические процессы, приводящие к образованию основных пород — трапповой формации. На Восточно-Сибирской платформе начальные и средние фазы траппового магматизма были главным образом эффузивными. В это время возникли покровы базальтов и долеритов и накопилось значительное количество туфов. Заключительная фаза выражена в образовании пластовых залежей (силлов), образующих многоэтажные внедрения, и реже секущих тел в виде жил, даек, столбообразных штоков, трубок и иногда сети тонких неправильных жил (штокверков). Время образования трапповой формации связывается с общим растяжением платформы.

Отсутствие кислого и широкое проявление основного магматизма в виде трапповой формации составляют одну из самых характерных черт платформенного режима. Так как первый является коровым, а второй — мантийным, напрашивается естественный вывод о значительном снижении тепловой активности в литосфере на территориях платформ. Изотермы, соответствующие плавлению вещества в верхней мантии (возможно, в астеносфере), на платформах находятся на глубинах, превышающих не только толщину земной коры, но и литосферы в целом.

Структуры областей эпиплатформенного орогенеза

На существование обширных областей с интенсивным проявлением тектонических движений, активизировавшихся *после длительного (сотни млн. лет) спокойного платформенного развития*, было обращено внимание еще в начале нашего столетия. В. А. Обручев называл такие области «возрожденными горами». Позже они назывались «зонами резонансного тектогенеза» (Ю. М. Пущаровский), областями «дейтерогенеза» (К. В. Боголепов), областями тектоно-магматической активизации (А. Д. Щеглов); название, указанное в заголовке, предложено А. Л. Яншиным и В. Е. Хаиным.

Области эпиплатформенной активизации делятся на два принципиально различных типа: первый из них сопровождается интенсивным магматизмом как в эффузивной, так и в интрузивной форме; второй тип — амагматичен. У обоих типов много и общих черт. И те и другие охватывают огромные территории протяженностью в тысячи километров, не имея вместе с тем каких-либо строго структурных ограничений. Тектонические движения характеризуются резким преобладанием интенсивных поднятий и глыбовыми перемещениями складчатого фундамента, в результате которых возникает среднегорный и высокогорный рельеф. При активизации образуются континентальные орогенные формации: континентальная моласса, озерные соленосные и угленосные отложения; складчатость носит преимущественно глыбовый характер, а магматизм имеет щелочной уклон.

Современные области эпиплатформенной активизации развиваются, начиная с эоцена, но на платформах существуют области, активизация которых происходила в палеозое и мезозое.

Наиболее ярким представителем областей эпиплатформенной активизации, сопровождавшихся магматизмом, является Забайкалье; второй тип областей отчетливо выражен в Средней Азии. Следует отметить, что к областям повторной тектонической активизации не следует относить обширные территории, развивающиеся в режиме эпигеосинклинального орогенеза, например, Горный Крым, Центральный Кавказ, Центральный Казахстан и др.

Забайкальская область эпиплатформенной активизации протягивается от оз. Байкал до верховьев р. Амур. Она включает западную окраину Алданского нагорья и Патомское нагорье, а на юге Северо-Восточную Монголию. Эта огромная территория в позднем протерозое представляла собой устойчивую платформу, но, начиная с раннего палеозоя, испытала несколько этапов тектоно-магматической активизации, проявлявшейся не на всей площади одновременно, а в виде поясов, связанных с региональными глубинными разломами. Первые движения активизации, в виде устойчивых сводово-глыбовых поднятий архейско-нижнепротерозойского гранитно-метаморфического фундамента, произошли в кембрии и раннем ордовике, когда образовались крупнейшие гранитные ареал-плутоны. При продолжающихся в девоне, карбоне

и перми дифференцированных сводово-глыбовых поднятиях на древнем фундаменте возникли многочисленные прогибы, грабены и грабен-синклинали, заполненные континентальной грубообломочной молассой, кислыми и щелочными вулканитами. Прорывающие их интрузивные комплексы (девонский, каменноугольный и пермский) сложены гранитоидами с резко выраженной щелочностью, а также сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Вулканизм наибольшей интенсивности достиг в перми, когда образовались многочисленные кольцевые кальдеры.

После некоторого перерыва в триасе и юре процесс активизации тектонических движений вновь возобновился. Возникают глубокие впадины, ограниченные разрывами, и многочисленные грабен-синклинали, в которых накапливались континентальная моласса, кислые и щелочные вулканиты в сочетании с небольшими массивами гранитоидов, основных и щелочных пород. В конце средней и начале поздней юры активность тектонических движений и вулканизма ослабевает, но вместе с тем расширяются впадины, заполнявшиеся континентальной обломочной и угленосной молассой.

Разрастание впадин продолжалось и позже, включая ранний мел, одновременно с воздыманием разделявших их хребтов. Активизировались многие разломы, что придало впадинам грабенообразное строение. Движения сопровождались интенсивным субщелочным вулканизмом. Наиболее крупные из впадин были покрыты озерами, в которых накапливались аргиллиты, горючие сланцы и аллювиальные отложения, общая мощность которых достигает нескольких километров.

Относительно причин палеозойской и мезозойской тектономагматической активизации Забайкалья трудно сказать что-либо определенное. Несомненно возрождение тепловой активности в это время как в астеносфере, так и в гранитно-метаморфическом слое земной коры, о чем свидетельствуют интенсивный мантийный базальтовый вулканизм и широкое распространение «коровых» кислых и щелочных вулканитов.

Большая часть небольших интрузивных массивов, располагающихся в концентрических вулкано-тектонических структурах, является, вероятно, вскрытыми эрозией промежуточными очагами стратовулканов; крупные интрузивные массивы гранитоидов представляют собой продукт реомобилизации древнего архейского гранитного основания.

Область эпиплатформенного орогенеза Средней Азии распространяется на хребты Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатая. Она возникла после длительного периода платформенного режима в мезозойской эре. Самые начальные признаки активизации вертикальных движений, проявившихся в эоцене, сопровождались незначительными по площади излияниями щелочных базальтов, перекрытых континентальными аллювиальными и озерными отложениями. При дальнейшем усилении глыбовых перемещений складчатого фундамента произошли изоляция отдельных

впадин и повышение разделяющих их хребтов. В первых накапливались мощные толщи солей и гипсов, чередующихся с обломочными аллювиально-пролювиальными образованиями.

В неогене при расширении площади хребтов широко распространилась сероцветная континентальная моласса, местами залегающая на складчатом палеозое. В четвертичном периоде, при дальнейшем усилении поднятий, сформировался современный высокогорный рельеф, а осадконакопление в большинстве впадин прекратилось. Как указывает Л. Г. Добрецов, в наиболее крупной из них Иссык-Кульской впадине относительные перемещения палеозойского складчатого фундамента достигли 10 км, а в самой впадине фундамент погружен на 3 км и перекрыт толщей осадков до 2,5 км мощностью. Отмечается современная повышенная сейсмичность разломов, ограничивающих впадину, и повышенный тепловой поток.

На природу кайнозойской активизации Средней Азии существуют два взгляда. По первому из них, высказанному еще в начале 20-х годов Э. Арганом, чередование прогибов и поднятий — следствие образования крупных «складок основания», позже реконструированных Л. И. Соловьевой по фрагментам предкайнозойской поверхности выравнивания. В дальнейшем складки были разбиты вертикальными разрывами на блоки-ступени с образованием «горст-мегантиклиналей» и «грабен-мегасинклиналей» (термины В. Е. Хаина), разграниченных глубинными разломами, малоамплитудными надвигами и покровами.

Согласно второй точке зрения, высокогорный рельеф и поднятия Средней Азии явились следствием сближения Индостанской и Европейско-Сибирской платформ, при котором возникли цепи складчатых хребтов с многоярусными шарьяжами. Последние привели к утолщению земной коры и даже сдваиванию гранитно-метаморфического слоя. Сближения, вероятно, начались в конце мезозоя, но настоящей интенсивности достигли начиная с эоцена и особенно в четвертичном периоде.

Рифтогенные структуры

Термин «рифт» (англ. — расщелина, ущелье) был предложен английским геологом Д. Грегори в 1896 г. для сбросов, возникающих под воздействием сил гравитации. Понижения, образованные рифтами (сбросами), Д. Грегори предложил называть рифтовой впадиной. Позже Б. Уиллисом в литературе был введен термин «рамп» для обозначения впадин, ограниченных взбросами. В дальнейшем представления о рифтах на долгие годы были вытеснены структурами, получившими название грабенов (нем. — ров) и впервые описанными Э. Зюссом в 1875 г.

В 50-х годах, по мере накопления данных о региональных разломах земной коры и развития глубинной геологии, к термину рифт вернулись вновь для обозначения крупных планетарных си-

стем разломов земной коры, оставив за термином «грабен» местные, локальные структуры как в складчатых комплексах, так и в платформенном чехле.

В настоящее время к рифтам (рифтогенным структурам) относят региональные узкие линейные пояса деструкции, образующиеся в результате растяжения и раздвига земной коры. Ниже рассмотрены рифтогенные структуры континентальной коры. Не менее широкое развитие они имеют и в пределах океанов, но условия образования рифтов в океаническом дне существенно иные.

Физические поля и возникающие структуры в областях рифтогенеза имеют много характерных черт, что позволяет выделять особую форму развития земной коры под общим названием «рифтогенез».

Основные признаки рифтогенных структур сводятся к следующему.

Континентальные рифты имеют большую протяженность в сотни и тысячи километров и резко выраженную линейность. Их ширина может составлять и первые километры, и многие десятки и даже сотни километров. По мере развития ширина рифта увеличивается, что до некоторой степени может отражать время их заложения.

Рифтогенные структуры возникают в условиях растяжения земной коры. При этом происходят ее утонение и раздвиг, поперечный к направлению рифта, нередко сопровождающийся полным разрывом гранитно-метаморфического, а иногда и базальтового слоев.

Наиболее крупные из рифтов приурочены к осевым частям длительно развивающихся сводовых поднятий, благодаря чему в современном рельефе кайнозойские рифты выражены четко очерченными понижениями (рифтовыми долинами), ограниченными окружающими хребтами. Разрывы, обрамляющие рифты, принадлежат к нормальным сбросам или сбросо-сдвигам, но у длительно развивающихся рифтов появляются и взбросы; раздвиги в рифтовых поясах приводят к появлению подчиненных по размерам параллельных или ветвящихся грабенов и горстов. У замыкания рифтов образуются грабены, сходящиеся к началу рифта под острым углом. Развитие рифтов сопровождается повышенным тепловым потоком и периодическим интенсивным базальтоидным или щелочно-базальтоидным вулканизмом.

Рифтогенные структуры характеризуются четко выраженными отрицательными аномалиями силы тяжести, за исключением участков полного разрыва земной коры и появления на небольших глубинах выжатого вверх мантийного вещества. Поверхность М под рифтами приподнята до 10—15 км, а верхняя мантия разуплотнена (скорости сейсмических волн понижаются под рифтами с 8,2—8,5 до 7—7,8 км/с). Таким образом, в поперечном сечении большинство крупных рифтов напоминает двояковогнутую линзу.

Как указывает Е. Е. Милановский, наиболее древние, отчетливо выраженные рифтогенные структуры известны в протерозое

(авлакогены в фундаменте Восточно-Европейской платформы, Гардарская зона в Гренландии). Палеозойские рифты распространены значительно шире. К ним относятся Днепрово-Донецкая впадина, грабен Осло, рифты Шотландии, Северных Аппалач, Вилюйская впадина и др. В мезозое рифтогенез в континентальной

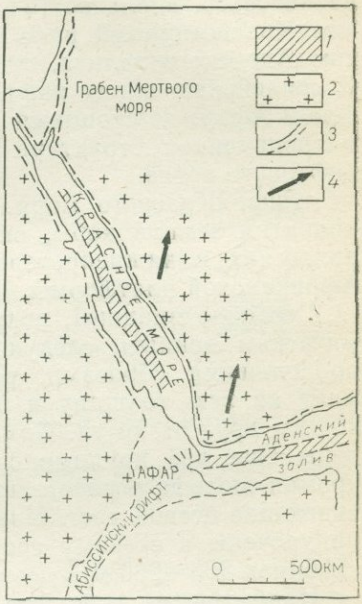


Рис. 316. Структурная схема района Красного моря, по К. Л. Дрейну и Дж. Гидлеру.

1 — осевые зоны рифтов (срединные грабены); *2* — кристаллические породы фундамента; *3* — разрывы; *4* — направление смещения Аравийского полуострова

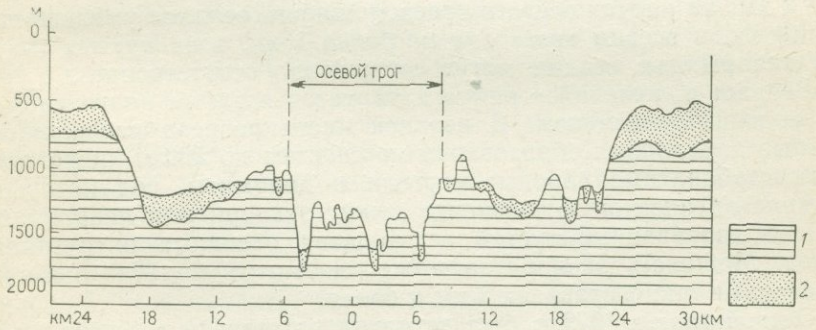


Рис. 317. Поперечное сечение осевого трога Красноморского рифта, по А. С. Монину и В. С. Ястребову.

1 — коренные породы; *2* — рыхлые терригенно-карбонатно-биогенные отложения

коре продолжает расширяться. Рифтовые пояса появляются на Индостанской платформе, в Северной Америке, Западной Европе, Средиземноморской области.

В кайнозое закладываются самые крупные из современных рифтогенных структур: рифт Красного моря, система Восточно-Африканских рифтов, Байкальский рифт и др. В кайнозое продолжают свое развитие многие рифты, заложившиеся в мезозое.

Рифтовый пояс Красного моря образует на поверхности Земли узкую прямолинейную тектоническую впадину (рис. 316), залитую водами. Ширина моря достигает 400 км, глубина — более 1,8 км. На северном окончании рифт расчленяется на два грабена, сходящиеся под острым углом: грабен Суэцкого залива и систему грабенов Леванта, прослеживающихся от Акабского залива на север, вдоль восточного побережья Средиземного моря. На юге Красноморский рифт под прямым углом сочленяется с рифтом Аденского залива, ограничивающим Аравийский полуостров. К сочленению обоих рифтов с юго-запада подходит система грабенов Афар, являющихся северным окончанием самого крупного в современной структуре земной коры Восточно-Африканского рифтового пояса.

Рифт Красного моря расположен в осевой части огромного поднятия земной коры, оконтуренного на поверхности выходами архейских и нижнепротерозойских пород, слагающих фундамент Африканской платформы.

Строение впадины, покрытой водами Красного моря, по сейсмическим данным, следующее. Ее борта ограничены крупными продольными сбросами, рассекающими кристаллический фундамент на всю толщину и расположенными на расстоянии 100—200 км друг от друга. Симметрично от средней линии моря выявлены еще две крупные системы сбросов, находящиеся вблизи кромки шельфа с расстоянием 15—40 км друг от друга и ограничивающие осевой трог. Наибольшие глубины моря (более 1800 м) приурочены к осевому трогу (рис. 317); его плечи находятся на глубинах 800—900 м.

Наибольшая мощность неконсолидированных отложений на дне моря установлена в прибрежных участках шельфа и достигает 4,2 км; на плечах осевого трога мощность осадков уменьшается до 1,8 км, в осевом троге она не более 1 км, а на крутых участках дна рыхлые осадки могут совершенно отсутствовать.

Возраст отложений в рифте датируется поздним олигоценом — четвертичным временем. В верхней части разреза расположены рыхлые коралловые образования мощностью до 500 м, ниже залегают карбонатные породы: мергели и доломиты, под которыми на кристаллическом фундаменте лежат эвапориты и покровы базальтов, прорванные густой сетью даек основных интрузивных пород. Мощность эвапоритов может достигать 2 км, а вместе с базальтами она составляет 3 км и более.

Осевой трог в 1979 г. был детально исследован советской морской научно-исследовательской экспедицией (А. С. Монин, В. С. Ястребов). На изученном участке его ширина оказалась равной 20 км, а развитие происходило в последние 5 млн. лет. В придонной части вод трога обнаружены горячие глубинные источники, насыщенные солями и, вероятно, связанные с прохождением ювенильных вод сквозь толщу эвапоритов. Дно трога представляет собой сильно изрезанную поверхность с многочисленными продольными впадинами и хребтами, часто ограничен-

ными скалистыми обрывами крутизной более 40° (см. рис. 317). Особенно высока вертикальная стенка восточного ограничения трога, возвышающаяся на 450 м и покрытая зеркалами скольжения с вертикальными штрихами и царапинами. Возраст уступов хорошо датируется прислонением к ним лавовых потоков и составляет от 1 млн. до 30 000 лет.

На дне осевого трога находятся цепочки молодых вулканов (экструзий) с возрастом в десятки тысяч лет. Вулканы образуют невысокие конусы с кратерами у верхушки, от которых расходятся потоки базальтов, состоящие из нагромождения подушечных лав. Зоны активного вулканизма окаймляют полосы более древних, потухших вулканов и обычно отделены от последних сбро-

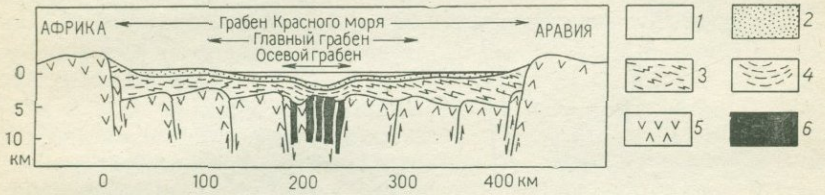


Рис. 318. Схематический геологический разрез северной части Красного моря, по Ч. Дрейку и Дж. Гидлеру.

1 — вода; *2* — коралловые постройки и неуплотненные отложения; *3* — карбонатные породы, эвапориты; *4* — осадочные породы, вулканиты; *5* — породы докембрийского фундамента; *6* — основные интрузии

совыми уступами 30—50 м высотой. Лавы в осевом троге почти не покрыты осадками, но они появляются, и их мощность быстро нарастает по мере удаления от участков современного активного вулканизма. Изливаются толеитовые базальты.

Все особенности строения Красноморского рифта свидетельствуют о его образовании в результате растяжения и утонения кристаллического основания в своде обширного поднятия земной коры. Начало этого процесса относится к позднемеловой эпохе; средняя скорость расширения рифта за последние 25 млн. лет составила 0,75 см/год. Дайки в осевом троге заполняли вертикальные раздвиги, возникшие в результате растяжения (рис. 318). Как указывает Дж. Гидлер, раздвиг сопровождался значительной левой сдвиговой составляющей, благодаря чему результирующая движений была направлена под углом 45° к оси рифта. В результате Аравийский полуостров сместился к северу не менее чем на 90 км, что и явилось причиной образования Аденского залива. Северо-западной границей смещения Аравийского полуострова служила система грабенов и сдвигов Леванта.

Байкальский рифтовый пояс расположен в осевой части сводового поднятия земной коры, вытянутого с северо-востока на юго-запад (рис. 319). Как указывают Н. А. Флоренсов и Ю. А. Зорин, Байкальский рифт ограничен крупными глубинными сбросами и имеет более 1000 км в длину и до 60 км в ширину. Наи-

большая глубина в озере 1650 м. На северо-востоке и юго-западе Байкальский рифт продолжается в виде сложной системы кулисообразно расположенных грабенов. Обрамляющие рифт хребты сложены поднятыми на значительную высоту архейскими и нижнепротерозойскими кристаллическими породами, имеющими мощность 42—46 км. Толща неуплотненных осадков в рифте, обнажающихся на его бортах, достигает 3 км. Возраст наиболее древних из них составляет 25—30 млн. лет, что позволяет отнести возник-

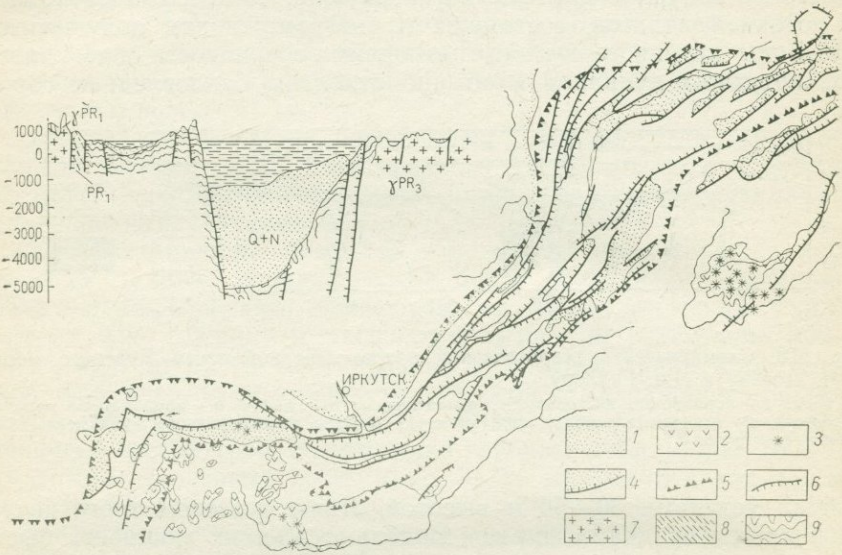


Рис. 319. Строение Байкальской рифтовой зоны, по В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову, упрощено.

1 — неоген-четвертичное осадочное выполнение рифтов; *2* — неоген-четвертичные платобазальты; *3* — потухшие четвертичнеы вулканы; *4* — край Сибирской платформы; *5* — контуры сейсмического пояса с интенсивностью землетрясений до М 6,5; *6* — сбросы; *7* — протерозой (граниты); *8* — нижний протерозой (метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы); *9* — архей (мраморы, гейсы, роговообманковые сланцы)

новение рифта к концу олигоцена. Его активное развитие продолжается до сих пор со средней скоростью погружения дна 0,6 см/год.

Под Байкальским рифтом расположена обширная положительная гравитационная аномалия, связанная с породами повышенной плотности, компенсирующими недостаток масс в верхней части коры. Последняя под озером утонена до 34—35 км; тепловой поток под дном Байкала в 2—3 раза выше фонового; в магнитном поле четко выделяются продольные полосовые аномалии.

На восток от Байкала и к западу от южной оконечности расположены многочисленные шлаковые и туфовые конусы, потоки и покровы лав, возраст которых не более нескольких десятков тысяч лет. Глубинным сейсмическим зондированием в надастеносферном слое установлена область пониженных скоростей сейс-

мических волн, совмещающаяся с контурами общего поднятия земной коры. В пределах области пониженных скоростей сейсмических волн происходят, вероятно, частичное плавление вещества, уменьшение его плотности и всплывание вверх. Нижняя граница этих процессов находится на глубине 500—600 км.

Образование Байкальского рифта связывается с возникновением очага аномальной мантии с пониженной плотностью, состоящего из смеси тугоплавкого перидотита и расплавленного базальта, приподнявших земную кору и вызвавших растяжение и утонение земной коры в осевой части свода. Возможно, что растягивающие усилия вызваны растеканием аномальной мантии в стороны от оси поднятия. В результате растяжения возникли разломы в земной коре, развившиеся в обрамляющие рифт сбросы. Раздвиг заполнялся мантийным веществом или базальтом, далее следуют пластическое растяжение и новая серия разрывов.

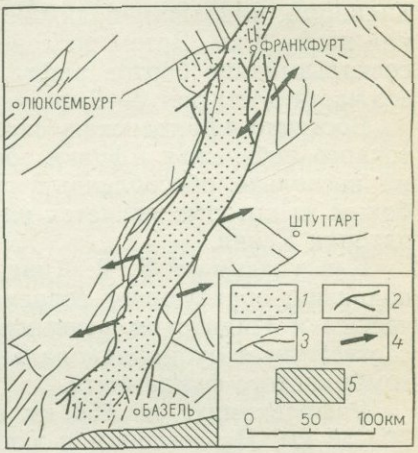


Рис. 320. Строение Рейнского рифта, по Л. Аорнеру.

1 — Рейнский рифт; *2* — глубинные граничные разломы; *3* — прочие разрывы; *4* — современное движение блоков; *5* — Альпийский складчатый пояс

Следует отметить незначительный объем вулканической деятельности в Байкальском рифте. Максимальные излияния лав происходили в олигоцене, но с перерывами продолжались вплоть до голоцена. По составу это умеренно щелочные оливиновые базальты и трахибазальты (Н. А. Логачев и Н. А. Флоренсов). Средняя скорость раздвига составила 0,2—0,3 см/год; погружение кристаллического основания в Южно-Байкальском троге 6—7 км; в Северо-Байкальском 4—5 км. Раздвижение сопровождалось левосторонними сдвиговыми смещениями, амплитуда которых была не более нескольких километров.

Рейнский грабен расположен в долине верхнего Рейна. Он имеет 300 км в длину и 30—40 км в ширину (рис. 320). Грабен приурочен к осевой линии сводового поднятия и окаймлен поднятыми бортами (Вогезы, Шварцвальд), в которых на поверхность выведены древнейшие докембрийские образования. Грабен представляет собой клиновидную структуру разрушения со ступенчатым погружением в центральной части. Расколы земной коры на площади грабена возникли в позднем мелу и сопровождались вулканической деятельностью, но опускания начались только в среднем эоцене. При этом происходило расщепление коры и поднятие бортов грабена. Процесс шел неравномерно с остановками и убыстрениями. Наиболее интенсивные погружения в грабене, сопро-

вождавшиеся осадконакоплением, происходили в эоцене, раннем плиоцене и с позднего плейстоцена до наших дней. При этом возникали краевые и внутренние сбросы, наклоненные к оси грабена под углом 60—70°, а также вулканическая деятельность, сопровождавшаяся излияниями лав основного, ультраосновного и карбонатитового состава. Характерно расщепление северного и южного концов основного грабена на ряд частных грабенов, расходящихся под острыми углами.

Образование Рейнской структуры связывается с мантийным диапиром, вызвавшим поднятие земной коры (до 3 км) и ее утонение на 5—8 км. Затем последовал разрыв коры и гравитационное соскальзывание бортов рифта. Общее погружение в центральной его части достигает 3—5 км.

Восточно-Африканская система рифтов вытянута вдоль восточного побережья Африки более чем на 3000 км и распадается на несколько обособленных грабенов, наиболее крупным и глубоким из которых является рифт Грегори, расположенный на территории Кении.

Как указывает Б. Ч. Кинг, рифт Грегори возник на сводовом поднятии, образующем современный водораздел между Атлантическим и Индийским речными бассейнами. Ориентировка свода соответствует субмеридиональным структурным направлениям докембрийского фундамента.

Рифт вытянут на 450 км в длину при постоянной ширине в 70—80 км. На северном и южном окончаниях рифта ограничивающие его сбросы расщепляются, расходясь под острым углом. Выгибание сводового поднятия началось в палеогене и уже в плиоцене достигло не менее 2 км. В настоящее время борта рифта приподняты до высот более 2 км, тогда как в пределах рифта поверхность фундамента на севере и юге определена до глубин 300—400 м, а в центральной части — до 2,5 км. Таким образом, общее погружение в рифте составляет более 4 км. Основные сбросы, ограничивающие рифт, круто наклонены к его центру. Наиболее крупный из них — сброс Элгейс — развивался путем ряда последовательных смещений и имеет суммарную вертикальную амплитуду 3,5 км. В центральной части рифта расположены многочисленные малопротяженные продольные и косые сбросы, образующие сплошную сеть, ограничивающую многочисленные мелкие грабены и горсты. Амплитуды этих сбросов невелики и редко превышают первые метры, а их образование связывается с неравномерным уплотнением пород, заполняющих рифтовую долину. Сдвиговые перемещения по разрывам незначительны. По величине смещения и наклону сместителей разрывов поперечный раздвиг бортов рифта не более 10 км. Рифт заполнен толщами осадочных отложений и вулканогенных пород, накопление которых происходило в условиях полной компенсации. Мощность вулканогенных образований может достигать 2,5 км, причем вулканические центры приурочены преимущественно к осевой части рифта. Среди лав присутствуют толеитовые базальты, щелочные оливи-

новые базальты и фонолиты, а также лейциты, карбонатиты, пикриты.

Движения в рифте в последние 2 млн. лет и в современное время особенно интенсивны. Южная часть рифта получила свое морфологическое выражение именно в этот отрезок времени.

Рифт характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями, которые могут быть объяснены заполнением его осадками с низкой плотностью. Локальные гравитационные максимумы в основном приурочены к участкам интенсивного магматизма, а также имеют неустановленное глубинное происхождение.

Другие грабены Восточно-Африканской системы рифтов близки по своему строению к рифту Грегори.

Среди палеозойских рифтов наиболее полно изучен Днепрово-Донецкий палеорифт. Как указывает А. В. Чекунов, палеорифт заполнен мощной толщей осадочных отложений от среднедевонских до неогеновых включительно. Отложения девона, турне и нижнего визе располагаются почти исключительно в центральной части рифта, тогда как на его бортах осадочный разрез начинается с отложений верхнего визе. Начиная с намюрского века, палеорифт не отличался высокой активностью, хотя мощности более молодых отложений в его пределах максимальные.

В центральной части палеорифта расположен линейно-ориентированный грабен, ограниченный крупными сбросами, с амплитудами вертикального смещения до 5 км и более. Грабен служит основанием для образовавшегося в позднем визе широкого пологого прогиба типа синеклизы. Мощности отложений, слагающих прогиб, постепенно увеличиваются к ее центру, достигая 6—12 км. Увеличение мощностей происходит скачкообразно, главным образом за счет отложений девона — нижнего визе.

Среди верхнедевонских пород присутствуют огромные по объему залежи солей, достигающих мощности 2 км и более. Соли содержат многочисленные покровы, линзы и секущие тела эффузивных пород, свидетельствующих об интенсивных проявлениях вулканизма во время соленакопления. В этой части строения палеорифта есть много общего с Красноморским рифтом.

Дислокации в осадочных толщах Днепрово-Донецкого палеорифта относительно просты. В них присутствуют шарьяжи и крупные надвиги, слабо развиты опрокинутые складки.

Глубинное строение Днепрово-Донецкого палеорифта имеет характерные черты мезо-кайнозойских рифтов. Гранитно-метаморфический слой утонен от 20 км на бортах до 12 км в центральном грабене, а базальтовый слой — от 30 до 18 км. Поверхность Мохо на бортах расположена на глубинах 45 км, а в центре поднимается до 30—35 км. На фоне постепенного утонения земной коры отмечается скачкообразное изменение толщины гранитно-метаморфического и базальтового слоев, приуроченное к крупным продольным разрывам.

Примером позднепротерозойского палеорифта может служить Пачелмский прогиб Восточно-Европейской платформы. Первона-

чально выделенный Н. С. Шатским под названием «авлакоген». Пачелмский палеорифт расположен между Воронежской антеклизой и Токмаковским сводом и ограничен крутыми сбросами северо-западного простирания. Архейско-нижнепротерозойский фундамент в рифте опущен более чем на 2,5 км. В развившемся грабене накопилась мощная толща терригенных отложений рифея (сердобская серия). Залегающая выше вендская пачелмская серия перекрывает и борта рифта и распространена значительно шире рифейских толщ. Находящиеся выше девонские карбонатные отложения перекрывают как породы, слагающие палеорифт, так и в Воронежскую антеклизу и Токмаковский свод без каких-либо изменений в мощностях и фациях, фиксируя тем самым додевонское развитие всей структуры.

Как показывает приведенный обзор строения рифтогенных структур, им свойственно растяжение континентальной земной коры, сопровождающееся образованием окаймляющих их глубоких расколов. Развитие рифтов сопровождается вулканизмом, причем жерла вулканов могут располагаться не только в самих рифтах, но и значительно чаще в их бортах. В процессе общей деструкции гранитно-метаморфического слоя происходят его растяжение, а также растяжение и утонение базальтового слоя и подъем поверхности Мохо. Под современными рифтами появляются очаги разуплотненной мантии. Гравитационные минимумы, свойственные рифтовым долинам, связаны с их заполнением осадками низкой плотности, а на еще больших глубинах появляются гравитационные максимумы, обусловленные подъемом основной магмы.

До сего времени не установлено, какой процесс в рифтообразовании является первичным: растяжение и последующее перемещение вверх мантийного материала или наоборот, появление разуплотненной мантии, перемещение ее вверх, поднятие и растяжение земной коры.

Высказывались мнения о единой природе рифтов и геосинклинальных прогибов. Однако такой упрощенный подход к рифтогенезу вряд ли оправдан. Многие из палеорифтов (Днепрово-Донецкий, Пачелмский) закончили свое развитие на стадии внутриконтинентальных прогибов и на их месте геосинклиналей и «вторичных океанов» не появилось. Нет оснований также видеть в рифтах начальные стадии геосинклинального развития, так как они наложены на зрелую континентальную кору и обладают автономными чертами развития.

Кольцевые структуры

Кольцевые структуры в земной коре установлены давно, но до использования в геологии космофотоснимков они не привлекали к себе особого внимания. Между тем многие геологические образования и элементы строения поверхности Земли

имеют отчетливо выраженную округлую или овальную форму. На Алдане и Украине округлой формой обладают гранитогнейсовые купола. В молодых геосинклинальных областях такую же форму имеют массивы интрузивных пород, действующие и потухшие вулканические аппараты, корни глубоко эродированных древних вулканов. Довольно многочисленны округлые и овальные структуры инверсионно-гравитационного происхождения, связанные с всплыванием в земной коре относительно легких пород: соляных штоков и куполов, гранитных массивов, газонасыщенных грязей и т. п.

На земной поверхности установлены круглые кратеры ударного происхождения, вызванные падением метеоритов и взрывами космических тел. Округлая форма свойственна многим впадинам на земной поверхности, например Прикаспийской, Трансильванской и др. Концентрическим или дуговым расположением обладают многие элементы рельефа: речные долины, озера, побережья морей, реже горные хребты и т. п. Для всех этих форм принят обобщающий термин «кольцевые структуры» (КС), прочно укоренившийся в практике и в литературе.

В 70-х годах работы по изучению КС резко расширились. В немалой степени этому способствовало фотографирование с относительно близких расстояний поверхности Луны, Марса, Меркурия.

В 1975 г. В. М. Рыжовым и В. В. Соловьевым опубликована карта «морфоструктур» центрального типа территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000. Все указанные на карте КС (несколько сотен) разделены на купольные, кольцевые и купольно-кольцевые. В возрастном отношении они образуют две группы: домезозойскую и мезо-кайнозойскую. Наиболее крупные структуры, достигающие в поперечнике 1000 км, расположены в Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и на Северо-Востоке нашей страны. В крупные структуры вписываются более мелкие кольца, полукольца и овалы, диаметр самых небольших составляет не более 50 км. Одна из крупных кольцевых структур, расположенная на Северо-Востоке, имеющая в диаметре 900 км, состоит из сочетания 35 колец, овалов и полуколец меньшего размера.

В 1980 г. большим коллективом под руководством А. Д. Щеглова и В. Н. Брюханова составлена и опубликована космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000. КС на карте разделены на пликативные (положительные и отрицательные) и инъективные (магматогенные: плутонические и вулкано-плутонические, вулканические и ультраметаморфогенные). Наиболее крупные из КС оконтурены дугообразными линейными элементами, внутри которых располагаются КС меньших размеров. Последние разделены по генетическим признакам, а их диаметр не превышает 250 км. Генетический подход к изображению КС позволяет рассматривать карту как следующий шаг в расшифровке строения и природы этих образований.

На основании накопленного опыта изучения аэрофотоснимков и космофотоснимков, используя рисунок элементов рельефа, отличия в цвете, тоне и другие детали изображения, КС по размерам следует разделить на две группы: до 90 и более 90 км в диаметре. КС диаметром до 90 км в большинстве своем имеют, по-видимому, магматогенное, инверсионно-гравитационное и ударное происхождение.

Магматогенные КС. Кольцевое строение вулканических структур обусловлено прежде всего округлыми очертаниями вулканических построек и расположением многих элементов рельефа вокруг центров извержения. В древних денудированных вулканах кольцевым строением обладают отпрепарированные экструзивные купола, некки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы, гребни вложенных куэст, ориентированные вдоль границ обрушения. Как указывают А. И. Яковлев и Н. В. Скублова, появление округлых изображений может быть также связано с тепловыми аномалиями, в центре которых располагаются кратеры молодых, потухших или действующих вулканов.

Кольцевые формы создают близко расположенные к поверхности, но не вскрытые денудацией гранитные плутоны, а также очень древние, нижнепалеозойские и верхнепротерозойские, сильно разрушенные вулканические постройки. Следует отметить сходство вулкано-плутонических кольцевых структур с подобными образованиями других планет, в первую очередь Луны.

Инверсионно-гравитационные КС. Большая часть КС инверсионно-гравитационного происхождения приурочена к областям погружения земной коры: Трансильванской, Венгерской, Северо-Каспийской, Южно-Балхашской и другим впадинам. В этом отношении много данных приведено на космофототектонической карте Арало-Каспийского района, составленной большим коллективом под руководством В. Н. Брюханова и И. А. Еременко. Большинство небольших по размерам округлых, овальных и удлиненных структур в Арало-Каспийском районе принадлежит соляным куполам. Более крупные структуры, по мнению авторов, связаны со сводовыми поднятиями в подсолевых горизонтах над выступами фундамента впадины.

В складчатых областях гравитационно-инверсионные КС возникают при всплывании крупных гранитных массивов. В Центральном Казахстане, в Прибалхашье геоморфологическими исследованиями установлено, что верхнепермские гранитные массивы (Бектауатинский и др.) переместились вверх в виде куполообразного вздутия в мезозое и кайнозое не менее чем на 1 км. Подобные же явления описаны для некоторых мезозойских массивов Верхояно-Колымской складчатой области, приподнимавшихся и интенсивно разрушавшихся в течение кайнозоя (см. рис. 260).

Овальные и округлые контуры поднимающихся массивов хорошо дешифрируются на космофотоснимках.

КС ударного происхождения. Эта группа КС изучена далеко недостаточно. С одной стороны, этому мешают перекрывающие новейшие континентальные образования, а с другой — наметившееся увлечение этого рода структурами, мешающее их выявлению и объективному изучению.

К ударным, или метеоритным, кратерам относят 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. В настоящее время метеоритные кратеры и астроблемы* известны на всех континентах. Всего их насчитывается более 130, из них 40 на территории Канады и 20 на территории СССР. Размеры метеоритных кратеров весьма различны — от 25 м до 70 км. К настоящему времени установлено около 20 крупных структур этого рода с диаметром более 20 км. Из них 7 находятся в СССР, в том числе и самый большой из известных — Попигайский кратер, поперечник которого достигает 70 км.

Обычно метеоритные кратеры образуют округлую структуру, окруженную приподнятым валом, а иногда и внешней опрокинутой от центра синклиналью. 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. В астроблемах из-за позднейших разрушений, оползней, оплывин и эрозии некоторые из элементов строения кратеров могут быть выражены очень слабо или совсем отсутствовать.

В связи с возникающими при ударе огромными давлением (до 100 МПа) и температурой (до 2000 °С) в метеоритных кратерах обнаружены минералы высокобарических фаз кремнезема — коэсит, стаповерит — и высокобарические фазы других соединений (рингвудит и жадеит), а также горные породы особого сложения и структуры. Среди последних наиболее обычны следующие.

Автохтонная брекчия, возникающая в раздробленном, но не выброшенном основании кратера. Характеризуется развитием трещиноватости и другими проявлениями ударного воздействия. Обнажена очень редко и почти всегда перекрыта плащом других образований ударного происхождения.

Аллохтонная брекчия состоит из упавших назад в кратер обломков, образующих различного размера нагромождения из осколков и глыб, сцементированных рыхлым обломочным материалом (коптокластом), к которому примешивается то или иное количество стекла. Распространена очень широко по всей территории кратеров и нередко за их пределами. Мощность брекчии может составлять 100 м и более.

---

* Астроблема (греч. — звездная рана) — термин, применяемый для структурных форм, утративших морфологические свойства кратеров. Обычно это глубокие части эродированных метеоритных кратеров.

Импактиты представляют собой ударные брекчии, одним из основных компонентов которых являются стекло или продукты его изменения, образующиеся при расплавлении претерпевших удар пород. Стекло слагает цемент ударных брекчий и составляющие их обломки. Различают две основные разновидности импактитов: стекловато-обломочные — зювиты и массивные — тагамиты.

Зювиты находятся в аллохтонной брекчии. Они вместе с другими породами выполняют внутренние части воронок кратеров и в виде отдельных языков распространяются за их пределы. Зювиты представляют собой туфообразную массу спекшихся обломков стекла и пород либо рыхлый песок.

Тагамиты также располагаются внутри воронок, нередко образуя скальные обнажения со столбчатой отдельностью. Как указывают В. Л. Масайтис, М. В. Михайлов и Т. В. Селивановская, тагамиты следует рассматривать как псевдомагматические образования. 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 псевдопокровы. Представлены тагамиты однообразными пятнистыми породами с пористой, иногда пемзовидной текстурой, состоящими из обломков темно-серого или цветного стекла. Последнее имеет афанитовое строение и насыщено обломками пород и минералов.

Помимо специфических пород в метеоритных кратерах встречены образования с особым сложением, получившие название конусов разрушения. Они представляют собой обломки или блоки горных пород с бороздчатой поверхностью в виде острых конусов, ориентированных вверх. Конусы разрушения известны в различных породах, но лучше выражены в известняках, образуя накладывающиеся друг на друга конусы и полуконусы различных размеров от 1 см до 12 м. Экспериментальные данные показывают, что конусы разрушения являются надежным показателем мощного удара.

Под воздействием ударной волны возникают также изменения в минералах горных пород. В них понижаются показатели преломления и двупреломления, возникают ударное двойникование и ударный кливаж.

Среди ударных структур наиболее полно исследован Попигайский кратер, расположенный на севере Восточной Сибири, и Аризонский кратер в Северной Америке.

Попигайский кратер находится на северной окраине Анабарского щита, кристаллические породы которого перекрыты покровом протерозойских и кембрийских кварцитов, доломитов и известняков, а также пермских песчаников и алевролитов, включающих силлы долеритов (рис. 321).

По данным В. Л. Масайтиса, кратер представляет собой округлое понижение в рельефе глубиной до 200—400 м с диаметром

70—72 км, частью заполненное четвертичными песками и галечниками. Во внешней воронке кратера находится кольцевое поднятие гнейсовой автохтонной брекчии диаметром 45 км, обладающее признаками ударного воздействия (конуса разрушения, стекло). Воронка заполнена зювитами, в которых заключены пластообразные и секущие тела тагамитов мощностью до нескольких

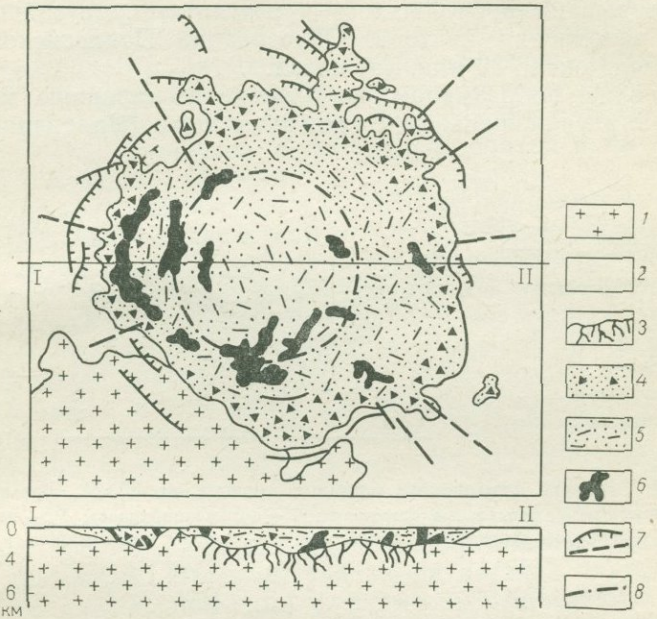


Рис. 321. Схема геологического строения Попигайского ударного кратера, по В. Л. Масайтису.

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

десятков метров. Мощность импактитов в центральной части кратера достигает 2—2,5 км. Внутренняя воронка образует кольцо 20—25 км шириной. Осадочные породы в ее бортах интенсивно деформированы, нарушены центробежными надвигами и радиальными разрывами с амплитудами смещения от метров до первых километров.

Аллохтонная брекчия, залегающая под импактитами, имеет мощность не менее 150 м и состоит из обломков и глыб разного размера и рыхлого коптокластического материала.

Импактиты близки по химическому составу к гнейсам и состоят из стекла, обломков оплавленных гнейсов и их минералов. Из обломков такого же стекла, сцементированного тонкораздроб-

ленным стеклом с обломками пород и минералов, состоят зювит и тагамиты.

Согласно расчетам, в эпицентре взрыва ударное давление достигало 100 МПа, а температура 2000 °С. Возникавший в таких условиях при плавлении гнейсов импактный расплав растекался радиально с большой скоростью, образуя кольцевые гребни, а далее от центра — струи и потоки, перекрывшие большую часть днища кратера. Образование центрального поднятия началось в момент взрыва и продолжалось в результате упругой отдачи уже после заполнения кратера. Образование Попигайского кратера произошло около 30 млн. лет назад.

Меньшие по размерам, но близкие по строению метеоритные кратеры расположены на Балтийском щите (Янисъярви), на Рус-

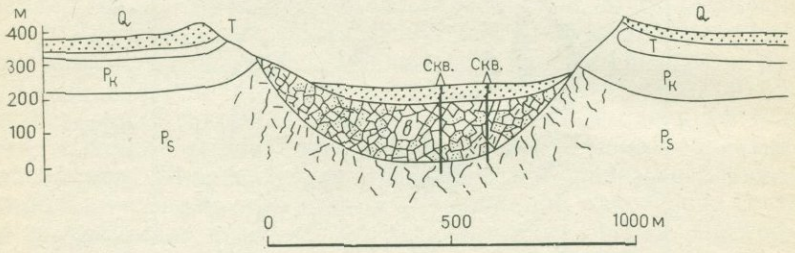


Рис. 322. Строение Аризонского ударного кратера, по Ю. М. Шумайкеру.
Q — четвертичные аллювиальные отложения; T — отложения триаса; P_K — пермские известняки; P_S — пермские терригенные отложения; *в* — брекчия, содержащая метеоритное вещество

ской платформе (Гусевский, Каменский) и на других территориях. Самый древний из них — Янисъярвинская астроблема — имеет возраст около 700 млн. лет.

Аризонский кратер, описанный Ю. М. Шумайкером, представляет собой чашеобразную впадину глубиной 180 м, диаметром 1,2 км, окруженную валом, на 30—60 м возвышающимся над окружающей равниной (рис. 322). Ударная брекчия на дне кратера состоит из перемешанных угловатых обломков песчаников пермского и триасового возраста, величиной от долей миллиметра до 30 м. Все эти образования несогласно перекрыты плейстоценовыми и современными аллювиальными отложениями. Наклоненные и перевернутые слои песчаников нарушены множеством небольших, почти вертикальных разрывов с шарнирными смещениями. Мощность ударных брекчий в кратере достигает 100 м, а воздействие ударной волны на породы сказывается до глубины 170 м. Возраст кратера плиоценовый.

Помимо наземных наблюдений с большим эффектом метеоритные кратеры и астроблемы изучаются с помощью аэрофотоснимков и космических снимков. В гравитационных полях они созда-

ют отчетливые отрицательные аномалии, вызывают уменьшение скоростей сейсмических волн и пониженную магнитность.

Происхождение КС с диаметром более 90 км пока еще недостаточно ясно. Почти все исследователи склоняются к мысли об их большой древности и расположении на значительной глубине. Многие из кольцевых структур, установленных на древних щитах, связаны со складчатыми овалами и гранитогнейсовыми куполами («реонами», по С. Кери, см. с. 328). При образовании складчатых овалов происходило воздымание относительно легких первичных сиалических («гранитных») масс, в то время как межовальные пространства занимают разделяющие реоны зеленосланцевые пояса. В относительно неизмененном виде гранитогнейсовые купола сохранились в областях, не затронутых позднейшей складчатостью: на Алданском и Балтийском щитах и на других территориях с близким строением.

А. В. Доливо-Добровольским и С. М. Стрельниковым высказывается предположение о частичном или относительно полном подчинении контурам древних кольцевых структур более поздних геосинклинальных прогибов и нижних горизонтов платформенных чехлов. Последние только прикрывают, но не скрывают структуры фундамента, проявляющие на поверхности Земли те или иные признаки. В более позднюю стадию развития земной коры, уже при существовании водной оболочки, поднимающаяся вверх легкая кислая магма внедрялась в осадочные толщи, накопившиеся главным образом за счет продуктов размыва первичной коры.

Вопросы глубинности геологических объектов, отраженных на КС, изучены недостаточно. По этому поводу высказано много различных точек зрения, пока еще слабо подкрепленных специальными исследованиями. Известны районы на древних платформах, где структуры дислоцированного фундамента дешифрируются на космофотоснимках при мощности слабоуплотненного чехла мезокайнозойских отложений до 500 м (например, правобережье Нижнего Поволжья, по В. М. Махонину), но во многих районах платформ дешифрирование глубинных структур возможно только при условии отражения их в новейшей тектонике.

По мнению авторов упоминавшейся выше космофотектонической карты Арало-Каспийского района, четкость и контрастность изображения геологических объектов на космофотоснимках зависят не столько от фотографического «проникновения» на глубину, сколько от новейшей тектонической активности этих структур или их частей. В большинстве случаев на фотографиях земной поверхности улавливаются едва заметные унаследованные черты развития глубинных структур в течение новейшего времени, а отчетливое просвечивание глубинного строения отмечалось лишь на участках, где чехол маломощен.

Несколько отчетливее дешифрируются линейные глубинные разломы. В Тургайском проливе глубинные разломы в домезозойском складчатом основании при очень слабом их отражении в новейших тектонических движениях вполне уверенно дешифри-

руются при мощности слабо уплотненных мезо-кайнозойских отложений до 120 м.

При изучении изображений кольцевых структур на космофотоснимках, как указывают В. Ю. Зайченко, О. Л. Кузнецов, Г. П. Попсуй-Шапко, необходимо иметь в виду и многие особенности взаимодействия эндогенных физических полей с внешним электромагнитным полем, подверженных влиянию ионосферных возмущений, магнитных бурь, землетрясений, изменений солнечной радиации и других факторов, нередко имеющих вид округлых полей.

Само изображение структур на пленках является результатом сочетания используемых для зондирования земной поверхности электромагнитных волн оптического, инфракрасного или радиоволнового диапазонов с электромагнитными, магнитными, тепловыми, гравитационными и иными полями приповерхностных слоев земной коры и нижних частей атмосферы.

Наиболее сложен вопрос о времени образования и природе крупных и гигантских структур, имеющих в диаметре более 90 км и не увязывающихся с элементами геологического строения верхних частей земной коры (рис. 323).

Распространено мнение, что крупные КС палеорельефа нашей планеты, существовавшие 4—3 млрд. лет назад, сходны с ударно-вулканическим рельефом других планет. Несомненно образование КС в результате новейших тектонических движений земной коры, нередко развивающихся унаследованно. Менее обоснована точка зрения, связывающая КС 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.

Высказаны и более общие соображения о природе крупных и гигантских кольцевых структур. Так, А. И. Яковлев и Н. В. Скублова видят в них глубинные «энергетические центры», расположенные в астеносфере, а сами структуры, по их мнению, представляют собой места прорыва в земную кору расплавленных мантийных масс («горячие точки»). Еще дальше в решении этого вопроса идет С. В. Порошин, полагающий, что региональные кольцевые структуры являются одной из форм, отражающей всплывание и прорыв вещества глубинных оболочек Земли сквозь вышележащие толщи. При этом большое значение имеют конвекционные токи в мантии и возможные перемещения подкорового материала. Появление овальных структур, по мнению С. В. Порошина, связано с последующим раздавливанием или растяжением первичных кольцевых структур при горизонтальных движениях земной коры.

Следует остановиться на ударно-метеоритной гипотезе, которой многие авторы объясняют особенности строения рельефа Луны, а по аналогии и КС Земли.

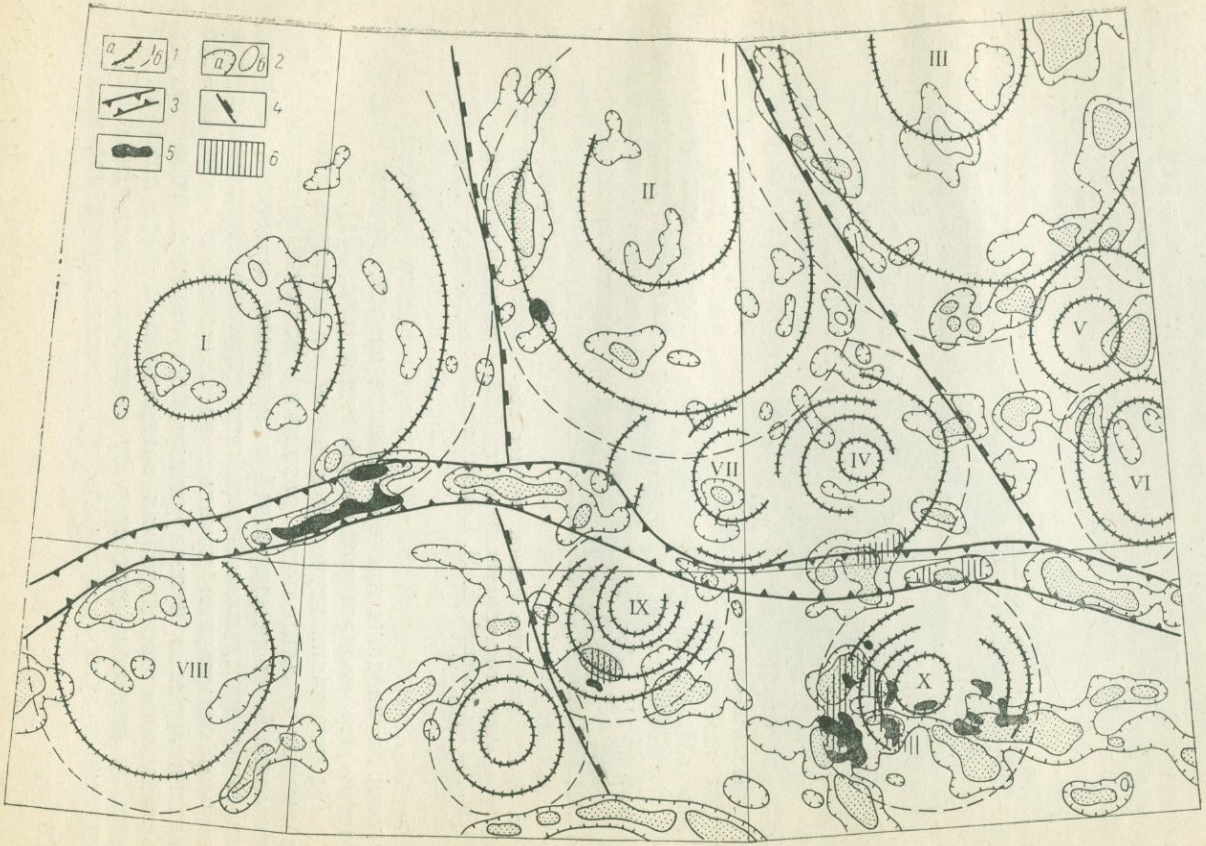


Рис. 323. Схема кольцевых структур Алданского щита и Становой области, по В. М. Моралеву и М. З. Глуховскому.

1 — элементы кольцевых структур (*а* — внешние, отдешифрированные на космических снимках, *б* — внешние, экстраполированные края зон влияния кольцевых структур); *2* — изоаномалы остаточного поля силы тяжести (*а* — нулевые, *б* — более $50 \cdot 10^{-6}$ мкм/с^2); *3* — зоны Станового разлома; *4* — крупнейшие разрывные нарушения; *5* — крупные массивы габбро-анортозитов; *6* — области распространения небольших массивов габбро-анортозитов и проявлений анортозитизации. Кольцевые структуры: I — Чарская, II — Алданская, III — Алдано-Учурская, IV — Гонамская, V — Учурская, VI — Алгоминская, VII — Тимптонская, VIII — Каларская, IX — Нюкжинская, X — Зейская

Большинство кратеров Луны, гигантские из которых достигают 3 тыс. км, расположены на лунных континентах и возникли на ранней стадии 4,4—3,8 млрд. лет назад, при бомбардировании поверхности Луны метеоритами. Относительно плоские лунные моря с небольшим количеством кратеров образовались позже.

Обращают на себя внимание колоссальные объемы выбросов из некоторых кратеров Луны, намного превышающих размеры кратерных воронок (кратеры Коперник, Тихо и др.). Сторонники метеоритной гипотезы полагают, что при ударе метеоритов может происходить частичное плавление лунной коры или мантии и вызывать эффект вулканической деятельности.

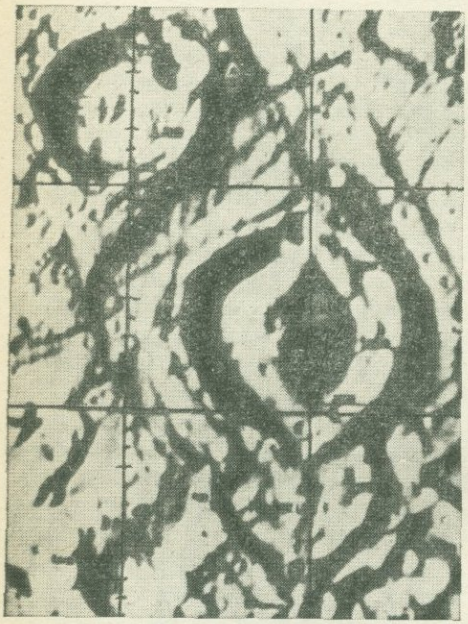


Рис. 324. Сочленение стенок лунных кратеров в виде перекрещивающихся гребней, по И. К. Волчанской, Е. Н. Сапожниковой (Природа, 1980, № 8)

Тщательный анализ фотографий поверхности Луны, выполненный И. К. Волчанской и Е. Н. Сапожниковой, позволил несколько иначе представить образование кратеров. Оказалось, что многие из них отличаются четко выраженной геометричностью и имеют вид ромбов или шестиугольников со сглаженными углами. Большинство крупных кратеров многокольцевые, причем внешние, более древние кольца могут пересекаться образовавшимся позже. Во многих кратерах ограничивающие их стенки обладают отвесным положением, образуя пересекающиеся гребни, расходящиеся за пределы кратеров в виде вееров, причем преобладают гребни меридионального направления (рис. 324).

На основании изучения морфологии кратеров авторы приходят к выводу о длительном развитии кольцевых структур Луны с возможной их регенерацией в процессе развития. Образование многокольцевых концентрических структур связывается с постепенным остыванием крупных расплавленных масс в коре или мантии Луны и пульсирующим поступлением их к поверхности. Установлена определенная зависимость в расположении небольших по размерам кратеров от крупных и гигантских КС, расположенных дугообразно и по окружности внутри или между внут-

ренними кольцами. Авторы сравнивают небольшие кратеры с боковыми кратерами вулканов Земли.

По аналогии с лунными кратерами образование многих крупных КС нашей планеты следует также объяснить вулкано-плутоническими процессами. Многокольцевое строение указывает на длительность развития таких структур и не может быть объяснено ударным механизмом. Появление колец скорее всего следует объяснять последовательным многоэтапным погружением верхних частей земной коры в глубинные камеры, освобождающиеся от перемещающихся вверх магматических масс при коровых магматических очагах, или всей толщи литосферы при подкоровых очагах, сопровождающих интрузивную деятельность и вулканизм.

Что касается времени формирования КС вулкано-плутонической природы, то оно может быть любым, от древнейших этапов формирования земной коры до современных. Однако нельзя не видеть, что магматизм доархейского и архейского времени на нашей планете был значительно более интенсивным, чем в последующие эпохи, и поэтому многие из крупных КС, возможно, являются и очень древними. Следует подчеркнуть импульсивное развитие многокольцевых КС. Период их формирования может растягиваться на десятки или сотни миллионов лет.

Меньшее распространение имеют гигантские КС (более 250 км в диаметре), возникающие при деструкции гранитно-метаморфического цоколя земной коры, его разрыве и сползании к периферии растущих поднятий мантийного вещества. При этом происходит поднятие разделов М и К, но на поверхности Земли и в верхней части земной коры над поднятиями возникают глубокие впадины с безгранитной корой, заполняющиеся неконсолидированными осадочными породами. Контуры таких впадин смягчаются осадочным чехлом и становятся овальными или округлыми (Южно-Каспийская, Черноморская, Трансильванская и др.).

Весьма существенным оказывается вопрос о влиянии данных о кольцевых структурах на современные представления, связанные с развитием и строением земной коры. Кольцевые структуры легко вписываются в фиксистские направления в геотектонике, но порой приходят в глубокие противоречия с некоторыми концепциями мобилистов и особенно наппистов. Согласно последним, образование шарьяжей (шарьирование) является непременной чертой развития геосинклинальных областей, а покровное строение присуще всем складчатым поясам и составляет основу их строения.

Современный уровень геологических исследований, опирающийся на детальные геологические карты, геофизические данные и результаты бурения, без всякого сомнения позволяет устанавливать покровное строение в таких обширных регионах, как, например, Западные и Восточные Карпаты, Татры, Динариды и др. В этих регионах отсутствуют и кольцевые структуры.

В то же время во многих областях, например на Урале, в хребтах Тянь-Шаня, широкое распространение наклонных и опроки-

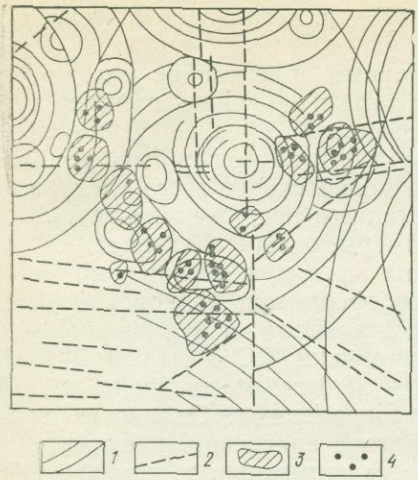


Рис. 325. Соотношение кольцевых структур бассейна среднего течения *р. Оленек с положением кимберлитовых* полей и трубок взрыва, по данным В. А. Милашева, С. М. Табунова, Ю. И. Томановской.

1 — границы кольцевых систем; *2* — линеаменты; *3* — кимберлитовые тела; *4* — трубки взрыва

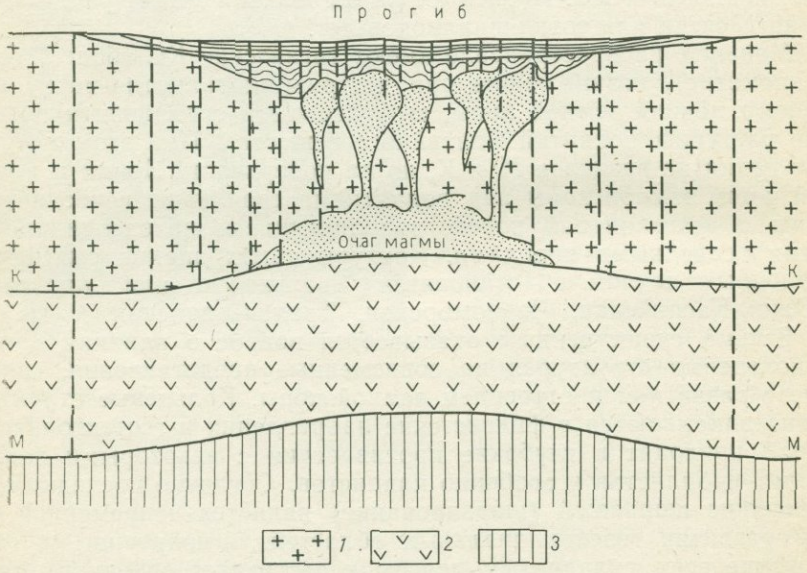


Рис. 326. Схема образования кольцевых контуров на поверхности Земли.

1 — гранитно-метаморфический слой; *2* — базальтовый слой; *3* — мантия

нутых складок, осложненных к тому же пологими надвигами, не дает еще основания видеть здесь нагромождение покровов.

Особые возражения вызывают представления, согласно которым присутствие кристаллического гранитно-метаморфического цоколя под фанерозойскими складчатыми сооружениями (например, на западных склонах Урала) рассматривается как результат шарьирования последних. При этом полностью исключается воз-

можность заложения фанерозойских геосинклиналей на ранее сформировавшемся гранитно-метаморфическом фундаменте.

Между тем изучение кольцевых структур Урала показало, что некоторые из них соответствуют выступам на поверхности протерозойских кристаллических толщ, которые обтекаются палеозойскими складками. Такие соотношения как будто исключают существование крупных покровов на Урале, по крайней мере на уровне фанерозойских образований. Подобные же взаимоотношения видны в Тянь-Шане, на Кокчетавском массиве в Казахстане и в других регионах.

Таким образом, кольцевые структуры вынуждают подходить с большой осторожностью к концепции наппистов и помещать региональные горизонтальные срывы в подошве гранитно-метаморфического слоя или еще глубже — в основании базальтового слоя.

Одно из наиболее существенных направлений в изучении КС заключается в выявлении их связей с месторождениями полезных ископаемых. Американские исследователи установили внутри кольцевых структур месторождения меди, свинца, цинка, молибдена, ванадия, вольфрама. На Сибирской платформе трубки взрыва сосредоточены на территории КС диаметром 50—100 км (рис. 325). С. В. Порошин и М. А. Кикина, изучавшие металлоносность КС палеозоид Средней Азии, указывают, что наиболее перспективны многокольцевые небольшие КС диаметром до 15 км. Продуктивными являются внутренние концентры при их сочетании с радиальными или региональными линеаментами. Месторождения нефти и газа чаще приурочены к КС с диаметром 30—40 км, сосредоточенным по периферии КС большего размера, очерчивающими впадины и прогибы земной коры.

И хотя вопросы генезиса крупных КС пока еще не решены, но поиски их решения следует вести уже теперь.

Возможно, что КС, имеющие размеры в сотни километров, могут отражать контуры разуплотненного разогретого подкорового мантийного вещества, способного образовывать огромные скопления и перемещаться вверх, приподнимая при этом поверхность Мохо (рис. 326), как это установлено под многими рифтогенными структурами.

На более высоком уровне тепловой поток приведет, в свою очередь, к разогреву, подъему и неизбежному в таких случаях растяжению и разуплотнению базальтового слоя. Площадь воздействия теплового потока на базальтовый слой в связи с расходованием тепла окажется значительно меньшей, чем на более глубоких уровнях, что вызовет появление внутренних концентров в кольцевой структуре. При дальнейшем продвижении вверх тепловой поток может достичь нижних частей гранитно-метаморфического слоя и вызвать его плавление (на глубинах 30—20 км). Образующиеся очаги магмы с меньшей плотностью, чем окружающие породы, начнут всплывать по механизму гравитационной инверсии (магматический диапиризм). Опорожнение и всплывание глубинных очагов будут происходить одновременно с погру-

жением верхних частей земной коры и накоплением в прогибах геосинклинальных или платформенных формаций. Плавлению гранитно-метаморфического слоя при геосинклинальном режиме будут способствовать тектонические движения и в первую очередь глубинные горизонтальные срывы; при платформенном режиме наиболее благоприятные условия для образования очагов магмы возникнут в базальтовом слое (трапповая формация).

В результате воздействия отмеченных выше процессов, которые могут развиваться на протяжении десятков или сотен миллионов лет, на поверхности Земли появятся условия для образования КС с разновозрастными вписывающимися или пересекающимися концентрами, осложненными разрывами радиальной или иной ориентировки. Торможение процессов на той или иной глубине приведет к появлению на земной поверхности КС, не увязывающихся со строением верхних частей земной коры.

ЧАСТЬ IV

ОРГАНИЗАЦИЯ И ПРОИЗВОДСТВО ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Глава 22

ОСНОВЫ ОРГАНИЗАЦИИ И ВИДЫ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Изучение геологического строения земной коры составляет основу поисков и разведки полезных ископаемых. Оно направлено на дальнейшее расширение минерально-сырьевых ресурсов страны, на базе которых развиваются основные отрасли горнодобывающей промышленности.

Эта важная и трудоемкая задача должна решаться путем постановки геологосъемочных работ при возрастающей детализации, расширении объектов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Геологическая съемка и другие виды геологических исследований должны проводиться на всех стадиях геологоразведочных работ, начиная с поисков и кончая эксплуатационной разведкой и полной отработкой месторождений.

Главная цель геологической съемки — изучение геологического строения, полезных ископаемых и составление геологической карты того или иного масштаба. Основу этих работ составляет обобщение фактических материалов в свете современных теоретических достижений в области геологических наук. Особое внимание при геологической съемке должно быть уделено познанию закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в связи с геологическим строением и историей развития рудоносных провинций, рудных районов и отдельных месторождений.

Геологосъемочные работы должны быть так организованы, чтобы получить наибольшие возможности для создания представления о глубоком строении заснятой площади. Для осуществления этой цели помимо визуальных наблюдений при геологической съемке применяется комплекс методов, основное значение среди которых имеют геофизические и геохимические исследования, аэрофотометоды, буровые работы.

Наиболее важен при геологической съемке стратиграфический метод, являющийся основой составления геологических карт. Этот метод предусматривает изучение слоистых толщ горных пород в их исторической последовательности, взаимосвязи и взаимообусловленности. Чрезвычайно важна при этом не только последовательность событий, но и общая направленность в их развитии.

Огромное значение в геологическом картировании имеет палеонтологический метод, лежащий в основе определения возраст-

ной последовательности толщ горных пород. В последние годы в повседневную практику геологов все шире внедряются методы определения абсолютного возраста пород.

Изменение стратиграфических разрезов в пространстве, различия в составе и мощности пород могут быть поняты только на основе применения палеогеографического и фациального методов. Оба метода позволяют выяснить физико-географическую обстановку времени накопления осадков и многих видов полезных ископаемых. Большое значение в решении этих вопросов имеет принцип актуализма, т. е. перенесение современных закономерностей в развитии природных явлений на более древние, прошедшие этапы развития нашей планеты. Однако принцип актуализма должен применяться с большой осторожностью и с учетом направленности развития рассматриваемых процессов.

При геологической съемке необходимо применение аэрогеологических методов: геологического дешифрирования снимков, цветной и спектрозональной аэрофотосъемок, а также космофотоснимков.

Работы по составлению геологических карт должны быть тесно увязаны с геофизическими исследованиями. Электроразведка, гравиметрия, магнитометрия и сейсмометрия могут оказать огромную помощь геологам при решении таких вопросов, как определение глубины нахождения кровли интрузивов под толщей вмещающих их пород, положение тектонических зон, нарушений и поверхностей несогласий, поиски жильных тел и границ рудных залежей, определение мощностей рыхлых отложений и т. д.

Работы по геологической съемке должны быть организованы так, чтобы в полевых условиях можно было выполнять минералогические, спектральные и химические анализы и определять естественную радиоактивность пород. Анализы должны производиться своевременно, чтобы правильнее и целеустремленнее направлять съемочные и поисковые работы и иметь возможность еще в поле дать перспективную оценку рудоносности. Должны быть также широко использованы современные машины: самоходные буровые установки, канавокопатели, шурфокопатели и др.

Масштабы геологических съемок

Геологическая съемка и поиски проводятся в нашей стране планомерно и комплексно, с постепенно возрастающей детальностью исследований — от мелкомасштабных съемок (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 : 25 000 и крупнее).

Мелкомасштабные съемки в настоящее время в нашей стране не проводятся. Геологические карты масштаба 1 : 500 000 и мельче составляются путем обобщения материалов, получаемых при более детальных съемках.

Среднемасштабные съемки (1 : 200 000 и 1 : 100 000) осуществляются на всей территории страны с целью изучения основных черт ее геологического строения, прогнозной оценки в отношении полезных ископаемых до глубины, при которой экономически целесообразна их эксплуатация.

По детальности и густоте сети маршрутов съемочные и поисковые работы масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 представляют собой площадные исследования. Планомерное их развитие создает основу для целеустремленного и эффективного проведения поисков на все виды полезных ископаемых, а также для разрешения различных теоретических вопросов. При проведении геологической съемки этих масштабов должны обязательно производиться геологическое дешифрирование аэро- и космофотоснимков, геофизические и геохимические исследования.

Поисковые работы проводятся для изучения главным образом обломочных, солевых и газовых ореолов рассеяния полезных ископаемых в коре выветривания, для чего широко применяются различные методы: шлиховой; геофизические — радиометрический, аэромагнитный, наземный магнитный, гравиметрический и сейсмометрический (по редкой сети); геохимический, металлометрический, гидрохимический, флорометрический, водно-газовый и битумный (в нефтеносных районах). При съемке и поисках указанных масштабов широко применяются мелкие горные выработки: канавы, неглубокие шурфы, буровые скважины ручного и механического бурения.

Крупномасштабные съемки (1 : 50 000 и 1 : 25 000) ведутся в пределах всей страны, но в первую очередь в горнопромышленных районах. К крупномасштабным съемкам применимы все положения, характеризующие среднемасштабные съемки. Особое внимание должно быть уделено выяснению глубинного геологического строения и поискам полезных ископаемых.

Главной задачей поисковых работ является выделение перспективных участков для постановки детальных геологосъемочных работ. Они могут проводиться специализированно в отношении главных для данного района полезных ископаемых, хотя ведутся и на все их виды.

Детальные съемки (1 : 25 000 и крупнее) в отличие от геологических съемок более мелких масштабов проводятся в районах расположения месторождений полезных ископаемых или непосредственно на территории разведываемого месторождения, а также в районах инженерно-геологических изысканий, строительных работ и изысканий по водоснабжению и мелиорации. Детальные съемки обычно являются специализированными, т. е. направленными на решение конкретных задач, вытекающих из генетических особенностей и условий залегания полезных ископаемых, или иных вопросов, подлежащих решению. Вместе с тем некоторые виды геологических исследований, выполняемых при средне- и крупномасштабных съемках, могут быть сокращены или совершенно опущены, но изучение аэрофотоснимков является обя-

зательным. При детальной съемке обязательно используются данные разведочных работ: канав, шурфов, буровых скважин и подземных горных выработок. Выработки и скважины могут быть пройдены специально для целей геологического картирования.

Детальные геологосъемочные и поисковые работы служат основанием для постановки разведочных работ, которые, в свою очередь, должны обязательно сопровождаться геологической съемкой. Материалы этих съемок являются основой как рационального направления разведочных работ, так и подсчета запасов полезных ископаемых, разработки проектов эксплуатации, ведения горно-подготовительных и эксплуатационных работ на месторождениях.

Виды геологических съемок

В настоящее время в зависимости от геологической изученности, объема ранее проведенных работ и целенаправленности выделяют: полистную и групповую съемки, аэрофотогеологическое картирование, глубинную, объемную съемки, различные редакционные работы и доизучение ранее заснятых территорий.

Полистная геологическая съемка проводится на площади 1—4 номенклатурных листов в течение 2—4 лет. Можно снимать и изолированный лист, но более объективные данные дает съемка 3—4 смежных листов. Партия, ведущая съемку, состоит из геологосъемочного и поискового отряда, а при необходимости может включать специальные отряды: стратиграфический, геофизический, геохимический и др.

Групповая съемка является наиболее распространенным видом работ масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Она организуется для съемки обширных районов, включающих 10—20 листов, имеющих относительно обособленные черты геологического строения с продолжительностью работы 3—4 года. Контуры, ограничивающие площадь работы, должны совпадать с рамками соответствующих листов топографических карт. Территория делится между отдельными съемочными партиями, каждая из которых получает для съемки на один год 1—2 листа. В первый год работы организуются в пределах площадей тех листов, на которых могут быть решены важные вопросы стратиграфии, возраста и состава интрузий и проявлений вулканической деятельности. При размещении на территории работ месторождений полезных ископаемых съемочные работы должны быть начаты с листов, в пределах которых находятся эти месторождения.

За первый год работ съемочные партии сдают отчеты о выполненных ими поисках и съемках со всеми видами карт, предусмотренных инструкциями и проектом. По результатам работ первого года партии создаются рабочие схемы стратиграфии, интрузивной и вулканической деятельности, решаются вопросы тектоники и

геоморфологии, составляются карты полезных ископаемых и намечаются возможные условия образования и локализации месторождений полезных ископаемых. Во второй и последующие годы район работы расширяется и охватывает всю площадь, намеченную для поисков и съемок. Во второй или последующие годы ранее снятые листы отрабатываются и редактируются с учетом накапливаемых фактических данных по площадям новых листов, примыкающих к ранее снятым.

Для окончательных редакционных работ из состава съемочно-поисковых партий выделяются небольшие отряды, а основная часть сотрудников партии переключается на съемку смежных листов. При сложном геологическом строении района, трудной его доступности или в связи с насыщенностью месторождениями полезных ископаемых съемка одного листа может продолжаться более года. Присутствие картографа в составе партии может оказать большую помощь в выполнении картографических работ и переносе данных дешифрирования аэрофотоснимков на топоосновy.

Параллельно со съемочными партиями организуются тематические партии, производящие сбор и обработку материалов для всей площади работ по определенным темам и обеспечивающие увязку работ отдельных партий. Наиболее часто возникает необходимость постановки тематических работ по вопросам стратиграфии, магматизма, полезным ископаемым, геоморфологии, четвертичной геологии и геофизики.

Тематические партии представляют монографически обработанные отчеты по разрабатываемым ими темам. При необходимости эти партии составляют сводные карты для всей изученной площади, например карты полезных ископаемых и прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья, геоморфологии, тектонике, гидрогеологии и т. д.

Намеченный план организации работ обеспечивает комплексное проведение геологической съемки и поисков, составление листов геологической карты и карты полезных ископаемых на единой стратиграфической основе, обоснованных схемах интрузивной деятельности и вулканизма и освещение вопросов, связанных с изучением полезных ископаемых.

Аэрофотогеологическое картирование (АФГК) производится с целью составления геологических карт путем использования главным образом аэрофото- и космофотоснимков с ограниченным объемом наземных (контрольных) наблюдений. АФГК проводится главным образом на отдаленных, слабоизученных территориях с целью получения в короткий срок и при минимальных затратах сведений об их геологическом строении. Обычно АФГК охватывает площадь 8—20 номенклатурных листов масштаба 1 : 50 000 в зависимости от задач АФГК и сложности геологического строения территории. Составленные при АФГК геологические карты из-за недостаточности непосредственных наблюдений не могут отвечать требованиям кондиционных карт соответ-

ствующего масштаба и служат для целей прогнозирования и выбора площадей, заслуживающих более детального изучения в геологическом и поисковом отношениях.

Глубинное геологическое картирование (ГГК) проводится в районах или в пределах структур, положительные перспективы которых в отношении конкретного вида полезного ископаемого установлены предшествующими исследованиями. Оно ограничено доступными для непосредственного изучения современными средствами глубинами, добыча полезного ископаемого на которых рентабельна. Основная задача ГГК — изучение элементов геологического строения погребенного горизонта или поверхности, контролирующих локализацию полезных ископаемых, а также выявление площадей и участков для проведения детальных поисковых работ, обнаружение и первичная оценка проявлений и месторождений полезных ископаемых.

Для эффективного проведения ГГК необходимо тесное сочетание данных по геологическому строению земной поверхности, бурения и горных выработок, геофизических, геохимических и др. В основе методики ГГК лежит геологическая интерпретация указанных выше методов на основе геологических моделей и аналогий с хорошо изученными участками того же или соседних районов.

Необходимость постановки ГГК вызывается прежде всего тем, что земная поверхность в основных горнопромышленных районах изучена в масштабе 1 : 50 000 (1 : 25 000) и возможности открытия в них новых крупных месторождений невелики, в связи с чем исследование доступных для эксплуатационных работ глубин представляет собой первоочередную задачу.

Объемное геологическое картирование (ОГК) имеет своей целью выяснение положения геологических объектов, включая разломы в заданном объеме земной коры, т. е. от поверхности до какого-либо глубинного уровня (250—300 и 500 м), с точностью принятой для геологических карт земной поверхности того же масштаба. В результате проведения ОГК создается модель объемного строения геологических объектов, имеющих рудоконтролирующее значение и вызывающих аномалии геофизических полей. При ОГК используются бурение, геологические, геофизические, геохимические и другие методы. Весь комплекс работ в конечном счете направлен на выявление скрытых месторождений полезных ископаемых.

Дополнительное изучение (доизучение) ранее заснятых площадей (ГДП). Геологические карты за тот или иной отрезок времени (через 15—20 лет) устаревают и нуждаются в изменениях и дополнениях. Происходит это по многим причинам. Со временем появляются новые данные по стратиграфии, магматизму, тектонике, полезным ископаемым. Меняются также требования к минеральному сырью, что вынуждает проводить на заснятых территориях повторные поиски и выявлять значение новых видов минерального сырья, ранее не вовлекавшихся

в производственную деятельность. Изменяются и совершенствуются и сами методы геологической съемки.

ГДП проводятся на группе листов (от 4 до 20), имеющих общие черты строения. Работы могут иметь различные цели: редактирование ранее заснятых карт в разные годы и разными исполнителями; новые поиски на ранее изученных площадях; изучение глубинных горизонтов и т. п. ГДП может сопровождаться буровыми работами, постановкой геофизических, геохимических и иных специальных исследований. Совершенно обязательно при этом всестороннее использование аэрофотосъемочных материалов и космофотоснимков.

Перечисленные выше виды геологосъемочных и поисковых работ регламентируются специальными инструкциями, издаваемыми Министерством геологии, и методическими руководствами. Основное значение среди последних имеют «Методическое руководство по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000» и тематические методические пособия по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, публикуемые отдельными выпусками издательством «Недра». Оба вида руководств составлены по ВСЕГЕИ под редакцией А. С. Кумпана. Из них заимствованы основные сведения, приведенные в настоящем разделе.

Глава 23
ПОЛЕВОЙ ПЕРИОД ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Организация работ

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 объем полевых работ. В третий, заключительный этап производится увязка всего полевого материала, составляются дополнительные описания разрезов и осуществляется детальное изучение наиболее перспективных из выявленных рудоносных участков.

В начале сезона сразу же после приезда партии на базу организуются, если позволяют доступность, проходимость и транспорт, обзорные маршруты по всему району съемки. В первую очередь должны быть посещены все указанные предыдущими исследователями опорные стратиграфические разрезы, пункты находок окаменелостей и произведено знакомство с наиболее распространенными типами интрузивных пород. При этом должны быть изучены условия обнаженности района и выявлена приуроченность обнажений к определенным элементам рельефа (русла рек, склоны, водоразделы), что совершенно необходимо для выбора более рационального направления маршрутов. Следует посетить все месторождения, расположенные в районе работ, чтобы иметь представление о типах рудоносности.

В итоге обзора намечается рабочая схема стратиграфического расчленения разреза осадочных и метаморфических толщ, устанавливаются индексы и названия всех стратиграфических единиц и разновидностей интрузивных пород.

В зависимости от масштаба, целей и условий работ геологическую съемку проводят различными методами. Наибольшим распространением пользуются следующие виды: маршрутная, площадная и инструментальная.

Маршрутная съемка применяется при картировании в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000. Она заключается в пересечении района работ маршрутами, большая часть которых располагается вкрест простирания пород или складчатых комплексов. При картировании интрузивных образований маршруты должны пересекать как краевые, так и центральные части массивов.

Наблюдения, проделанные в маршруте, наносятся на топографическую основу, а при наличии аэрофотоснимков — и на них. Геологическое строение пространств, заключенных между маршрутами, устанавливается путем интерполяции данных смежных маршрутов; значительную помощь при этом может оказать дешифрирование аэрофотоматериалов.

Весьма важно правильно наметить маршруты. Их положение во многом зависит от условий обнаженности и проходимости. В некоторых областях горные породы повсеместно вскрываются у берегов рек или в цоколях террас. Такие участки должны быть изучены полностью, независимо от того, каким образом они располагаются относительно простирания пород. В горных областях при почти сплошной обнаженности необходимо считаться с расположением дорог, троп и иных доступных путей. В залесенных местностях обнажения могут быть приурочены как к склонам долин, так и к водораздельным пространствам. Очень много для выявления обнажений дает внимательный просмотр аэрофотоснимков под стереоскопом.

Нанесение пунктов наблюдений и геологических объектов на топооснову производится глазомерно; в залесенной местности для лучшей привязки ведут глазомерную съемку.

Маршрутными исследованиями пользуются также при составлении опорных стратиграфических разрезов, изучении четвертичных отложений и геоморфологических наблюдениях. Ими с успехом можно пользоваться и при сравнительном анализе тектонического строения отдельных районов как для решения общих вопросов, так и при изучении складок, разрезов, трещин и т. п.

Площадная съемка производится при детальном геологическом картировании в масштабах 1 : 200 000—1 : 25 000. Точками наблюдения покрывается вся территория съемки, густота которых зависит от степени сложности геологического строения, условий обнаженности, проходимости, фотогеничности. Наблюдения ведутся также по маршрутам, которые заранее намечаются исходя из строения района и условий обнаженности. Исключительно большое значение при этом имеют аэрофотоснимки. Основная часть

маршрутов проводится по простиранию структур для прослеживания различных контактов, стратиграфических комплексов, маркирующих горизонтов, разрывов. Не менее важны и маршруты, ориентированные вкрест простирания. Кроме того, очень полезно, особенно в районах со сложным строением, производить специальные маршруты для выяснения генеральных направлений и общего плана структур, фациальных и формационных изменений и т. д.

В пределах интрузивных массивов маршруты намечаются таким образом, чтобы были изучены все их части, пройдены контакты между интрузивными и вмещающими породами и разновозрастными интрузивными породами. Очень важно проследить по простиранию крупные тектонические разрывы и дайки магматических пород.

При очень плохой обнаженности канавы и шурфы в зависимости от геологического строения могут располагаться либо по определенным направлениям (например, вкрест простирания пород), либо по определенной сетке. Нередко в таких случаях прибегают к оконтуриванию обнажений с нанесением на карту результатов наблюдений на выходах коренных пород. Геологическое строение коренных пород на участках, заключенных между отдельными обнажениями, восстанавливается с помощью горных выработок, дешифрирования аэрофотоснимков, геморфологического анализа. Существенную помощь при этом могут оказать геофизические данные.

Геологические границы при площадной съемке могут быть точно установлены на местности, или их положение определено приближенно. Для выявления точного положения границ используются прямые геологические наблюдения, горные выработки и буровые скважины или аэрофотоснимки. На топографическую карту положение точек наблюдения и геологических границ наносят глазомерно с возможно большей точностью, привязывая их к элементам рельефа, топографической или речной сети. Также тщательно привязываются к местным ориентирам и закрепляются на местности места находок полезных ископаемых и пункты отбора проб с повышенным содержанием полезных ископаемых.

Для определения приближенного положения геологических границ используются наблюдения над элювиально-делювиальным покровом, геофизические, геохимические, геоботанические и другие данные. Нередко эти методы позволяют точно наметить положение границ, что должно быть подтверждено наблюдениями на отдельных, наиболее доступных участках.

Точность установления границ при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 не должна быть менее 50 м и для карт масштаба 1 : 25 000 — менее 25 м. В зависимости от обоснованности геологические границы делят на достоверные и предполагаемые.

Инструментальная съемка применяется при геологическом картировании, начиная с масштаба 1 : 25 000 и крупнее. Она представляет собой площадную съемку, при которой нанесе-

ние геологических объектов на топографическую основу производится инструментально. Способы проведения инструментальной съемки весьма различны.

При инструментальной съемке необходимо иметь достаточную сеть естественных обнажений или горных выработок, вскрывающих коренные породы. Контуры последних должны быть совершенно точно указаны на топографической карте. Следует тщательно изучить аэрофотоснимки, найти и отметить реперами все отдешифрированные объекты на местности.

Перед съемкой геологу необходимо внимательно изучить все обнажения и выработки и расставить в опорных пунктах соответствующие реперы (обычно колышки). Опорными пунктами могут быть контакты с интрузивными породами, границы между свитами, маркирующие горизонты, жилы, рудные тела, разрывы и т. д. При этом следует иметь в виду, что инструментальному определению положения на топографической карте должны подвергаться не все точки наблюдения, а лишь те, которые располагаются на основных объектах.

Все отмеченные с помощью того или иного инструмента (обычно мензулы) точки наносятся топографом на топооснову. Съемка ведется обязательно в присутствии геолога.

Нередко вместо предварительного закрепления на геологических объектах реперов геолог переходит с рейкой от одного объекта к другому, а топограф наносит на карту все пункты, указываемые геологом. Геологические границы между опорными точками прослеживаются при дополнительных наблюдениях на местности и наносятся на топооснову глазомерно или полуинструментально. При этом используются аэрофотоснимки и зарисовки горных выработок.

Полевая карта

Полевая карта является важнейшим документом полевой работы геолога. На карту 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 экзоконтактовые зоны, разновидности интрузивных пород, линии разрывных нарушений, жилы, дайки, маркирующие горизонты, рудные тела, проявления полезных ископаемых и пр. Выделенные объекты слабо раскрашиваются карандашами.

Геологические тела показываются на карте, если они имеют размеры в масштабе карты не менее 2 мм для изометричных и 1 мм для линейно вытянутых тел. Тела меньших размеров, но важные для геологического строения района или контролирующие размещение полезных ископаемых (например, жилы, дайки и др.), изображаются вне масштаба, по возможности с сохранением их формы в плане.

Точки наблюдения, или «обнажения», наносятся на карту по деталям рельефа, путем засечек, измерением расстояния до опорных точек или с помощью барометрической нивелировки. При крупномасштабной съемке нанесение геологических границ и точек наблюдения может быть выполнено инструментально.

В высокогорных районах все формы рельефа, имеющие угол склона более 45°, показываются на топографических планшетах наземной съемки знаком обрывов без всяких деталей. Нанесение геологических границ и точек наблюдения на таких обрывах может быть выполнено лишь приближенно, что дает в результате зарисовку участка, по точности не соответствующую требованиям, предъявляемым к детальным картам. Для уточнения положения геологических границ в таких случаях необходимо использовать стереофотосъемку.

Следует помнить о том, что замеры горным компасом, касающиеся элементов залегания пород, тектонических линий, жил и т. п., следует наносить на карту непосредственно в точке замера. Эта работа не должна переноситься на вечер или иное время. Нанесение замеров на карту в точке наблюдения обеспечивает непрерывный контроль правильности отсчетов по компасу. Вечером, после возвращения из маршрута, все данные, нанесенные карандашом на полевую карту, должны быть обязательно закреплены тушью.

Помимо индивидуальных полевых карт в партии должна быть общая полевая геологическая карта, наклеенная на жесткую основу. Каждый полевой исследователь в тот же вечер обязан перенести все данные (точки наблюдения, замеры границ) на эту карту. Обработка и увязка материалов, собранных геологами за день, производятся коллективно под руководством начальника партии.

Полевая книжка

Полевая книжка является основным документом, отражающим работу геолога. В ней должны быть записаны все полевые наблюдения, выводы, сведения о коллекциях и другие данные. Полевые записи должны производиться с предельной аккуратностью и точностью, чтобы в них мог разобраться не только автор, но и другие лица. Записи ведутся в книжке с твердым переплетом, обычно формата 15×10 см, содержащей не более 60—70 страниц. В конце книжки полагается иметь странички с миллиметровкой и восковкой. Все листы нумеруются. На титульном листе книжки указываются название организации, производящей съемку, фамилия съемщика, адрес организации и базы экспедиции, номер книжки, дата начала и конца записей, номера описанных обнажений и образцов.

Записи ведутся только на правой стороне книжки, на левой стороне делаются зарисовки и иные пометки. Важно вести запи-

си таким образом, чтобы весь материал сразу распределялся в определенных местах страницы в соответствии с его содержанием.

На рис. 327 приведен образец записей в полевой книжке. На полях, очерчиваемых на левой странице книжки, ставится номер

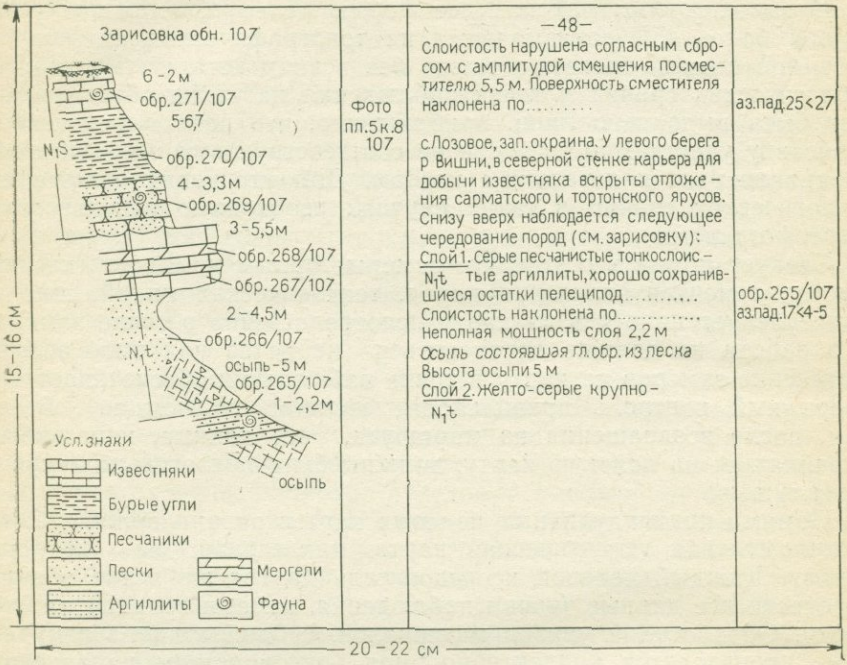


Рис. 327. *Общий вид записей в полевой книжке*

точки наблюдения. Справа в колонке для записей указывается подробный адрес точки, а затем следует описание. На правых полях этих страниц указываются: номера образцов, замеры элементов залегания жил, разрывов и т. д. Для того чтобы определять назначение замеров, их следует подчеркивать особыми знаками, например; замер элементов залегания — чертой сверху и снизу, замеры жил — волнистой чертой, замеры разрывов — пунктиром и т. д. Замеры трещин необходимо сразу же выписывать на одну из левых страниц, в специально разграфленную для этого таблицу. На левых полях следует делать пометки о сфотографированных объектах, помечать особо важные образцы с окаменелостями, рудными и иными минералами.

Зарисовки необходимо выполнять тщательно, в карандаше, с указанием размеров зарисованного объекта, ориентировки и условных знаков. Зарисовка должна быть увязана с записями и снабжена адресом. При камеральной обработке материала с нужных зарисовок снимаются копии для отчета.

Взятые образцы следует нумеровать по порядку. В знаменателе или рядом нужно указывать номер точки наблюдения, в которой взят образец.

Изучение и описание обнажений

Обнажение представляет собой ту часть горных пород, находящихся в естественных условиях, которая изучается геологом. К этому понятию в равной мере относятся выходы на дневную поверхность горных пород различного происхождения и возраста, включая образования четвертичного периода. Даже при сплошной обнаженности для изучения горных пород необходимо выбрать наиболее характерные участки.

Выбор пунктов для описания определяется многими условиями. Прежде всего на таком участке породы должны быть хорошо обнажены; они должны иметь легкую доступность для наблюдения и вместе с тем заключать черты, существенные для понимания геологического строения местности. Правильному выбору обнажений во многом помогают ясное понимание задач, стоящих перед исследователем, предварительное знакомство с геологическим строением и аэрофотоснимками местности. Все результаты изучения обнажений заносятся в полевую книжку, а местоположение указывается на топографической карте или на аэрофотоснимке.

При описании осадочных горных пород устанавливается состав, отражающийся в определении названия породы; указываются цвет, текстура, включения, мощность, трещиноватость, характеристика выветрелых и свежих поверхностей, переход к вышележащим и подстилающим слоям. Определяются мощности каждого из слоев и их общая мощность в обнажении. Устанавливаются элементы залегания пород, направление наиболее резко выраженных трещин.

К отбору образцов из описываемых пород следует относиться с большой внимательностью. Каждый взятый образец должен быть достаточно представительным со свежими поверхностями. Средний размер образца не должен превышать площади ладони.

Все отобранные образцы снабжаются этикетками и заносятся в журнал образцов, в котором должны быть указаны: дата, номер обнажения и его адрес, название породы, возраст (свита, горизонт). Собранные образцы завертываются в бумагу и укладываются в специальные мешочки.

Особую осторожность следует соблюдать при сборах окаменелостей. Не следует препарировать найденные остатки фауны и флоры обычным молотком прямо у обнажения. Для этой цели следует иметь маленький молоток и набор зубил или произвести препарировку в лагере. Нередко, вооружившись специальным инструментом, геолог отправляется в специальные маршруты для сборов окаменелостей.

Обнажения магматических пород описываются несколько иначе. Наблюдения следует вести от контактов интрузивного тела к его центральным частям, внимательно следя за изменениями состава, структуры и текстуры пород. Очень важно установить ориентировку поверхностей интрузивных тел. Во многом в этом может помочь изучение трещин. Контакты магматических тел с вмещающими породами могут быть либо интрузивными, либо трансгрессивными. При интрузивных контактах во вмещающих породах наблюдаются приконтактовые изменения, вызванные воздействием магмы; при трансгрессивном контакте интрузивные породы несут следы выветривания и разрушения, а налегающие на их размытую поверхность осадочные отложения в нижнем базальном слое заключают обломки подстилающих интрузивных образований.

Образцы из интрузивных пород подбираются так, чтобы они давали представление о строении как основной части интрузивных тел, так и о строении их эндо- и экзоконтактовых зон. При описании интрузивных массивов должны быть указаны их размеры, а для жил и даек — мощность, направление простирания и падения.

Описание эффузивных образований — застывших лав и туфов — близко к порядку описания осадочных пород. При характеристике застывших лав особое внимание должно быть обращено на характеристику структуры и текстуры и форму отдельности.

При изучении складок рекомендуется начинать с характеристики пород, в которых они развиты; далее описывается строение замка и крыльев с указанием углов их наклона, измеряется простирание оси и направление погружения шарниров. Определяются морфологический тип складки, ее высота и размер крыльев.

При описании разрывов со смещениями приводятся элементы залегания сместителя, состав пород и условия их залегания на крыльях. Для определения направления движения крыльев разрыва тщательно изучают строение сместителя: борозды и зеркала трения, тектонические брекчии, деформации пород, примыкающих к сместителю.

Следует стремиться установить амплитуды смещения вдоль сместителя, а также тип разрыва; нужно отметить, что сместители разрывов с перемещениями в сотни метров могут иметь брекчии трения мощностью в десятки и более метров. Среди перетертых обломков нередко могут встретиться и крупные блоки — оторженцы от пород, слагающих крылья разрыва или вынесенных из глубины.

Составление стратиграфических разрезов

Успех геологической съемки в конечном счете зависит от степени расчленения и обоснованности стратиграфического разреза, выяснения состава и времени образования магматических

пород. Геологическая карта в основе представляет собой стратиграфическую колонку, как бы развернутую в пространстве на весь район съемки. Без знания стратиграфического разреза, возраста и состава магматических пород невозможно начать работу по составлению геологической карты, и поэтому знакомство со стратиграфией района должно опережать непосредственное картирование. Не следует, однако, полагать, что геологическая съемка может начаться лишь тогда, когда выяснены все подробности стратиграфического разреза. Ее можно начинать сразу же после обзорных маршрутов и выработки рабочей стратиграфической схемы.

В процессе съемочных работ и накопления фактического материала рабочий стратиграфический разрез непрерывно уточняется и пополняется, выявляются фациальные переходы и изменения в составе и мощностях всех стратиграфических единиц. Работа по составлению стратиграфического разреза заканчивается вместе с окончанием полевого периода.

При горизонтальном и слабо наклонном залегании на работу по составлению стратиграфических разрезов большое влияние оказывает строение рельефа. При горизонтальном и выровненном рельефе лучшие результаты дает изучение кернов вертикальных буровых скважин, по которым легко определить мощности отдельных слоев и стратиграфических горизонтов, выявить характер взаимоотношений между ними и, что особенно важно, получить представление о породах в свежем, невыветрелом виде.

При расчлененном рельефе, обычно на склонах, оказывается достаточное количество обнажений для построения стратиграфических разрезов. При недостаточной обнаженности нередко приходится прибегать к проходке канав и шурфов. Изучение нормального стратиграфического разреза рекомендуется вести от нижних слоев к верхним, начиная от самой низкой точки рельефа исследуемого района. Очень часто таковыми оказываются русла рек или борта речных террас. Наилучшим образом на склонах бывают обнажены слои хрупких пород (песчаники, известняки, мергели). Породы, мягкие и легко поддающиеся выветриванию, обычно задернованы — и для изучения приходится вскрывать их канавами или шурфами.

На склонах полностью обнаженных или тогда, когда удается найти овраг или промоину с руслом, не прикрытым пролювиальными образованиями, описание следует вести непрерывно, внимательно следя за правильностью высотных отметок контактов между слоями и стратиграфическими горизонтами и вычислений мощностей.

При составлении стратиграфического разреза в условиях отдельных разрозненных обнажений на склоне, после описания очередного обнажения, для наращивания разреза вверх изучение может быть перенесено на другие обнаженные участки, но так, чтобы в обнажении, расположенном на более высоком уровне,

в основании прослеживались слои, располагающиеся в верхней части предыдущего обнажения (рис. 328).

После окончания описания разреза все данные о составе и мощностях пород следует свести на стратиграфическую колонку. Если по какой-либо причине высотная отметка на контакте между слоями окажется неустановленной, прибегают к специальным расчисткам, проходке канав и шурфов. Если это не приносит результатов, положение контакта устанавливают приближенно, деля пополам расстояние между смежными точками с отметками подстилающего и налегающего слоев. На стратиграфической колонке указываются места взятия и номера всех отобранных образцов.

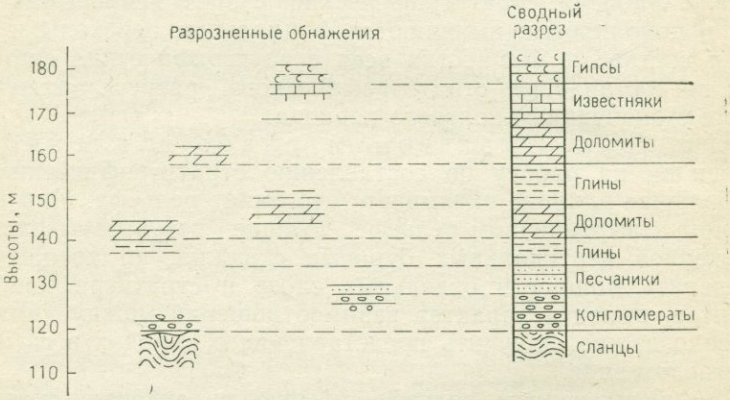


Рис. 328. Составление нормального разреза горизонтально залегающих слоев по отдельным разрозненным обнажениям на горных склонах

При наклонном залегании с углами падения пород 8—10° и более на работу по составлению стратиграфических разрезов также в значительной степени влияет рельеф. Рассмотрим несколько наиболее часто встречающихся случаев.

При выровненном рельефе и сплошной обнаженности описание разреза не представляет больших затруднений. Линия разреза должна быть ориентирована вкрест простирания пород. В этом случае на поверхности измеряется видимая мощность, а истинная мощность вычисляется по формулам (см. рис. 85). Если разрез составляется под углом к линии простирания, то вначале вычисляют значение видимой мощности для линии, ориентированной вкрест простирания пород, а затем определяют истинную мощность.

При разрозненных обнажениях или слабой обнаженности и выровненном рельефе для определения последовательности слоев прибегают к выработкам (рис. 329). При таком описании разреза необходимо следить за тем, чтобы в шурфе, заложенном выше или ниже по рельефу, была вскрыта кровля или подошва пласта, установленного в ближайшем шурфе.

При наклонном или расчлененном рельефе условия составления разрезов такие же, как и при горизонтальном залегании. Сложности возникают при вычислении истинных мощностей (см. рис. 85). При этом необходимо учитывать не только угол наклона пласта и направление разреза по отношению к линии простирания, но и угол наклона рельефа.

При расчлененном рельефе различные части стратиграфического разреза нередко обнажаются на различных склонах долины (рис. 330).

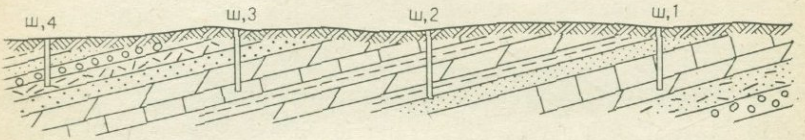


Рис. 329. Изучение стратиграфического разреза с помощью шурфов.
Каждый последующий шурф вскрывает более высокую пачку слоев

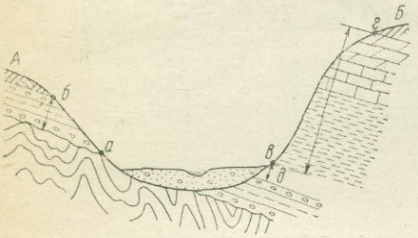


Рис. 330. Составление нормального разреза на склонах оврага при наклонном залегании

Вначале описывается разрез на одном из склонов долины *(А)* от точки *а* до точки *б* и определяется истинная мощность слоев. Затем описывается разрез на другом склоне долины *(Б)* от точки *в* до точки *г*. Далее вычерчивается профиль долины, на котором указывается положение точек *а, б, в* и *г*. Мощность части слоев, находящихся в необнаженной части долины, вычисляют графически на геологическом разрезе долины (расстояние между точками *в* и *д*). Участки *А* и *Б* следует подобрать так, чтобы они как можно ближе лежали к линии, перпендикулярной к направлению простирания пород.

Определить истинную мощность стратиграфического горизонта можно с помощью геологической карты или аэрофотосъемки. С этой целью на топографический планшет или аэрофотоснимок наносят положение кровли и подошвы горизонта. Далее строят геологический разрез, который должен быть ориентирован перпендикулярно к линии простирания и пересекать кровлю и подошву. Горизонтальный и вертикальный масштабы такого разреза должны быть равны. Истинная мощность горизонта будет равна расстоянию между кровлей и подошвой горизонта на разрезе, умноженной на знаменатель масштаба разреза.

При складчатом залегании работа по составлению стратиграфических разрезов значительно усложняется. Для выбора места и направления разрезов геолог должен располагать геологической картой, правильно отражающей тектонику района. По карте или аэрофотоснимку в стратиграфической колонке устанавливают местоположение базальных слоев того стратиграфического комплекса, разрез которого составляется. Описание ведется вверх по разрезу от базальных слоев в направлении, перпендикулярном к простиранию пород. Чаще всего участки с выходами базаль-

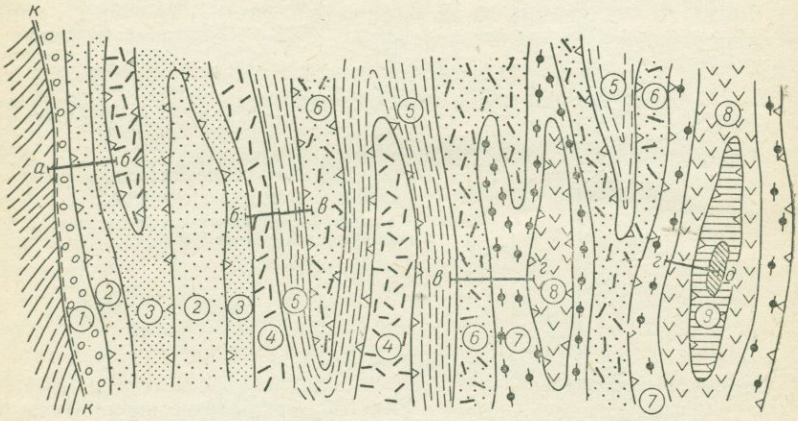


Рис. 331. Схема последовательности описания слоев при составлении стратиграфического разреза в складчатой структуре (изображение в плане).
Цифры в кружках — слои от древних к молодым; *кк* — поверхность несогласия: *а—б*, *б—в*, *в—г*, *г—д* — участки описаний разрезов

ных слоев расположены на крыльях синклиналей. Описав разрез до ядра складки, следует внимательно отнестись к выбору следующего участка для характеристики более молодых отложений, наращивающих разрез вверх. В этом случае большое значение может иметь выделение маркирующих слоев и опорных поверхностей, которыми могут быть ясно выраженные и легко устанавливаемые границы между стратиграфическими горизонтами или отдельные пласты с характерным составом, цветом и другими отличительными чертами (например, слои известняков, сидеритов или песчаников, залегающих среди алевролитов и аргиллитов, слои углей, фосфоритов и др.). Обнаружив слои, на которых закончилось описание разреза в другой складке, следует продолжать описания, соблюдая условия, указанные выше. Нередко для описания даже одного стратиграфического комплекса приходится прибегать к изучению нескольких складок (рис. 331).

Особенное внимание следует обратить на возможное присутствие в складчатых толщах разрывов, нарушающих нормальную последовательность слоев. Огромную помощь в составлении разре-

зов в таких случаях могут оказать маркирующие горизонты, с помощью которых обычно легко определить амплитуды смещения.

При составлении разрезов на крыльях опрокинутых складок описание следует вести от древних слоев к молодым, внимательно наблюдая за признаками, позволяющими устанавливать опрокинутое залегание. К таким признакам прежде всего относятся: положение иероглифов, строение флишевых ритмов, поверхности сингенетического размыва и строение линз грубообломочных пород, текстурные особенности косой слоистости, характер трещиноватости и проникновение материалов из вышележащего слоя в нижележащий слой, кора выветривания, скопление пузырьков газа в застывших лавах и др.

При описании стратиграфических разрезов наблюдатель должен ясно видеть все возможности определения возраста описываемых пород.

В осадочных палеозойских, мезозойских, палеогеновых и неогеновых толщах наибольшее значение должно быть придано остаткам фауны и флоры, которые отбираются из каждого слоя или отдельных пачек слоев. При недостаточных сборах окаменелостей или их отсутствии следует прибегать к систематическому отбору образцов пород для определения микрофауны или спор и пыльцы.

При изучении четвертичных образований помимо перечисленных методов необходимо обращать внимание на возможность археологических находок и костных остатков. Описание отложений четвертичного возраста должно сопровождаться самым детальным геоморфологическим анализом.

При определении возраста осадочных пород и сопоставлении стратиграфических разрезов большую помощь геологу оказывают петрографические исследования, минералогический анализ и особенно анализ фракций обломков тяжелых минералов. Возможно применение радиоактивных методов для определения абсолютного возраста пород. Для этой цели успешно используются глауконит и зерна акцессорных минералов из магматических пород.

В докембрийских метаморфических толщах основную роль при определении их стратиграфического положения играют петрографический, минералогический и геохимические методы, сочетающиеся с анализом тектоники района.

Большие успехи достигнуты в определении абсолютного возраста докембрийских пород, однако при отборе для этой цели образцов следует иметь в виду возможность образования в метаморфических толщах минералов, связанных с последними стадиями регионального или контактового метаморфизма, нередко проявляющихся значительно позже формирования самих пород. Описание разрезов интрузивных пород должно сопровождаться отбором образцов для изготовления шлифов, а также для спектрального и химического анализов.

Большое значение для характеристики разрезов имеет правильное определение мощности слоев и отдельных стратиграфических горизонтов. Нормальная мощность последних может быть вычис-

лена путем суммирования истинной мощности каждого из слоев, а также установлена тем или иным способом графически или аналитически. При этом следует помнить о том, что может возникнуть необходимость внесения поправок за счет косой ориентировки разреза по отношению к линии падения пород.

По возвращении в лагерь разрезы должны быть вычерчены с учетом рельефа в таком масштабе, при котором могли бы быть изображены все описанные слои. По разрезу составляется стратиграфическая колонка описанного участка. На колонке указывается положение всех образцов, взятых для различных целей. Приводится краткое описание пород и их мощности.

В зависимости от масштаба съемки для каждой из выделенных стратиграфических единиц составляется 1—3 стратиграфических разреза, однако при сильной фациальной изменчивости и непостоянной мощности пород может оказаться необходимым составление и большего числа разрезов.

Увязочные маршруты

В конце полевого периода должно быть выделено время на увязочные и повторные маршруты. В течение полевого периода в партии накапливается большое количество фактического материала. По мере его накопления уточняются стратиграфические разрезы, выявляются фациальные изменения толщ, возраст и состав интрузивных пород, новые точки с оруденением и т. д. Естественно, что в первой половине полевых работ, которой свойственно только выявление основ геологии района, съемка не всегда бывает достаточно полноценна и частично должна быть повторена вновь.

В конце полевых работ с помощью дополнительных маршрутов должны быть по возможности решены все неясные вопросы в рабочих схемах по стратиграфии, интрузивной деятельности и вулканизму, а также разрешены спорные вопросы, возникшие между сотрудниками партии.

К этому этапу работ выявляются все участки с хорошо обнаженными и фаунистически охарактеризованными стратиграфическими разрезами. Среди них выбираются опорные, по которым составляются послойные описания для каждого стратиграфического подразделения.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1966. 397 с.

Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., Наука, 1977. 155 с.

Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. МГУ, 1971. 275 с.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.

Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М., Недра, 1978. 237 с.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 535 с.

Донских В. В. Методика геологической съемки древних вулканов. М., Недра, 1980.

Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М. Космические методы в геологии. Изд. МГУ, 1976. 247 с.

Кинг Э. Космическая геология. М., Мир, 1979.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1983.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. 2-е изд., М., Недра, 1978.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.

Михайлов А. Е., Рамм Н. С. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Недра, 1975. 197 с.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с.

Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). М., Недра, 1968. 190 с.

Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. М., Недра, 1979. 303 с.

Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). М., Недра, 1977. 120 с.

Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Часть I. М., Недра, 1980. 358 с.

Петрусевич М. Н. Воздушная и наземная стереофотосъемка при геологических исследованиях. Изд. МГУ, 1976.

Петрусевич М. Н., Казик Л. Н. Практическое руководство по аэрофотогеологии Изд. МГУ, 1977.

Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. М., Недра, 1981. 365 с.

Сократов Г. И. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1972.

Уэдшер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 510 с.

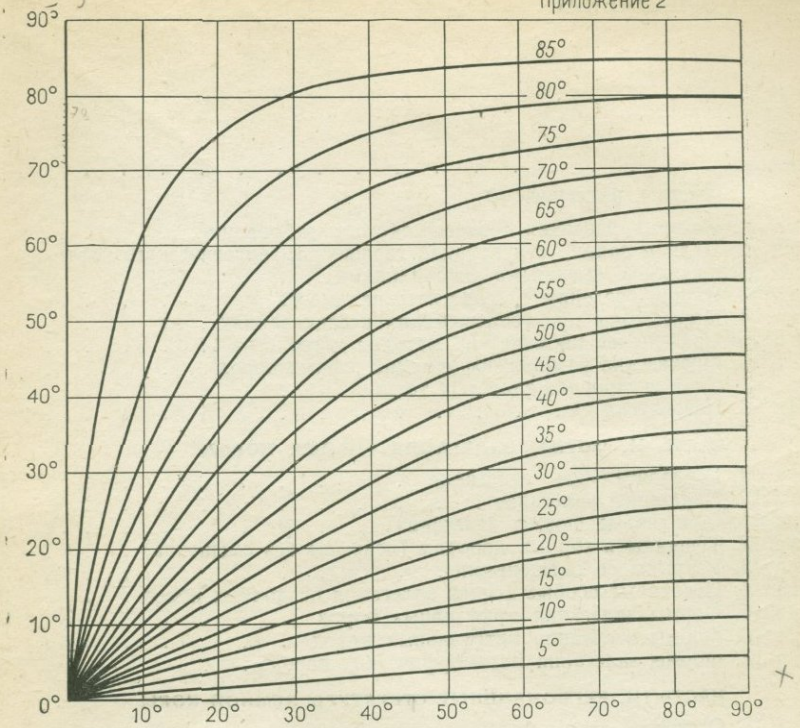
Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978.

Ярошевский В. Тектоника складок и разрывов. М., Недра, 1981. 245 с.

ТАБЛИЦА ПОПРАВОК УГЛА ПАДЕНИЯ ПРИ ПЕРЕСЕЧЕНИЯХ, НЕПЕРПЕНДИКУЛЯРНЫХ К ПРОСТИРАНИЮ ПЛАСТОВ (по В. А. Обручеву)

Истинный угол падения	Угол между простиранием и линией пересечения															
	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
10°	9°51′	9°40′	9°24′	9°5′	8°41′	8°13′	7°41′	7°6′	6°28′	5°46′	5°2′	4°15′	3°27′	2°37′	1°45′	0°53′
15°	14°27′	14°31′	14°8′	13°39′	13°34′	12°28′	11°36′	10°4′	9°46′	8°44′	7°38′	6°28′	5°14′	3°33′	2°40′	1°20′
20°	19°43′	19°23′	18°53′	18°15′	17°30′	16°36′	15°35′	14°25′	13°10′	11°48′	10°19′	8°45′	7°6′	5°23′	3°37′	1°49′
25°	24°48′	24°15′	23°39′	22°55′	22°0′	20°54′	19°39′	18°15′	16°41′	14°58′	13°7′	11°9′	9°3′	6°53′	4°37′	2°20′
30°	29°27′	29°9′	28°29′	27°37′	26°34′	25°18′	23°51′	22°12′	20°21′	18°19′	16°6′	13°48′	11°10′	8°30′	5°44′	2°53′
35°	34°36′	34°4′	33°21′	32°24′	31°13′	29°50′	28°12′	26°20′	24°14′	21°53′	19°18′	16°29′	13°48′	10°16′	6°56′	3°30′
40°	39°34′	39°2′	38°15′	37°15′	36°0′	34°30′	32°44′	30°41′	28°20′	25°42′	22°45′	19°31′	16°0′	12°15′	8°17′	4°11′
45°	44°34′	44°1′	43°13′	42°11′	40°54′	39°19′	37°27′	35°16′	32°44′	29°50′	26°33′	22°55′	18°53′	14°30′	9°51′	4°59′
50°	49°34′	49°1′	48°14′	47°12′	45°54′	44°17′	42°23′	40°7′	37°27′	34°21′	30°47′	26°44′	22°11′	17°9′	11°41′	5°56′
55°	54°35′	54°4′	53°19′	52°18′	51°3′	49°29′	47°35′	45°17′	42°33′	39°20′	30°32′	31°7′	26°2′	20°17′	13°55′	7°6′
60°	59°37′	59°8′	58°26′	57°30′	56°19′	54°49′	53°0′	50°46′	48°4′	44°47′	40°54′	36°14′	30°29′	24°8′	16°44′	8°35′
65°	64°40′	64°14′	63°36′	62°46′	61°42′	60°21′	58°40′	56°36′	54°2′	50°53′	46°59′	42°11′	36°15′	29°2′	20°25′	10°35′
70°	69°43′	69°21′	68°49′	68°7′	67°12′	66°8′	64°35′	62°46′	60°29′	57°36′	53°57′	49°16′	43°13′	35°25′	25°30′	13°28′
75°	74°47′	74°30′	74°5′	73°32′	72°48′	71°53′	70°43′	69°14′	67°22′	64°58′	61°49′	57°37′	51°55′	44°1′	32°57′	18°1′
80°	79°51′	79°39′	79°22′	78°59′	78°29′	77°51′	77°2′	76°0′	74°40′	72°75′	70°34′	67°21′	62°43′	55°44′	44°33′	26°18′
85°	84°56′	84°50′	84°41′	84°29′	84°14′	83°54′	83°29′	82°57′	82°15′	81°20′	80°5′	78°19′	75°39′	71°20′	63°15′	44°54′
89°	88°59′	88°58′	88°56′	88°54′	88°51′	88°47′	88°42′	88°35′	88°27′	88°15′	88°0′	87°38′	87°5′	86°9′	84°15′	78°41′

Пример. Пересекаем обнажение по линии, образующей угол 40° с простиранием свиты; видимый угол падения пластов 35°. В вертикальном столбце для 40° находим 32°44′ и 37° 27′, соответствующие истинным углам падения 45° и 50°, истинное падение пластов будет около 47° (точнее, 47°30′).



Номограмма для определения угла наклона в косом разрезе. Кривые — истинные углы падения; по оси ординат (сбоку) — углы в косом разрезе; по оси абсцисс (внизу) — углы между простиранием пласта и линией разреза. Например: простирание пласта СВ 20°, падение ЮВ 110°<45°, разрез проведен по 57°; 57—20=37. Направляясь вверх по перпендикуляру 37° до пересечения с кривой 45°, находим на этом пересечении горизонтальную линию, соответствующую углу наклона пласта на разрезе, $x=31°$.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ТАБЛИЦА ИСКАЖЕНИЙ ВЕЛИЧИНЫ УГЛА ПАДЕНИЯ ПЛАСТОВ В ПРЕУВЕЛИЧЕННОМ ВЕРТИКАЛЬНОМ МАСШТАБЕ РАЗРЕЗА

(по Е. Е. Милановскому, упрощено до 0,5°)

Относительное увеличение вертикального масштаба	Истинные углы падения																
	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	89°
×2	10	19	28	37	43	50	54,5	59	63,5	67	71	74	77	80	82,5	85	87,5
×3	15	30	39	47,5	54,5	60	65	68,5	72	74,5	77	79	81	83	85	87	88
×4	19	35	47	55,5	62	66,5	70	72,5	76	78	80	82	83	85	86	87,5	89
×5	23	41,5	53	61	67	71	74	77	79	81	82	83	85,5	86	87	88	89

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ I. ВВОДНАЯ

Глава 1. *История развития геологического картирования* 4
Глава 2. Цели и задачи структурной геологии и геологического картирования *и их связь со смежными дисциплинами* 9
Глава 3. Общие сведения о геологических картах 13
Глава 4. *Аэрометоды при геологических исследованиях* 24
Глава 5. Применение космических методов в геологии 45
Глава 6. *Физические условия деформаций горных пород* 58
Глава 7. Слой и строение слоистых толщ 81
Глава 8. Несогласия 99

ЧАСТЬ II. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 9. Горизонтальное залегание 112
Глава 10. Наклонное залегание 124
Глава 11. Складчатые формы залегания 148
Глава 12. Трещины в горных породах (разрывы без смещений) . . . 202
Глава 13. Разрывы со смещениями 233
Глава 14. Некоторые особые формы залегания осадочных пород . . . 262
Глава 15. Формы залегания эффузивных пород 268
Глава 16. Формы залегания интрузивных пород 288
Глава 17. Формы залегания метаморфических пород 319

ЧАСТЬ III. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 18. Основные этапы формирования земной коры, тектонические движения, формации 342
Глава 19. Древнейшие гранитоиды, зеленокаменные и парагнейсовые пояса, структуры протоплатформенных чехлов 355
Глава 20. Структуры складчатых областей 362
Глава 21. Структуры платформенного чехла 400

ЧАСТЬ IV. ОРГАНИЗАЦИЯ И ПРОИЗВОДСТВО ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Глава 22. Основы организации и виды геологосъемочных работ . . . 441
Глава 23. Полевой период геологосъемочных работ 447
Список рекомендуемой литературы 461

ПРИЛОЖЕНИЯ:

1. Таблица поправок угла падения при пересечениях, неперпендикулярных к простиранию пластов 462
2. Номограмма для определения угла наклона в косом разрезе 463
3. Таблица искажений величины угла падения пластов в преувеличенном вертикальном масштабе разреза 463

103
1
121