

А. Е. Михайлов

**ОСНОВЫ
СТРУКТУРНОЙ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ**



ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

А. Е. МИХАЙЛОВ

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

*Допущено
Министерством геологии и охраны недр СССР
в качестве учебного пособия
для геологоразведочных техникумов*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1958

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа составлена в соответствии с программой геологоразведочных техникумов по структурной геологии и геологическому картированию. Автор стремился в небольшой по объему книге сообщить возможно более полные сведения по рассматриваемым вопросам. Предусматривается, что учащиеся должны быть уже знакомы с курсом общей геологии и основами исторической геологии.

При изложении материала автор привлекал опубликованные работы и особенно те из них, которые получили широкое признание. При этом автор по возможности избегал дискуссионного стиля изложения, освещая спорные вопросы так, как они решаются большинством геологов в повседневной практике.

Списки литературы составлены к каждой главе, однако в них включены только самые необходимые работы.

Автор считает себя глубоко обязанным А. А. Богданову, оказавшему большую помощь в составлении этой книги. Искреннюю признательность автор выражает М. М. Москвину, В. Е. Хаину и С. С. Осипову, взявшим на себя труд просмотра и редактирования рукописи и сделавшим ряд ценных указаний.

Автор приносит также благодарность за оказанную помощь сотрудникам кафедры Общей геологии МГРИ Н. И. Николаеву, Д. С. Кизевальтеру и В. Н. Павлинову, а также В. М. Крейтеру и Д. П. Резвому.

РАЗДЕЛ I

ВВОДНЫЙ

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В НАШЕЙ СТРАНЕ

К числу старинных промыслов на древней Руси относятся добыча соли из подземных рассолов, ломка строительного камня, добыча ценных минеральных красок, разработка и плавка железных руд. По-видимому позже возникают поиски и разработка слюды, цветных и драгоценных металлов, а также поиски и добыча различных «узорочных камней» (т. е. самоцветов, мрамора и пр.). Начиная с середины XV в. потребность в камне время от времени сильно возрастала, отчасти в связи с многолетним строительством храмов и дворцов, отчасти в связи с совершенно новым видом использования камня — для выделки пушечных ядер.

С 1584 г. в Московском государстве образовалось своего рода централизованное управление по обработке естественных строительных материалов — «Государев Приказ каменных дел», или в просторечий — Каменный приказ.

Развитие отраслей горного дела на Руси привело к зарождению первых начатков поискового дела с известными элементами научной системы наблюдений. Для поисков руд государством предпринимаются попытки широкого привлечения местного населения и «охочих людей». Появляются первые знатоки — рудознатоцы, для которых поиски руд превращаются в основное занятие.

Письменные указы XVII в. «посыльным» уже обязывают их не только разыскивать руду, камень, соляные ключи и пр., но и подробно описывать места находок, отмечать находки на чертеже-плане, брать образцы и т. д. В указах 1680—1690 гг. появляется дополнительное требование посыльным: разведывать вглубь рудные выходы, определять вероятные запасы руды и целесообразность разработки. В XVII в. были сделаны первые попытки систематизации — появились своды сведений о месторождениях полезных ископаемых по областям.

Толчком к расширению поисков новых руд и развитию горного дела в самом начале XVIII в. явилась потребность в орга-

низации хорошо вооруженной армии для обороны страны. Осенью 1700 г. Петром I был учрежден отдельный Приказ рудокопных дел. В 1711 г. Приказ рудокопных дел был закрыт, в 1715 г. восстановлен вновь, а в 1718 г. на базе Приказа создана Берг-коллегия. Вместе с учреждением Берг-коллегии был издан закон о горных привилегиях, сыгравший положительную роль в расширении поисков руд и строительстве заводов.

К середине XVIII в. Россия опережает Западную Европу по производству металлов и объему горной промышленности. К этому времени были открыты богатые месторождения железа и меди на Урале, серебра и свинца на Алтае и в Забайкалье, каменного угля в Донбассе.

Следующая страница истории развития горного дела в России связана с именем великого русского ученого М. В. Ломоносова. В 1741 г. М. В. Ломоносов после четырехлетнего пребывания за границей возвращается в Петербург и с 1742 г. начинает преподавать естественную историю руд в Академии наук.

В конце 1750-х годов Ломоносовым написаны две самые выдающиеся его геологические работы: «О слоях земных» и «Слово о рождении металлов от трясения земли». Книгой «О слоях земных» М. В. Ломоносов заложил начало науки о строении земной коры — тектонике и ее раздела — структурной геологии. В ней мы находим описание пластов, слоистости и последующих за образованием горных пород складок и разрывов. Много внимания в книге уделяется определению положения различных геометрических элементов в ориентировке пластов и, в частности, работе с горным компасом. В работе «О рудных местах и жилах и прииске их», вышедшей в 1763 г., Ломоносов приводит сводку правил по поискам месторождений полезных ископаемых и по сопровождающим эти поиски наблюдениям.

Десятилетие с 1765 по 1774 г. известно в истории нашей отечественной науки как период знаменитых академических экспедиций. Экспедиции, давшие ценные материалы для познания геологии и естественных богатств нашей страны, организовывались и ранее. Особую ценность имеют геологические исследования первых русских академиков С. П. Крашенинникова и С. Г. Гмелина, описавших Камчатку и Сибирь.

В указанное выше десятилетие в экспедициях принимали участие ставшие известными благодаря своим работам И. И. Лепехин, Н. Я. Озерецковский, Н. П. Рычков, П. С. Паллас, С. Г. Гмелин, И. А. Гильденштедт, И. П. Фальк и др. Экспедиционными работами была охвачена огромная территория, включающая Южный Урал, Алтай, Северный Казахстан, Прикаспийские районы, Прибайкалье, Крым и отчасти Кавказ. Работы продолжались и в последующие годы, но в резко сокращенном объеме.

Значительную роль в обобщении накопленных знаний и развитии геологических наук сыграла организация горнозаводских школ. В Олонце школа была открыта в 1713 г., на Урале: в Кун-

гуре и Уктусе в 1721 г. и Барнауле в 1779 г. Ученики этих школ не только вели поиски и разведку месторождений, но и участвовали в геологических картографических работах.

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

К середине XVIII в. относится появление первых геологических карт в России, хотя следует отметить, что старинные «чертежи» и планы заводов и рудников, а также карты с местоположением руд и других полезных ископаемых создавались значительно раньше. Одна из первых геологических карт была составлена Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым в 1789—1794 гг. для Восточного Забайкалья. Карта рукописная, ее масштаб 1 : 120 000. На карте выделено девять разновидностей изверженных и осадочных пород. На указанной карте, как и на всех ранее составленных геологических (или как говорили раньше «геогностических») картах, в основу положено непосредственное прослеживание в поле распространения различных горных пород и границ между ними.

Лишь с начала XIX в. появляются настоящие геологические карты, основанные на полевом прослеживании порядка наложения с попытками расположения слоев по возрасту на основании руководящих окаменелостей.

Знание относительного возраста и нормальной последовательности осадочных напластований, слагающих земную кору, стало возможным после исследований В. Смита в Англии и Ж. Кювье во Франции. Смит выяснил, что изучение состава органических остатков позволяет установить последовательность слоев, отвечающую хронологическому порядку отложения их на дне моря. Тем самым была подведена научная база под стратиграфию и создана та ее ветвь, которая теперь называется биостратиграфией.

В 1799 г. Смит составил «Шкалу осадочных образований Англии». Начиная с двадцатых годов XIX в. в Англии, Франции и России стали предприниматься попытки составления сводной геохронологической таблицы. Одной из наиболее удачных схем такого рода явилась шкала петербургского профессора Д. И. Соколова.

С организацией Горного департамента в 1807 г. геологическая служба России направляется по пути более систематических исследований, осуществляемых по единым программам. В то же время стало очевидным, что без дальнейших детальных геологических карт, составленных на должном научном уровне, невозможно сколько-нибудь обоснованно производить поисково-разведочные изыскания. В качестве объекта первоочередного картирования горным ведомством был избран Урал, древнейший центр российской горнозаводской промышленности, где ее дальнейшее развитие тормозилось отсутствием разведанных запасов минерального сырья.

В 1824 г. В. Ю. Самойлов подготовил инструкцию геологическим партиям, занимавшимся изучением Урала, в которой среди других наставлений предусматривалось составление петрографических карт исследованных участков.

Вслед за картированием Урала горное ведомство решило приступить к составлению геологических карт и для остальных горных округов.

В 1834 г. профессор Горного кадетского корпуса Д. И. Соколов обратился в Ученый комитет по горной и соляной части с предложениями по улучшению качества геолого-съемочных работ. Д. И. Соколов отмечает некоторые недостатки, характерные для большинства изыскательских партий, рекомендует дополнить действующую инструкцию рядом положений, основанных на новейших достижениях и учитывающих возросшие требования, предъявляемые к геологическим исследованиям. Обращает на себя внимание то, что 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. относительно систематические работы по геологической съемке горных округов и по сбору материалов для составления сводных карт сразу же дали заметный научный результат, причем постоянный контроль и консультации крупнейших специалистов обеспечили высокое качество работ. Улучшение постановки геологической службы потребовало также в качестве одной из мер создания в каждом горном округе специальных коллекций музейного типа, по которым исследователь мог бы ознакомиться с образцами минералов и пород, развитых в данном районе.

В результате принятых мер по усилению работы над составлением геологических карт, 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 наших горных округов. Первый такой опыт был осуществлен Г. П. Гельмерсенем, опубликовавшим свою «Генеральную карту горных формаций Европейской России» в Горном журнале № 4 за 1841 г. В последующие годы из отдельных горных округов продолжали поступать геологические карты, дополненные и исправленные на основании новых полевых исследований.

В 1840 г. в Россию были приглашены известные в те годы английский геолог Р. И. Мурчисон и французский палеонтолог Э. Вернейль.

Этим ученым совместно с русским геологом А. А. Кайзерлингом было поручено обобщить обширный фактический материал, накопленный к тому времени в горных округах, а особенно материал геологосъемочных работ последних 6—7 лет.

Работа Р. И. Мурчисона и его сотрудников была в значительной степени облегчена тем, что к их приезду на местах им предоставлялись новейшие геологические карты, описания разрезов и обнажений, музейные коллекции и т. д. Таким образом, Р. И. Мурчисон и его товарищи по работе получили возможность в кратчайший срок собрать весь необходимый для составления общей сводки материал, осмотреть на месте наиболее интересные геологические разрезы и приступить к составлению сводного монографического описания Европейской России и Урала, а также геологической карты этой территории в масштабе 150 верст в одном дюйме. Работа была закончена в 1845 г. и впервые опубликована на английском (I том) и французском (II том) языках. В 1846 г. А. Д. Озерским был сделан перевод работы на русский язык. При переводе А. Д. Озерский внес ряд дополнений и изменений геологического характера и снабдил работу многими примечаниями, перечислив в них 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 России.

Дальнейшие работы по региональному изучению геологии России производились главным образом в форме систематически организуемых экспедиций с публикацией отчетов о их результатах.

Исключительно интересную и точную в отношении нанесения границ каждой свиты «Геогностическую карту Санкт-Петербургской губернии» составил С. С. Куторга (1852 г.).

В 60-х годах появились сводки акад. Г. В. Абиха по геологии Кавказа, в которых он обобщил результаты исследований целой плеяды русских горных инженеров и привел составленные им первые геологические карты для ряда районов Кавказа.

Сибирь и Алтай исследовали П. А. Чихачев и Г. Е. Щуровский. Каменноугольные залежи Кузбасса, которым уделено много места в работах П. А. Чихачева и Г. Е. Щуровского, привлекли серьезное внимание правительственных организаций.

В 1855—1856 гг. было предпринято составление общей геологической карты Кузнецкой котловины в масштабе 10 верст в дюйме (1:420 000). Автор пояснительной записки к ней — А. Г. Боярышников, руководивший геологоразведочными работами на уголь и железные руды, подчеркивает, что запасы каменного угля там поистине колоссальны.

В 1864 г. организуются геологические съемки в Донбассе, которые должны были дать «ясное понятие о взаимном отношении различно группированных пород западной части Донецкого каменноугольного кряжа». Составление карт проведено Носовым 1-м и Носовым 2-м. Ими была составлена десятиверстная геологическая карта западной части Донбасса,

охватывающая территорию от Днепропетровска (Екатеринослава) до Артемовска (Бахмут). Многолетние работы Носовых в Донбассе внесли много нового в методику геологического картирования и подготовили прочную базу для создания «пластовых» геологических карт крупного и мелкого масштаба.

Из обобщающих работ этого времени следует отметить исследование Н. Барбот де Марни, разработавшего методику построения разрезов, и Н. А. Головкинского, впервые установившего различия между трансгрессивным и регрессивным залеганием и миграцию фаций при движениях береговых линий.

Расширение геологических работ и важные практические и теоретические открытия геологов в ряде стран привели к организации в 1875 г. Международного Геологического конгресса. К этому времени в России сформировалась одна из сильнейших геологических школ. В ее состав входили: А. П. Карпинский, А. А. Иностранцев, В. И. Мёллер, С. Н. Никитин, Ф. И. Чернышев, Ф. Б. Шмидт и несколько позже А. П. Павлов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. И. Вернадский, Я. В. Самойлов.

Первая сессия конгресса состоялась в Париже в 1878 г. и имела большое значение в организационном отношении. 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 исключительный разнобой.

Ведущая роль в решении этих вопросов принадлежала делегации русских геологов. По самому существенному вопросу, касавшемуся принятия схемы стратиграфических подразделений, прошло предложение русского комитета по унификации номенклатуры. Этот комитет, работавший под председательством А. А. Иностранцева, предложил ввести такие известные теперь всем подразделения, как группа, система, отдел, ярус.

По вопросу о выработке однообразных обозначений к геологическим картам большой успех имели предложения А. П. Карпинского, получившего вторую премию. В соответствии с этими предложениями, на всех геологических картах мира триасовую систему красят с тех пор фиолетовым цветом, юрскую — синим, меловую — зеленым, третичную — желтым.

Весьма важным было решение Болонской сессии конгресса приступить к составлению международной геологической карты Европы в масштабе 1:2 500 000, в связи с которым перед русскими геологами возникла задача дать в короткий срок сводку всех материалов по огромной территории.

Вскоре после Болонской сессии произошло важное событие в геологической жизни России. В январе 1882 г. в системе горного ведомства создается Геологический комитет — первое специальное государственное геологическое учреждение России. Первым директором комитета был Г. П. Гельмерсен, которого в 1885 г. сменил А. П. Карпинский.

Геологическому комитету было передано руководство всеми геологическими работами и, в частности, геологической съемкой. Работа комитета началась с составления «Общей десятиверстной геологической карты Европейской России». Территория, подлежащая съемке, была разделена на 170 листов с площадью каждого из них около 55 000 км².

Первое описание листа десятиверстной карты (лист 56) дал С. Н. Никитин в 1883 г. В 1885 г. было опубликовано уже три листа (71, 139, 93). Работа по составлению карты продолжалась до начала 30-х годов настоящего столетия, но закончена не была. Всего опубликовано около 30 листов.

Рост горнодобывающей промышленности и строительство железных дорог вызвали широкое развитие геологических работ на востоке России. В 1886 г. И. В. Мушкетовым и Г. Д. Романовским была составлена первая геологическая карта Туркестана в масштабе 30 верст в дюйме. И. Д. Черский в 1886 г. произвел геологическое исследование на трассе Екатеринбург — Иркутск и издал геологическую карту береговой полосы оз. Байкал в масштабе 1:420 000. В 1887 г. Г. В. Абих составил сводную геологическую карту Армении.

С 1892 г. началось составление детальных геологических карт Донецкого каменноугольного бассейна в масштабе 1:42 000. Работами руководил Л. И. Лутугин, а позднее П. И. Степанов.

При составлении листов карты применялся метод прослеживания маркирующих пластов на местности и инструментального нанесения их на планшеты. В качестве маркирующих пластов на картах указаны пласты угля, известняка и песчаника. Каждый из них обозначен особым индексом и имеет точное положение в стратиграфическом разрезе. Листы карты сопровождалась альбомом разрезов и других карт, а также объяснительными записками. Работа по составлению карты с перерывами продолжалась более 30 лет, но закончена не была. Составленные листы для своего масштаба до сего времени являются одними из лучших образцов детальных геологических карт.

В 1892 г. А. П. Карпинский опубликовал составленную им Геологическую карту Европейской России в масштабе 60 верст в дюйме и продемонстрировал ее на шестой сессии Международного Конгресса. Эта карта послужила основой для последующих ее изданий в 1915 и 1932 гг. (последнее издание имеет масштаб 1:2 500 000).

Работы по геологическому изучению и картированию Сибири связаны с деятельностью В. А. Обручева, посвятившего многие годы своих плодотворных исследований Средней Азии и Восточной Сибири.

Крупные успехи в работе русских геологов по геологическому картированию и ряду важнейших вопросов, связанных с разработкой стратиграфии осадочных толщ, были продемонстрированы на седьмой сессии Международного Геологического

конгресса, состоявшейся в Петербурге в 1897 г. под председательством А. П. Карпинского.

В начале нашего столетия особенное внимание обращается на составление полноценных детальных карт горнопромышленных районов. Из проведенных работ большое практическое значение имели геологические съемки на Апшеронском полуострове. В 1914 г. Д. В. Голубятников, руководивший съемками, издал прекрасно составленный атлас карт по нефтеносной площади Биби-Эйбата в масштабе 1 : 4 200.

В итоге работы Геологического комитета на 1 января 1918 г. было геологической съемкой всех масштабов покрыто 30,3% общей площади России; из этого количества съемками в масштабе 1 : 200 000 около 2,2%, а съемками масштаба 1 : 100 000 и крупнее всего лишь около 0,2% общей площади России; 70% всей территории России в геологическом отношении оставалось совершенно неизученным.

Победа Великой Октябрьской социалистической революции создала в нашей стране совершенно новые условия для развития всех отраслей науки, в том числе и геологии. Геологический комитет, перед которым в царское время ставились лишь ограниченные задачи, сразу же после революции должен был во много раз расширить объем своих исследований. Однако возможности старого комитета скоро перестали удовлетворять запросы бурно развивающейся промышленности нашей страны. Он был реорганизован сначала в Главное геологоразведочное управление при Высшем Совете Народного Хозяйства, а позже при Наркомате тяжелой промышленности и далее — в Комитет по делам геологии при Совнаркомом СССР.

Во главе учреждений, сменивших Геологический комитет, стоял прекрасный организатор и выдающийся ученый И. М. Губкин.

В 1946 г. на базе Комитета по делам геологии было создано Министерство геологии, преобразованное затем в Министерство геологии и охраны недр СССР. В задачу Министерства вошло региональное изучение геологического строения территории нашей страны, поиски и разведка полезных ископаемых.

Для непосредственного обеспечения отдельных крупных отраслей народного хозяйства минеральным сырьем в ряде промышленных министерств (угольной и нефтяной промышленности, черной и цветной металлургии и др.) были образованы геологические управления, в широких масштабах проводившие поиски и разведку соответствующих полезных ископаемых.

Одной из основных функций Министерства геологии и охраны недр явилось комплексное геологическое изучение и геологическое картирование территории СССР, составление и издание сводных геологических карт и карт полезных ископаемых по СССР в целом и по отдельным районам; Министерство осуществляет научно-методическое руководство и координацию работ

по геологическому картированию, ведет работы по установлению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в недрах и быстрейшему их выявлению.

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

В 1920 г. была издана сводная геологическая карта Донбасса в масштабе 10 верст в 1 дюйме, являющаяся одним из лучших образцов региональных геологических карт. Карта составлена на основании обобщения материалов геологических съемок на территории Донбасса, проведенных под руководством Л. И. Лутыгина.

В 1922 г. Геологический комитет выпустил второе издание стоверстной геологической карты Азиатской России и издал обзорную геологическую карту этой же территории в масштабе 250 верст в 1 дюйме.

В 1923 г. издается первое руководство по геологическому картированию — «Полевая геология» В. Н. Вебера, в 1934 и 1937 гг. вышли последующие расширенные издания этого руководства под названием «Методы геологической съемки».

В 1927 г. на основании проведенного широкого геологического картирования Кузбасса была составлена первая региональная геологическая карта Кузбасса в масштабе 12 верст в 1 дюйме (1 : 504 000). В этом же году В. А. Обручев опубликовал капитальный труд «Полевая геология», служивший в течение ряда лет основным руководством по геологическому картированию.

В 1930 г. составлены геологические карты Урала и Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000. В том же году В. А. Обручев опубликовал работу о геологии золотоносных районов Якутии, к которой была приложена карта Якутии в масштабе 1 : 1 260 000. В 1932 г. составляется геологическая карта Узбекской ССР в масштабе 1 : 2 500 000, явившаяся крупным шагом вперед в познании геологии Средней Азии. В том же году издается карта четвертичных отложений Европейской части СССР и сопредельных с ней районов в масштабе 1 : 2 500 000 под редакцией С. А. Яковлева.

С 1933 г. начинается систематическое составление обзорных и региональных карт. Были изданы геологические карты Кольского полуострова, Карелии, Казахстана, Украины, Киргизии и др.

В июле 1937 г. в Москве состоялась семнадцатая сессия Международного геологического конгресса, проходившая под председательством академика И. М. Губкина. На этой сессии была продемонстрирована первая сводная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, составленная под редакцией Д. В. Наливкина. В последующие годы изданы: в 1941 г. геоло-

гическая карта СССР в масштабе 1:2 500 000 (редактор Д. В. Наливкин); карта Европейской части СССР Урала и Кавказа в масштабе 1:1 500 000 (1939 г.); карта Казахстана в масштабе 1:1 500 000 (1939 г.); карта Урала в масштабе 1:500 000 (1939 г.); карта Средней Азии в масштабе 1:750 000 (1941—1943 гг.); карта Приморского и Хабаровского края и южной части Хабаровского края в масштабе 1:1 500 000 и ряд других. Параллельно с составлением сводных геологических карт с 1938 г. приступлено к составлению и изданию геологической карты СССР в масштабе 1:1 000 000 в полистной разграфке. К настоящему времени из 177 листов этой карты издано 133.

Из обзорных геологических карт, изданных в последнее время, следует отметить геологическую карту СССР в масштабе 1:7 500 000, вышедшую в 1950 г. для учебных целей под редакцией Д. В. Наливкина; карту отложений четвертичной системы в масштабе 1:2 500 000, изданную в 1950 г. под редакцией С. А. Яковлева; геологические карты СССР в масштабе 1:5 000 000 и 1:2 500 000, изданные в 1956 и 1957 гг. под редакцией Д. В. Наливкина. Последняя карта удостоена Ленинской премии.

Немалое значение в развитии региональной геологии нашей страны и составлении геологических карт и прогнозных карт полезных ископаемых имели сводки материалов по стратиграфии и палеонтологии СССР, геологической истории и тектонике.

Большая роль в этих работах принадлежит институтам Академии наук СССР, которой в течение длительного времени руководил выдающийся геолог А. П. Карпинский (1917—1936 гг.). Обобщающие геотектонические работы начинают появляться с начала 30-х годов.

Накануне XVII сессии Международного геологического конгресса был опубликован ряд тектонических схем территории СССР, из которых наиболее удачной оказалась схема А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. Работа по тектоническому районированию территории СССР продолжала оставаться в центре внимания широких кругов геологов и в последующие годы. В результате в 1952 г. появилось 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, удостоенное Ленинской премии.

В последние годы в связи с общим техническим прогрессом промышленности нашей страны существенно изменилась методика проведения геологических исследований и работ по геологической съемке. Широко внедрены в практику геологической съемки буровые работы. Сконструированы и введены в производство высокопроизводительные самоходные буровые станки, позволяющие получать керн с больших глубин и быстро разбуривать площади, перекрытые четвертичными образованиями.

При геологическом картировании стали применяться аэрометоды. Они получили в настоящее время заслуженное признание, как наиболее прогрессивные и передовые.

При существующих технических возможностях самолеты используются при аэрогеологических работах для проведения аэрофотосъемки, на материалах которой затем производятся наземные геологические исследования; для непосредственных наблюдений с воздуха (аэровизуальные наблюдения) и для геофизических поисков, основанных на работе приборов, установленных на самолете.

Видное место в комплексе геологических работ занимают в настоящее время геофизические методы. Практика показывает, что наиболее важными геофизическими методами при геологическом картировании являются аэромагнитная и наземная магнитометрическая съемки, а также гравиметрия. При геофизических исследованиях в последние два десятилетия открыты крупнейшие месторождения железных и полиметаллических руд и других полезных ископаемых, а также залежи подземных вод.

В ближайшие годы предусматривается завершение полистного издания геологической карты Союза ССР в масштабе 1:1 000 000 и выпуск для горно-промышленных областей и районов геологических карт масштаба 1:500 000, 1:200 000 и 1:50 000. Геологическая съемка масштаба 1:200 000 является одним из основных средств всестороннего изучения геологического строения территории СССР и выявления общих закономерностей распространения месторождений полезных ископаемых. Геологическая карта масштаба 1:200 000 должна дать подробное представление о геологическом строении и истории геологического развития, установить связь полезных ископаемых с определенными комплексами изверженных или осадочных пород, дать оценку перспектив в отношении каждого вида полезных ископаемых и определить площади, требующие дальнейших более детальных геологических и поисково-разведочных работ. Предстоит составить и издать геологические карты масштаба 1:200 000 по районам Донбасса, Кривого Рога, Рудного и Горного Алтая, Урала, Кавказа, Казахстана, Западной и Восточной Сибири, Приморья и т. д. С целью упорядочения производства геологической съемки геологическая карта масштаба 1:200 000 должна составляться только по листам принятой в СССР разграфки и номенклатуры. Этим обеспечивается сплошное, планомерное геологическое картирование без каких-либо пропусков, с обязательной, строгой увязкой результатов работ соседних партий. Ответственность исполнителей за качество проведенных геологических работ масштаба 1:200 000 значительно повышается тем, что выполненными работами считаются лишь те, которые одобрены и представлены к изданию.

Детальные геологические съемки 1:50:000, 1:25 000 и более крупных масштабов организовываются для изучения рудных

зон, узлов и районов развития горючих и иных полезных ископаемых.

Большое значение для постановки геологической съемки имеют инструкции по организации и проведению геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000, 1:100 000; 1:50 000 и 1:25 000, а также инструкции по подготовке геологических карт масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 к изданию, выпущенные Министерством геологии и охраны недр СССР в 1955 г.

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. К инструкциям приложены образцы геологических карт и карт полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 1

- Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, 1952.
Будялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостоптехиздат, 1953.
Вебер В. Н. Методы геологической съемки. ОНТИ, 1937.
Келлер Б. М. Русские геологи на международных геологических конгрессах (I—XII сессии). Очерки по истории геол. знаний, вып. 1, АН СССР, 1953.
Тихомиров В. В. Практическая геология в России в начале XIX века. Очерки по истории геол. знаний, вып. 1, АН СССР, 1953.
Тихомиров В. В. К истории развития геологических знаний в России (1800—1840 гг.) Очерки по истории геол. знаний, вып. 2, АН СССР, 1953.
Тихомиров В. В. О региональных исследованиях русских геологов в середине XIX в. Очерки по истории геол. знаний, вып. 3, 1955.
Тихомиров В. В. Новые данные об организации геологического картирования в России. Очерки по истории геол. знаний, вып. 4, 1955 г.
Тихомиров В. В. и Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии. Госгеолтехиздат, 1956.
Хабаков А. В. Очерки по истории геолого-разведочных знаний в России, ч. I, изд. МОИП, 1950.
Шаталов Е. Т. За усиление геологического картирования для поисков полезных ископаемых. Сб. Сов. геол., № 42.

ГЛАВА 2

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

Структурная геология является одной из частей геотектоники — науки о строении и развитии земной коры.

Структурная геология изучает формы залегания горных пород в земной коре, причины их возникновения и развития.

В основу анализа вопросов структурной геологии положен сравнительно-исторический принцип, в соответствии с которым все формы залегания горных пород изучаются путем взаимного сравнения, с выявлением сходных и отличительных черт, рассматриваемых в зависимости от их происхождения. Вместе с тем все явления освещаются в историческом развитии, разбираются их взаимные связи и взаимное влияние.

Так, например, изучая процессы образования слоистых толщ, мы рассматриваем все последующие за образованием слоев нарушения первичных форм залегания, начиная с простейших и кончая сложными складчатыми. При этом важно также установить последовательность в развитии отдельных структур, время и механизм их образования.

Знание условий залегания в земной коре осадочных, изверженных и метаморфических пород открывает возможность методически правильно подойти к выявлению и прогнозам размещения заключенных в них полезных ископаемых. Хорошо известна приуроченность отдельных видов полезных ископаемых к определенным видам структур. Например, залежи нефти и газа большей частью располагаются в сводах антиклинальных складок. 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 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).

Структурные особенности строения земной коры получают правильную оценку тогда, когда исследователь учтет не только форму залегания, но и условия и время образования пород, особенности их состава и т. д. Поэтому структурная геология, кроме анализа чисто геометрических особенностей залегания горных пород, опирается на обширный арсенал данных минералогии, петрографии, исторической геологии, учения о фациях и осадкообразовании, геоморфологии, геотектоники. Эти дисциплины наполняют структурную геологию конкретным содержанием.

Вместе с тем структурная геология наряду с другими отраслями геологических наук служит той базой, на которой развивается учение о полезных ископаемых.

Геологическое картирование — одна из прикладных геологических дисциплин, изучающая методы составления геологических карт и их практическое применение.

Геологической картой называется топографическая основа, на которой указано распространение горных пород на земной поверхности, разделенных по возрасту и составу.

Геологические карты представляют собой объективное отражение наших знаний о строении земной коры и позволяют судить не только о геологическом устройстве земной поверхности, но и составить обоснованное представление о строении глубоких частей земной коры.

Успешное выявление месторождений полезных ископаемых и дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы нашей страны в значительной мере зависят от степени ее геологической изученности и в первую очередь от геологической заснятости. На основе геологической съемки и геологического изучения района определяется возможность обнаружения в данном районе полезных ископаемых и характер их распределения, направляются поисковые и поисково-разведочные работы.

Геологическое картирование позволяет решать и другие практические вопросы в области региональной геологии, геотектоники, гидрогеологии, инженерной геологии, геоморфологии и освещает ряд общих проблем геологических наук.

Геологические карты служат средством изображения формы и размеров залежей отдельных видов минерального сырья. Методика их составления опирается на теоретические обобщения геологических наук и представляет собой итог огромного практического опыта геологических исследований.

При свде всего накопленного геологического материала по Русской платформе И. М. Губкин в 1932 г. выдвинул предположение о нефтеносности ее восточной части — Волго-Уральской области. Советские геологи блестяще подтвердили эти прогнозы И. М. Губкина. Было теоретически обосновано и позднейшими работами доказано предположение П. И. Степанова 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 дал в 1939 г. блестящий прогноз о широком развитии редкометалльного оруденения на крайнем северо-востоке нашей страны.

Ведущее значение при составлении геологических карт имеют структурная геология, геотектоника, историческая геология, петрография и учение о месторождениях полезных ископаемых.

Лишь геолог, обладающий всей суммой необходимых знаний, прочно стоящий на позициях диалектического материализма, в состоянии вести на высоком уровне сложную и многогранную работу по составлению геологических карт.

Исследователь должен уметь уберечь себя от субъективных, скороспелых выводов и стремиться на основе углубленного изучения явлений и фактов составлять обоснованные объективные материалы.

Нельзя забывать также о том, что работа по составлению геологических карт является результатом коллективного труда, в котором высоких результатов можно достичь лишь на основе

объединения усилий всего коллектива геологов, неизменно проявляя при этом взаимное уважение, товарищескую критику и помощь.

ГЛАВА 3

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Все геологические карты в зависимости от их масштаба, делятся на четыре вида: обзорные, региональные, детальные и крупномасштабные.

Обзорные карты дают представление о геологическом строении обширных территорий, целых материков или отдельных государств, например СССР, Европы, Азии, или всего мира. Масштабы обзорных карт бывают самыми различными; наиболее подробные из них имеют масштаб 1 : 1 000 000. Топографическая основа обзорных геологических карт обычно сильно упрощена. На ней наносятся основные реки, крупные населенные пункты, очертания морей и озера, которые могут быть изображены в масштабе карты.

Региональные карты имеют своей целью дать изображение определенного региона, обладающего известным единством геологического строения. Примером региональных геологических карт могут служить карты Донбасса, Кузбасса, Урала, Кавказа и т. д. Масштабы региональных карт колеблются от 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000. Топографическая основа региональных карт упрощена. На ней сохраняется гидрографическая сеть, основные пути сообщения, населенные пункты и разряженная сеть горизонталей.

Для удобства пользования обзорные и региональные карты часто делятся на отдельные листы.

Детальные геологические карты имеют масштабы от 1 : 200 000 до 1 : 25 000 и составляются полистно, в рамках соответствующих топографических планшетов. Этот вид карт подробно отображает геологию той площади, для которой они составлены.

В качестве топографической основы детальных геологических карт применяются топографические карты, на которых может быть разряжена сеть горизонталей, сняты второстепенные пути сообщения и населенные пункты.

Крупномасштабные геологические карты составляются в масштабах от 1 : 10 000 и крупнее, до масштабов 1 : 1000 и 1 : 500. Топографической основой таких карт служат топографические планшеты, нередко составленные специально для площади, подлежащей геологической съемке. Крупномасштабные карты составляются для районов или участков,

закрывающих месторождения полезных ископаемых. На них в соответствии с особенностями строения месторождений могут быть указаны специальные и специфические данные, помогающие расшифровке строения и характеристике месторождений.

ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Топографическая карта является основой для построения геологической карты.

Государственные топографические карты СССР составлены по отдельным планшетам (листам). За исходный нулевой меридиан в настоящее время принят меридиан, проходящий через Пулково. Однако в картах, изданных до 1946 г., отсчет меридианов начинался от Гринвича, Ферро или Парижа. Различия в отсчетах от указанных пунктов приведено в табл. 1.

Таблица 1

Соотношение нулевых меридианов

	Пулково	Ферро	Гринвич	Париж
Пулково	0	-47°59'25"	-30°19'39"	-27°59'25"
Ферро	+47°59'25"	0	+17°39'46"	+20°
Гринвич	+30°19'39"	-17°39'46"	0	+2°20'14"
Париж	+27°59'25"	-20°	-2°20'14"	0

Параллели отсчитываются от экватора. Система обозначений карт носит название номенклатуры карт. Каждому планшету в соответствии с местоположением и масштабом присвоен свой номенклатурный знак. Согласно международной сетке планшетов, за основу разграфки номенклатурной сетки планшетов принят лист масштаба 1 : 1 000 000. Лист этого масштаба имеет размеры: 4° между широтами и 6° между меридианами. Все северное полушарие в соответствии с размерами миллионного листа разграфлено на 60 меридиональных колонн по 6° в каждой колонне. Колонны обозначены арабскими цифрами от 1 до 60 в направлении с запада на восток, начиная от 180 меридиана. По направлению от экватора к полюсу северное полушарие разделено на 23 ряда по 4° в каждом. Ряды обозначены заглавными буквами латинского алфавита от А до W.

Обозначение листа карты миллионного масштаба состоит из обозначения ряда и номера колонны, в которых находится изображенный на карте участок поверхности. В скобках указывается название листа по наиболее крупному населенному пункту, например: N-37 (Москва).

Листы карты масштаба 1 : 500 000 образуются путем деления планшета масштаба 1 : 1 000 000 на четыре части. Каждая из

частей обозначается (слева направо и сверху вниз) начальными заглавными буквами русского алфавита (рис. 1). Номенклатура листа состоит из номенклатуры листа карты масштаба 1 : 1 000 000 с прибавлением к ней одной из букв. Например: N-37-A.

Листы карты масштаба 1 : 300 000 нарезаются путем деления планшета масштаба 1 : 1 000 000 на 9 частей, каждая из которых обозначается римской цифрой (слева направо и сверху вниз). Номенклатура листа масштаба 1 : 300 000 составляется из номенклатуры листа масштаба 1 : 1 000 000 и цифры соответствующего листа масштаба 1 : 300 000 указываемой впереди, например VI-N-37.

Листы карты масштаба 1 : 200 000 образуются путем деления листа масштаба 1 : 1 000 000 на 36 частей (см. рис. 1). Каждая из частей обозначается порядковой римской цифрой (слева направо и сверху вниз). Номенклатура составляется из номенклатуры листа масштаба 1 : 1 000 000 с прибавлением цифры соответствующей листу масштаба 1 : 200 000, например N-37-XIII.

Листы карты масштаба 1 : 100 000 образуются путем деления листа масштаба 1 : 1 000 000 на 144 части (рис. 2).

Каждая из частей обозначается порядковой арабской цифрой (слева направо и сверху вниз). Номенклатура листа масштаба 1 : 100 000 состоит из номенклатуры листа масштаба 1 : 1 000 000 с прибавлением цифры соответствующей листу масштаба 1 : 100 000, например: N-37-144.

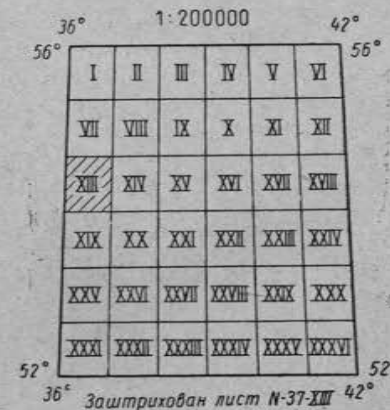
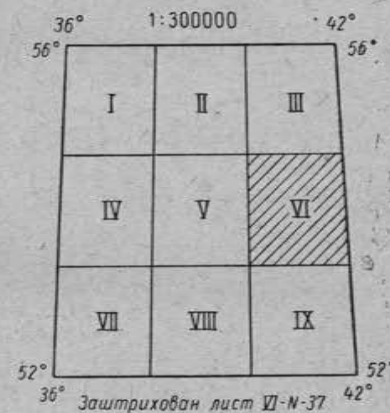
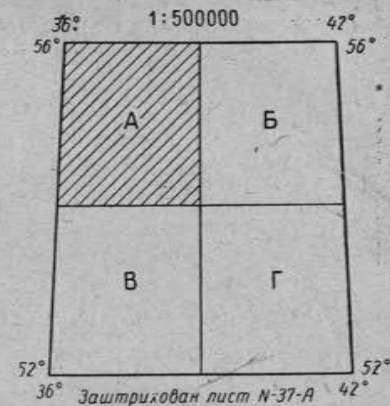


Рис. 1. Схема разграфки листов карт масштаба 1 : 500 000; 1 : 300 000 и 1 : 200 000

Нарезка листов карты масштаба 1:50 000, 1:25 000 и 1:10 000 производится на основе листов карты масштаба 1:100 000.

Листы масштаба 1:50 000 образуются путем деления листа масштаба 1:100 000 на 4 части (рис. 3). Каждая часть обозначается начальными заглавными буквами русского алфавита (А, Б, В, Г). Размеры листа: 15' между меридианами и 10' между широтами. Номенклатура карт масштаба 1:50 000 составляется из номенклатуры планшета масштаба 1:100 000 и

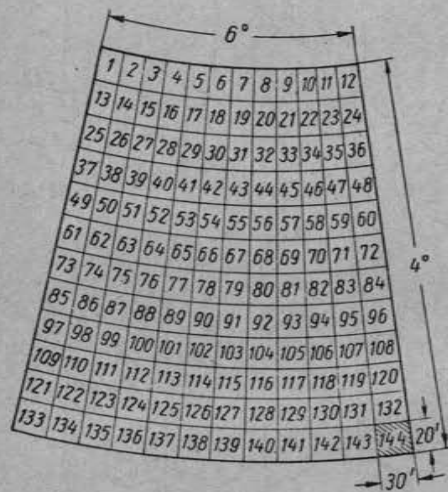


Рис. 2. Схема разграфки листа карты масштаба 1:100 000 на листы карты масштаба 1:100 000

буквы соответствующего листа масштаба 1:50 000, например N-37-80-А.

Листы карты масштаба 1:25 000 образуются путем деления листа масштаба 1:50 000 на четыре части (см. рис. 3). Каждая из частей обозначается начальными прописными малыми буквами русского алфавита. Размеры листа 7'30" между меридианами и 5' между широтами. Номенклатура карт масштаба 1:25 000 составляется из номенклатуры листа масштаба 1:50 000 и буквы листа масштаба 1:25 000, например: N-37-80-В-а.

Листы карты масштаба 1:10 000 образуются при разграфке листов карты масштаба 1:25 000 на четыре части (см. рис. 3). Положение этих частей обозначают арабскими цифрами. Размеры листа: 3'45" между меридианами и 2'30" между широтами. Номенклатура листов карты масштаба 1:10 000 составляется из номенклатуры листа карты масштаба 1:25 000 и цифры, соответствующей положению листа масштаба 1:10 000, например: N-37-80-В-Г-1.

Листы карт масштаба крупнее 1:10 000 получают при разграфке листа масштаба 1:100 000. Листы карты масштаба 1:5000 образуются путем деления листа масштаба 1:100 000 на 256 частей. Размеры каждого листа: 1'52,5"—1'15". Каждый лист обозначается арабской цифрой. Цифры располагаются слева направо и сверху вниз. Номенклатура листа составляется из номенклатуры листа масштаба 1:100 000 и цифры, соответствующей листу масштаба 1:5000, указываемой в скобках, например, N-37-80-(232).

Для получения листа карты масштаба 1:2000 каждый лист масштаба 1:5000 делится на 9 частей, обозначенных малыми буквами русского алфавита, начиная с буквы «а» и кончая буквой «и», например: N-37-80-(248-е). Размеры листа 37,5"—25".

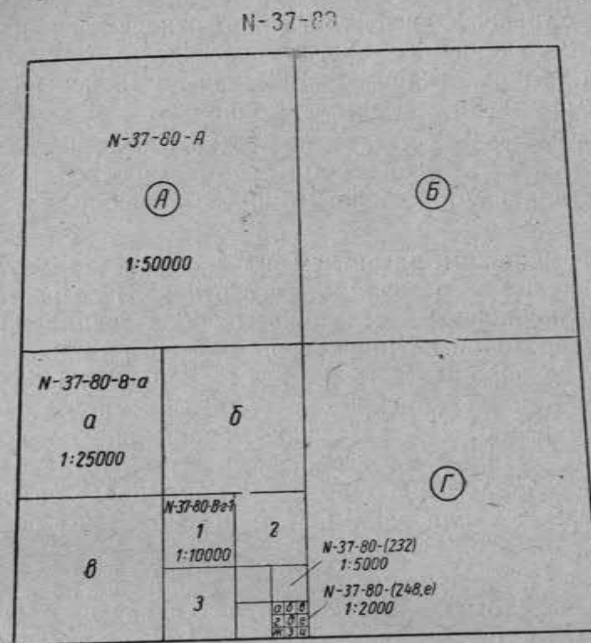


Рис. 3. Схема разграфки карт масштаба 1:50 000; 1:25 000; 1:10 000; 1:5 000 и 1:2 000

Масштабы топографических карт, издававшихся в царской России и в первые годы Советской власти, чаще имели английские меры. Ниже приведен перевод наиболее распространенных масштабов из английских мер в метрические:

10 верст в 1 дюйме	соответствует	1:420 000
5 » » » »	»	1:210 000
2 версты » » » »	»	1:84 000
1 верста » » » »	»	1:42 000
0,5 версты » » » »	»	1:21 000

ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Нередко помимо изображения на картах состава и возраста горных пород, слагающих ту или иную территорию, у геологов возникает необходимость отразить другие особенности геологического строения, например, состав и мощность покрова четвертичных образований, особенности тектоники, распределение

полезных ископаемых, водоносность, инженерно-геологические свойства пород, материалы по геоморфологии и т. д. Нанесение этих данных на обычную геологическую карту делает ее перегруженной условными знаками и трудно читаемой. Поэтому геологи, кроме обычной геологической карты, часто составляют карты других типов. К числу таких карт относятся: карта четвертичных образований, литолого-геологическая, тектоническая, геоморфологическая, гидрогеологическая и инженерно-геологическая карты и карта полезных ископаемых.

Прежде чем перейти к характеристике указанных выше карт, необходимо пояснить одно весьма существенное обстоятельство, с которым сталкиваются геологи при составлении геологических карт.

Наиболее широким развитием на поверхности земли пользуются различные образования четвертичного возраста. Аллювиальные, делювиальные и ледниковые образования покрывают огромные территории. Широко развиты торфяники, эоловые пески и другие породы. В то же время обнажения более древних, дочетвертичных коренных пород на земной поверхности сравнительно редки. На равнинах обнажения сосредоточены главным образом вдоль берегов рек и в выработках (карьеры и пр.). Даже в таких горных областях 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 показывать на них главным образом породы четвертичного возраста, среди которых более древние коренные породы были бы изображены в виде узких полосок и пятен.

Между тем, основная часть месторождений полезных ископаемых связана с породами дочетвертичного возраста. Это обстоятельство вынуждает геологов удалять с геологических карт покров пород четвертичного возраста и изображать на них распространение коренных пород в том виде, в каком они прослеживаются под покровом четвертичных образований.

Однако, несмотря на необходимость удаления четвертичных пород с геологических карт, сделать это во всех случаях не представляется возможным, так как не всегда удается расшифровать состав и возраст коренных пород, скрытых под четвертичным покровом. К тому же мощность последнего нередко бывает очень велика и составляет десятки и сотни метров. Даже на обзорных картах невозможно, например, снять четвертичные породы в пределах Западно-Сибирской низменности. На детальных картах четвертичные отложения сохраняются в долинах крупных рек. Следует отметить, что четвертичные отложения должны быть оставлены на геологических картах и в тех случаях, когда эти породы вмещают месторождения полезных ископаемых, например: россыпные месторождения золота, олова и др.

Карты четвертичных отложений. Четвертичные отложения изображаются отдельно от коренных пород. На картах этого типа четвертичные отложения делятся по возрасту, происхождению и составу. Коренные породы, обнажающиеся на поверхности, указываются без расчленения. Исключение составляют неогеновые континентальные образования, которые нередко указываются на карте четвертичных отложений и тоже делятся по возрасту, происхождению и составу.

Литолого-геологические карты. На литолого-геологических картах на фоне окраски, соответствующей возрасту пород, штрихами изображается состав пород, выходящих на поверхность или скрытых под покровом четвертичных образований. На крупномасштабных картах (крупнее 1:10 000) условной штриховкой обычно удается показать площади распространения каждой разновидности пород. На картах масштаба меньше 1:10 000 указывается состав преобладающих на данном участке пород или при помощи смешанной штриховки отображаются отдельные разновидности пород.

Тектонические карты. На тектонических картах изображается распространение складчатых и платформенных областей и краевых (передовых) прогибов с разделением их по времени образования. В пределах каждой из областей условными знаками показывается положение основных структурных элементов (антеклиз, антиклинорий и т. п.), а также отдельных складок и разрывов. С помощью линий одинаковых высот на картах указывается положение опорных горизонтов и поверхностей. Последними могут быть поверхности несогласий, границы между разнородными литологическими комплексами, маркирующие пласты, подошва или кровля стратиграфических горизонтов.

Геоморфологические карты. На геоморфологических картах условными штрихами и цветами изображаются основные типы рельефа и его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста. Основой геоморфологических карт является топографическая карта и карта четвертичных отложений.

Гидрогеологические карты. Основой для гидрогеологических карт является геологическая карта, на которой горные породы по их возрасту, происхождению или составу объединены в комплексы, обладающие одинаковой водоносностью. Выделенные комплексы пород располагаются на карте в возрастной последовательности или по генетическому признаку. Каждый из комплексов закрашивается условной краской, соответствующей степени водообильности пород. Если появляется необходимость показать распространение какого-либо водоносного комплекса пород под покровом вышележащих пород, тогда в районе распространения нижнего комплекса на цветную закрашку верхнего комплекса накладываются полоски цвета, принятого для нижнего комплекса.

Инженерно-геологические карты. На инженерно-геологических картах на фоне данных о возрасте и составе пород условными штрихами или цветной окраской показываются физические свойства пород: пористость, проницаемость, устойчивость и т. д.

Карты полезных ископаемых. Карты полезных ископаемых представляют собой геологическую основу, на которую условными значками различной формы и цвета наносятся известные на данной площади полезные ископаемые.

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

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) цветные, 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.

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.

В приводимой ниже табл. 2 помещены основные геохронологические подразделения с указанием применяемых цветов и индексов.

Напомним, что в геохронологической шкале применяется два вида подразделений. Одни из них отвечают отрезку времени данного подразделения, другие — толще горных пород, образовавшихся за соответствующий отрезок времени. Рубрикация геохронологических единиц для временных подразделений и подразделений, отвечающих толщам горных пород, различная, однако, названия одинаковые.

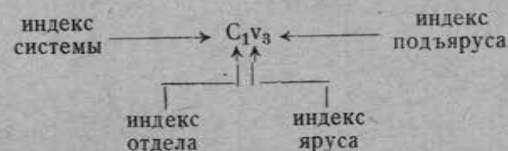
В соответствии с геохронологической шкалой:

эра	соответствует	группе
период	»	системе
эпоха	»	отделу
век	»	ярусу
время	»	зоне

Эра, период, эпоха, век и время применяются для возрастной номенклатуры; группа, система, отдел, ярус, зона — для подразделений толщ горных пород.

Таким образом, если, например, необходимо указать толщ горных пород, сформировавшуюся в перми, говорят: пермская система. Если же нужно охарактеризовать какие-либо другие данные, например климат, географию, органический мир перми и т. п., следует употреблять термин — пермский период.

Индекс для обозначения осадочных вулканогенных и метаморфических пород составляется следующим образом. Вначале ставится индекс, составленный из заглавной или заглавной и строчной букв латинизированного названия системы (см. табл. 2). Отдел обозначается арабской цифрой, помещаемой справа внизу у индекса системы. Индекс яруса составляется из одной или двух начальных строчных букв сокращенного латинизированного названия яруса. Части яруса вновь указываются арабскими цифрами. Пример записи:



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

Наиболее крупными из местных подразделений являются серии, охватывающие мощные и сложные по составу толщ осадочных вулканогенных или метаморфических образований, часто отвечающих единому крупному вулканическому или тектоническому циклам или циклу осадкообразования. Между собой серии обычно разделяются региональными несогласиями. Время формирования серий может быть неодинаково. В одних случаях серия может 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.

Свиты могут быть, в свою очередь, подразделены на под-свиты и горизонты. Внутри свит не может быть угловых несогласий; различные же свиты могут залежать по отношению друг к другу как согласно, так и несогласно. Мощность свит может быть различной — от десятков до тысяч метров и более.

Условные обозначения для геохронологических подразделений

Таблица 2

Группа (эра)		Система (период)			Отдел (эпоха)		
название	индекс и цвет	название	индекс	цвет	название	индекс	цвет
Кайнозой- ская	Kz	Четвертичная	Q	Зеленовато-серый	Современный Верхний Средний Нижний	Q ₄ Q ₃ Q ₂ Q ₁	Светло-зеленовато-серый Светло-зеленовато-голубой Зеленовато-голубой Темно-зеленовато-голубой
		Неогеновая ¹	N	Лимонно-желтый	Плиоцен Миоцен	N ₂ N ₁	Светло-лимонно-желтый Темно-лимонно-желтый
		Палеогеновая ¹	Pg	Желтый	Олигоцен Эоцен Палеоцен	Pg ₃ Pg ₂ Pg ₁	Светло-желтый Желтый Темно-желтый
		Меловая	Cg	Зеленый	Верхний Нижний	Cg ₂ Cg ₁	Светло-зеленый Темно-зеленый
Мезозой- ская	Mz	Юрская	J	Синий	Верхний Средний Нижний	J ₃ J ₂ J ₁	Светло-синий Синий Темно-синий
		Триасовая	T	Фиолетовый	Верхний Средний Нижний	T ₃ T ₂ T ₁	Светло-фиолетовый Фиолетовый Темно-фиолетовый
		Пермская	P	Оранжевый	Верхний Нижний	P ₂ P ₁	Светло-оранжевый Темно-оранжевый
Палеозой- ская ²	Pz	Каменноугольная (карбон)	C	Серый	Верхний Средний Нижний	C ₃ C ₂ C ₁	Светло-серый Серый Темно-серый
		Девонская	D	Коричневый	Верхний Средний Нижний	D ₃ D ₂ D ₁	Светло-коричневый Коричневый Темно-коричневый
		Силурийская	S	Грязно-зеленый	Верхний Нижний	S ₂ S ₁	Светло-грязно-зеленый Темно-грязно-зеленый
		Ордовикская	O	Оливково-зеленый	Верхний Средний Нижний	O ₃ O ₂ O ₁	Светло-оливково-зеленый Оливково-зеленый Темно-оливково-зеленый
		Кембрийская	Sm	Лиловый	Верхний Средний Нижний	Sm ₃ Sm ₂ Sm ₁	Светло-лиловый Лиловый Темно-лиловый
Протерозой	Светло-розовый Pt	Нижний протерозой P ₁	Общепринятых подразделений не существует				
Архей	A темно-розовый	Верхний протерозой P ₂					

¹ Неогеновая и палеогеновая системы ранее объединялись в одну — третичную систему (Tt).² Палеозойская группа подразделяется на три подгруппы: верхнепалеозойскую (Pz₃), объединяющую пермь, верхний и средний карбон; среднепалеозойскую (Pz₂) — нижний карбон, девон и силур и нижнепалеозойскую (Pz₁) — ордовик и кембрий.

Условные обозначения для интрузивных и эффузивных пород

Группа пород	Цвет	Название пород	Индекс
Кислые и средние	Красный	Граниты	γ (гамма малая)
		Гранодиориты	$\gamma\delta$ (гамма и дельта малые)
Щелочные	Оранжевый	Диориты	δ (дельта малая)
		Граносиениты	γ (гамма и кси малые)
		Сиениты	ξ (кси малая)
		Нефелиновые сиениты	ϵ (эпсилон малый)
Основные Ультраосновные	Зеленый Фиолетовый	Габбро	ν (ню малое)
		Пироксениты	σ (сигма малая)
		Перидотиты	
		Четвертичные эффузивы:	
Кислые	Оранжевый	Липариты	λ (лямбда малая)
		Кварцевые порфиры	$\lambda\pi$ (лямбда и пи малые)
Основные	Зеленый	Базальты	β (бета малая)

Наиболее распространенные штриховые условные знаки приведены на рис. 4.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Геологическая карта сопровождается стратиграфической колонкой и разрезами. Стратиграфическая колонка представляет собой столбик, в котором условной штриховкой показывается состав осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, развитых на территории, изображенной на карте. Породы на колонке расчленяются в соответствии с выделяемыми на карте стратиграфическими подразделениями. Слева от столбика указывается возраст пород (система, отдел, ярус, свита и т. п.) и индекс. Справа от столбика приводится мощность, состав пород и встреченные окаменелости. Масштабы колонок могут быть различными в зависимости от общей мощности пород. Общая длина колонки не должна превышать 40—50 см. При колебаниях мощности в колонке приводится ее среднее значение и цифрами указываются крайние пределы. Согласные границы на колонке указываются прямыми линиями, несогласные — волнистыми.

Геологические разрезы составляются по прямым линиям в направлениях, которые дают наиболее полное представление о залегании пород, слагающих изображенную на карте территорию. При необходимости разрезы могут составляться и по ломаной линии. При наличии опорных скважин на территории

Индексы местных подразделений, т. е. серий, свит, горизонтов и т. п. образуются из двух латинских строчных букв, из которых первая соответствует первой букве в названии, а вторая — ближайшей согласной в этом названии. Указанные индексы присоединяются справа к индексу группы, системы или отдела; например индекс кизильской свиты — C_1vkz .

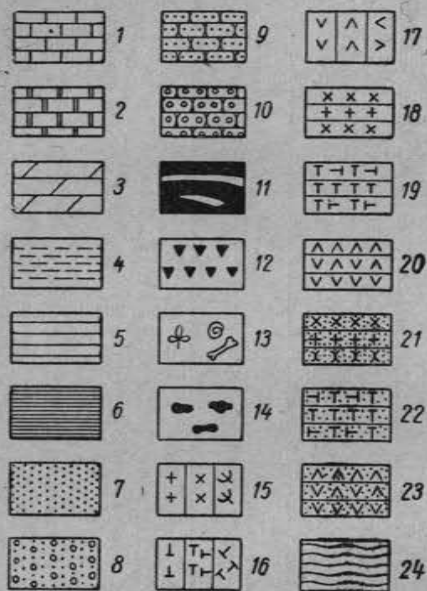


Рис. 4. Штриховые условные знаки:

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергель; 4 — глина; 5 — аргиллит; 6 — глинистый сланец; 7 — песок; 8 — галечник; 9 — песчаник; 10 — конгломерат; 11 — уголь каменный; 12 — гипс; 13 — места находок флоры и фауны; 14 — включения конкреций; 15 — кислые интрузивные породы; 16 — интрузивные породы среднего состава; 17 — основные интрузивные породы; 18 — кислые эффузивные породы; 19 — эффузивные породы среднего состава; 20 — основные эффузивные породы; 21 — туфы кислых пород; 22 — туфы средних пород; 23 — туфы основных пород; 24 — метаморфические сланцы. Для условных знаков 15—23 даны три варианта обозначений пород.

Наиболее распространенные магматические горные породы имеют цветовые условные знаки и индексы, указанные в табл. 3.

Для указания возраста магматических пород рядом с индексом породы ставится индекс, указывающий на возраст, например: γC_3 — верхнекаменноугольные граниты. На картах, изданных до 1956 г., возраст магматических пород обозначался цифрами, подписываемыми рядом с индексом, например $\gamma_1, \gamma_2, \dots$ и т. д.

карты разрезы следует проводить через эти скважины. Вертикальные и горизонтальные масштабы разрезов в большинстве случаев должны соответствовать масштабу карты. Однако при мелких масштабах карт вертикальный масштаб разрезов может быть увеличен. На концах линии разреза ставятся буквы. Такие же буквы указываются у концов линии разреза на карте. Если разрез строится по ломаной линии, на ее изгибах также ставятся буквы. Для каждой карты обычно составляются 1—3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и интрузивные) указываются одним знаком в виде сплошных линий.

В приложении 4 приведен образец листа геологической карты масштаба 1:200 000 со стратиграфической колонкой и разрезом, оформленными в полном соответствии с современными требованиями.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 3

Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеоллиздат, стр. 33—54, 1952.

Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостоптехиздат, стр. 233—248, 1953.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты СССР и карты полезных ископаемых СССР, масштаба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геолого-съёмочных работ в масштабе 1:200 000 и 1:100 000, Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 и 1:25 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Стратиграфическая классификация и терминология. Госгеолтехиздат, 1956.

ГЛАВА 4

ВИДЫ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ И СВОЙСТВА АЭРОФОТОСНИМКОВ

Фотографические снимки земной поверхности, снятые с воздуха, широко применяются в ряде отраслей народного хозяйства: в земледелии, лесном хозяйстве, геодезии, геологии, рыбном промысле и др.

Использование аэрофотоснимков при геологических работах позволяет значительно повысить точность и объективность составляемых геологических карт, делает эти работы более производительными и позволяет выявить многие детали геологического строения, не улавливаемые при обычной наземной полевой работе. Помимо использования различных аэрофотосъёмочных материалов, геологами широко применяются аэровизуальные наблюдения и аэрогеофизические съёмки.

ВИДЫ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ

При геологической съёмке используются следующие виды аэрофотосъёмочных материалов: 1) контактная печать; 2) репродукция накидного монтажа; 3) фотосхемы; 4) фотопланы и карты.

Контактная печать представляет собой контактные отпечатки с пленки и соответствует масштабу аэрофотосъёмки. Наиболее широко распространены масштабы съёмки: 1:5000; 1:10 000; 1:30 000; 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, в зависимости от масштаба съёмки, снимки, разложенные по трапециям масштабов 1:50 000; 1:100 000 и 1:200 000.

Каждый аэрофотоснимок имеет индекс в виде серии и порядкового номера, указывающихся в правом верхнем углу снимка. Снимки нумеруются по ходу съёмки в направлении полета самолета. Полеты самолета при аэрофотосъёмке производятся следующим образом. Самолет покрывает намеченную к съёмке площадь рядом параллельных маршрутов (рис. 5), расстояние между которыми зависит от масштаба съёмки. При съёмке каждый последующий снимок располагается таким образом, что около 60% его площади перекрывает предыдущий снимок (поперечное перекрытие). При полете самолета по параллельному маршруту предыдущий ряд снимков перекрывается на 15—20% (продольное перекрытие). Аэрофотоснимки выполняются на полуматовой контрастной бумаге, обеспечивающей работу на них простыми и цветными карандашами. Качество снимков иногда снижается в результате следующих производственных дефектов: неточности продольного и поперечного перекрытия, криволинейности и волнистости маршрута, невыдержанности высоты полета и др.

Репродукции накидного монтажа представляют собой фотографию всех аэрофотоснимков, покрывающих заснятую трапецию, подобранных таким образом, что они дают изображение заснятой трапеции и порядковых номеров всех снимков. Репродукции накидного монтажа изготавливаются в произвольном масштабе; на них должна быть дана номенклатура

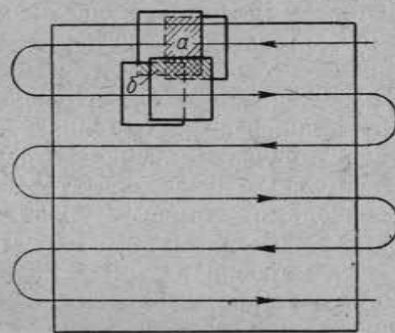


Рис. 5. Схема полета самолета при аэрофотосъемке:

а — поперечное перекрытие; б — продольное перекрытие

трапеции, названия населенных пунктов, крупных рек, озер, горных вершин и прочих опорных пунктов. Репродукции накидного монтажа служат 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 масштаба 1:25 000, 1:50 000 или 1:100 000 и имеют масштаб, соответствующий масштабу контактных отпечатков.

Мозаичные фотосхемы просты в изготовлении, но имеют ряд неточностей. Склеенные части отпечатков не трансформированы и нередко не совсем вяжутся друг с другом в изображении, рамки фотосхем могут не вполне точно совмещаться с рамками соответствующих топографических планшетов. Указанные недостатки полностью отсутствуют в уточненных фотосхемах. Этот вид фотосхем, хотя и значительно более сложен в изготовлении, но точно привязан к координатной топографической сети и не имеет недочетов в соединениях отдельных частей снимков. Фотосхемы изготавливаются на полуматовой контрастной бумаге и снабжаются необходимой номенклатурой.

Фотопланы и карты изготавливаются в полном соответствии с требованиями ГУГК. Фотоплан представляет собой топографическое изображение местности с точным масштабом приведенное к определенной системе координат и лишенное искажений. Фотопланы и карты требуют длительного времени для своего изготовления и поэтому дорого стоят.

СВОЙСТВА АЭРОФОТОСНИМКОВ

Плановые и перспективные снимки. Различаются два основных вида аэрофотоснимков: с плановым и с перспективным изображением. При плановой съемке оптическая ось фотоаппарата направлена отвесно, перпендикулярно к среднему уровню поверхности земли; при получении перспективных снимков оптическая ось аппарата отклоняется от отвесного положения.

Плановые снимки плоской земной поверхности имеют одинаковый масштаб во всех точках снимка. Сетка квадратов на местности (например лесные просеки) на снимке изображается также сеткой квадратов соответственно меньшего масштаба (рис. 6, а).

На перспективных снимках масштаб изображения в различных точках снимка неодинаков.

Прямоугольная сетка квадратов на местности на перспективном снимке примет вид трапеций (рис. 6, б).

В геологии используют главным образом плановые аэрофотоснимки. Допустимые отклонения оптической оси фотоаппарата от отвесного положения при плановой съемке не должны превышать 3°.

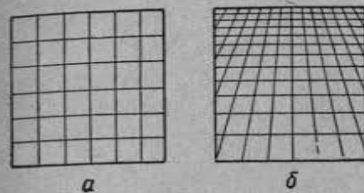


Рис. 6. Сетка квадратов на плановом (а) и перспективном (б) изображениях

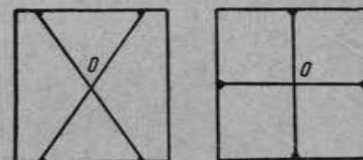


Рис. 7. Два вида координатных вершинки на аэрофотоснимках
О — центральная (главная) точка снимка

Центральная точка снимка, координатные вершинки. Точка на снимке, в которую направлена оптическая ось фотоаппарата, носит название центральной (главной) точки снимка. Для ее определения служат координатные вершинки, отмеченные на краях снимков черными уголками.

Центральная точка снимка располагается в пересечении прямых линий, соединяющих противоположные координатные вершинки (рис. 7).

Масштаб снимков. Масштаб плановых аэрофотоснимков определяется из следующих соотношений (рис. 8).

Если: oP равно фокусному расстоянию объектива фотоаппарата (f), OP — высота полета (H), то из треугольников aoP и AOP находим:

$$\frac{ao}{AO} = \frac{oP}{OP} \text{ или } \frac{ao}{AO} = \frac{f}{H}$$

Отношение $\frac{ao}{AO}$ отвечает понятию масштаба, откуда

$$M = \frac{f}{H} \text{ или } \frac{1}{m} = \frac{f}{H}, \text{ откуда:}$$

$$m = \frac{H}{f},$$

где m — знаменатель масштаба.

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

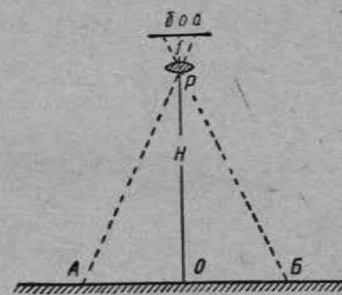


Рис. 8. Определение масштаба аэрофотоснимка (объяснение в тексте)

$a-b$ снимок; P — объектив фотоаппарата; $A-B$ — поверхность рельефа; $o-O$ оптическая ось фотоаппарата; H — высота съемки; f — фокусное расстояние объектива фотоаппарата

Искажения изображения на аэрофотоснимках. Искажения изображения местности на аэрофотоснимках могут быть вызваны различными причинами. Искажения, возникающие в производственных операциях (при крене самолета, отклонениях от маршрута, плохом качестве бумаги и т. д.), исправляются в процессе работы. Наиболее существенным видом искажений, который необходимо учитывать геологу, являются искажения, вызываемые рельефом снимаемой местности. Искажения за рельеф возникают следующим образом (рис. 9). При съемке горизонтальной поверхности точка A на местности изобразится на снимке точкой a . Если бы на той же территории существовал рельеф, точка A оказалась бы в положении точки A' . На обычной топографической карте местонахождение точек A и A' оказалось бы одинаковым, но на аэрофотоснимке точки a и a' окажутся в различных пунктах.

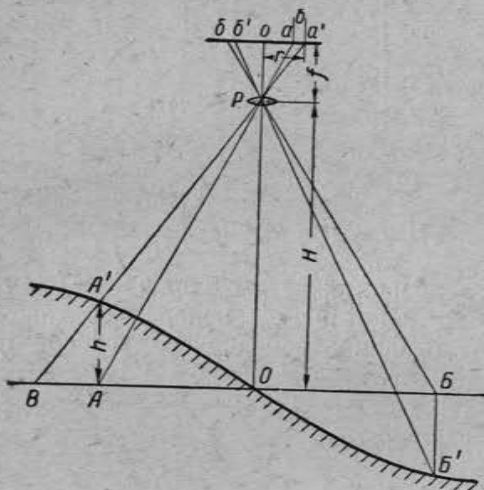


Рис. 9. Рисунок, поясняющий появление на аэрофотоснимках искажений за рельеф (объяснение в тексте)

P — объектив фотоаппарата; a — b — аэрофотоснимок; A — B — горизонтальная поверхность рельефа; A' — B' — поверхность рельефа; f — фокусное расстояние объектива фотоаппарата; H — высота съемки; h — превышение

точками a и a' через δ ; тогда из треугольника POa' и POB найдем:

$$\frac{aa'}{a'o} = \frac{BA}{BO} \text{ или } \frac{\delta}{r} = \frac{h}{H} \text{ откуда:}$$

$$\delta = \frac{r \cdot h}{H},$$

т. е. искажения за рельеф на аэрофотоснимках прямо пропорциональны расстоянию от центральной точки снимка (r), превышению точки (h) и обратно пропорциональны высоте съемки (H).

ОСНОВЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОФОТОСНИМКОВ

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

Наиболее четко и ясно на аэрофотоснимках передаются размеры и форма объектов, их оптические свойства и теневые эффекты. Форма объектов может быть определена наблюдением над их изображением на снимке путем осмотра или с помощью лупы или стереоскопа.

Размеры объектов вычисляют по формуле:

$$L = lm,$$

где L — размер объекта на местности;

l — размер объекта на снимке;

m — знаменатель масштаба.

Предел видимости объекта на снимке определяется разрешающей способностью глаза, равной 0,07 мм на расстоянии 25 см. Сравнение объектов возможно при разности размеров их на снимке не менее 0,1 мм. Размер определяемого объекта на снимке должен быть не менее 1 мм. Величина объектов, имеющих размеры 1 мм, на снимках составляет: в масштабе 1 : 5000 — 5 м, в масштабе 1 : 30 000 — 30 м, в масштабе 1 : 100 000 — 100 м.

Оптические свойства аэрофотоснимков на обычных (не цветных) отпечатках выражаются в различных тонах серой окраски. Тон зависит от цвета объекта и количества отражающегося от него света. Объекты, окрашенные в темные тона, и водные пространства со спокойной водой имеют темную окраску; светлые объекты окрашены в светлые тона.

Теневой эффект может играть как отрицательную, так и положительную роль. Отрицательная роль теневого эффекта заключается в затемнении объектов, изображенных на снимке. Вместе с тем по форме тени можно судить о форме объекта. Сравнивая длину теней отдельных предметов, можно сделать выводы о размерах предметов, отбрасывающих тени.

При дешифрировании аэрофотоснимков используются три основных приема.

1. Сопоставление с эталонными снимками.

2. Сопоставление и сравнение объектов в пределах одного снимка.

3. Логическая интерпретация.

Последний прием требует пояснения.

Логическая интерпретация сочетания различных объектов нередко может дать правильный ответ на тот или иной вопрос. Например, дороги, сходящиеся к противоположным берегам реки, указывают на брод. Дороги, сходящиеся в степи к одной точке, говорят о существовании в ней колодца и т. д.

По используемым средствам дешифрирование делится на:

1. Визуальное или глазомерное.

2. Визуально-инструментальное с помощью дешифрировочных луп, стереоскопов.

3. Инструментальное дешифрирование с помощью специальных приборов и машин.

Геологи в своей практической работе прибегают к визуальному и визуально-инструментальному дешифрированию.

Понятие о стереоскопии. Зрение может быть монокулярным (одноглазным), при котором расстояние воспроизводится напряжением, изменяющим форму хрусталика, и бинокулярным (двуглазным), в котором ощущение пространства передается путем сравнения удаленности предметов друг от друга. Это свойство бинокулярного зрения называется стереоскопическим эффектом. Сущность стереоскопического зрения заключается в угловом параллаксе, т. е. в некотором угле, заключенном между оптическими осями наших глаз (рис. 10).

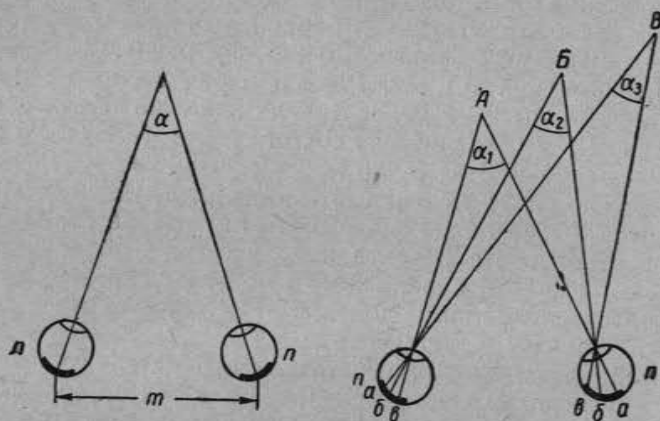


Рис. 10. Бинокулярное зрение

n — глаза; α — угловой параллакс; m — базис зрения

Изменяя величину углового параллакса, мы бессознательно достигаем представления об удаленности предмета, форме его поверхности или рельефе. Другая особенность стереоскопического эффекта выражается в том, что изображения в правом и левом глазу неодинаковы (см. рис. 10).

Угловой параллакс на расстоянии 500 м при базисе зрения, равном 65 мм, составляет 30". Этим ограничивается восприимчивость различий в изображении предмета правым и левым глазом, и на более далеком расстоянии изображения в обоих глазах становятся одинаковыми, следовательно, стереоскопический эффект в бинокулярном зрении исчезает. Для того чтобы увеличить дальность стереоскопического эффекта при бинокулярном зрении, следует увеличить базис зрения. На этом принципе основано устройство биноклей.

Описанные выше особенности стереоскопического эффекта используются в стереоскопической фотосъемке. Если «заменить» глаза объективом фотоаппарата и заснять предмет дважды из различных пунктов, а затем рассматривать каждый из снимков

одним глазом изолированно от другого, у нас неизбежно должно возникнуть объемное изображение предмета.

Стереоскопия в аэрофотоснимках достигается при поперечном перекрытии снимков. Два аэрофотоснимка, снятых с различных точек полета самолета с изображением одной и той же местности, называются стереопарой. На стереопаре с помощью стереоскопа можно воспроизвести объемное изображение заснятой территории.

Устройство стереоскопа. Стереоскопами называются приборы, позволяющие воспроизводить объемное изображение по стереопарам. В основе устройства стереоскопов лежит

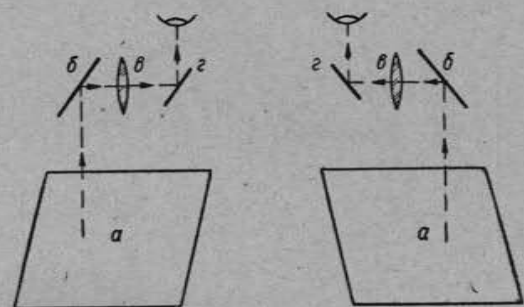


Рис. 11. Схема устройства зеркально-линзового стереоскопа

a — снимки стереопары; b — зеркала; v — линзы; z — зеркала. Пунктиром и стрелками указан ход лучей от снимков в глаза

изоляция зрения каждого из глаз друг от друга. Простейший стереоскоп представляет собой две дощечки, укрепленные перпендикулярно друг другу и отделяющие один глаз от другого. На одну из дощечек прикрепляются снимки стереопары так, чтобы каждый из снимков был виден только одним глазом. Однако такие стереоскопы неудобны для пользования. В настоящее время широкое применение нашел зеркально-линзовый стереоскоп Т-3.

Схема устройства стереоскопа Т-3 приведена на рис. 11. Луч света, отражаясь от снимков (a), попадает в зеркало (b), отражаясь от которого проходит через линзу (v), увеличивающую изображение в 1,5 раза, и, отражаясь от второго зеркала (z), попадает в глаз наблюдателя.

В установке стереопары под стереоскопом следует соблюдать определенные правила. Снимки необходимо наложить один на другой так, чтобы изображения местности на них совместились, при этом снимки должны быть повернуты в такое положение, чтобы индексы читались так же, как текст в обычной книге. Затем снимки разводятся и подкладываются под стереоскоп, следя при этом за тем, чтобы при разводе снимков из совмещенного

положения они сразу же расходились в стороны и не перекрывали друг друга. Если снимки окажутся разведенными неверно, изображение рельефа станет перевернутым: понижения рельефа превратятся в положительные формы и, наоборот, положительные формы рельефа — в пониженные. Установив снимки под стереоскопом, накладывают пальцы на одинаковые предметы,



Рис. 12. Работа с зеркально-линзовым стереоскопом Т-3

изображенные на снимках и, глядя в зеркала стереоскопа, добиваются совмещения изображения пальцев. Затем пальцы убирают и слегка перемещая снимки, добиваются слияния обоих снимков в объемное изображение (рис. 12).

ТОПОГРАФИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ

Топографическим дешифрированием аэрофотоснимков называется дешифрирование таких объектов, которые могут быть выражены топографическими условными знаками. Ниже приведена характеристика некоторых элементов топографии на аэрофотоснимках, наиболее существенных при работе геолога в поле.

Населенные пункты дешифрируются по правильной форме построек и расположению их в том или ином геометрическом порядке. Тип построек, их количество и расположение позволяют опознать тип населенного пункта. Обычно к населенным пунктам примыкают полосы пашен и огородов или сады с геометрически правильным расположением посадок (рис. 13).

Пути сообщения связаны с населенными пунктами. Тропинки и проселочные дороги образуют неправильные светлые полосы. Шоссейные дороги — широкие, прямые, с резкими поворотами. Железные дороги — прямые, с плавными изгибами;

вдоль них сосредоточены пристанционные постройки и станции с расширенной сетью путей.

Леса дают темные зернистые изображения. При известном опыте по аэрофотоснимкам определяется состав, возраст и количество древесины. Для определения высоты и вида древесной растительности большое значение имеет форма их тени (рис. 14).



Рис. 13. Аэрофотоснимок с населенным пунктом с окружающими его пашнями. В восточной части снимка — железная дорога

Водные пространства имеют темную или, наоборот, светлую окраску. Темной окраской обладают озера, болота, крупные реки. Для них характерна плавно изогнутая форма береговых линий. Руслу бурных горных рек имеют обычно светлую окраску.

Направление течения рек определяется по форме островов, заостренных в направлении, обращенном навстречу течения, или по острому углу, образуемому между основной рекой и впадающим в нее притоком, направленным вниз по течению реки (см. рис. 14). В горных реках направление течения может быть определено по характерной струйчатости, сходящейся под острым углом, направленном вниз по течению, в фарватере русла.

Рельеф при некотором опыте легко дешифрируется визуально. Равнины имеют небольшую расчлененность рельефа и редкую сеть речных долин или характеризуются полным отсутствием возвышенностей и рек. Тундрам свойственна заболоченность и отсутствие древесной растительности. Холмистые равнины обычно имеют хорошо развитый кустарниковый или лесной

покров (рис. 15). Равнинам лесостепной полосы свойственны лиственные рощи; степным равнинам — травяной покров. Для песчаных равнин и пустынь характерна бугристая поверхность; для такыров — однообразные серые тона и трещины усыхания на поверхности.



Рис. 14. Аэрофотоснимок с рельефом, покрытым лесом. Течение реки определяется по углу, образованному берегом реки и руслом притока, направленному по течению реки

Положение долин рек, ручьев и оврагов определяется понижениями в рельефе и присутствием так или иначе выраженного тальвега. При дешифрировании долин следует отмечать русло, пойму, террасы и характер склонов. Истоки рек определяются по постепенному сужению долин и многочисленным ответвлениям притоков; устье долины — по расширению поймы и русла.

Холмистый рельеф характеризуется чередованием пониженных и повышенных участков и мягкими очертаниями склонов. Речные долины среди холмистого рельефа обычно широкие с хорошо выраженными поймами и меандрирующими руслами рек.

Горный рельеф обладает большой разностью высотных отметок. Склоны возвышенностей крутые; водоразделы могут быть или резкими или плавными; речные долины узкие. При дешифрировании горного рельефа следует отмечать форму водоразделов, склонов и долин, скалистые и обрывистые участки, а также участки, покрытые оползнями и осыпями. Острые водораздельные гребни легко могут быть приняты на аэрофотоснимках за тальвеги долин. Отличия заключаются в том, что в направлении

к основной речной долине водораздельные гребни постепенно снижаются, ветвятся и расплываются, в то время как сеть речных долин по мере приближения к крупной реке становится более ясной и четкой и, наоборот, она ветвится и исчезает вблизи водоразделов.

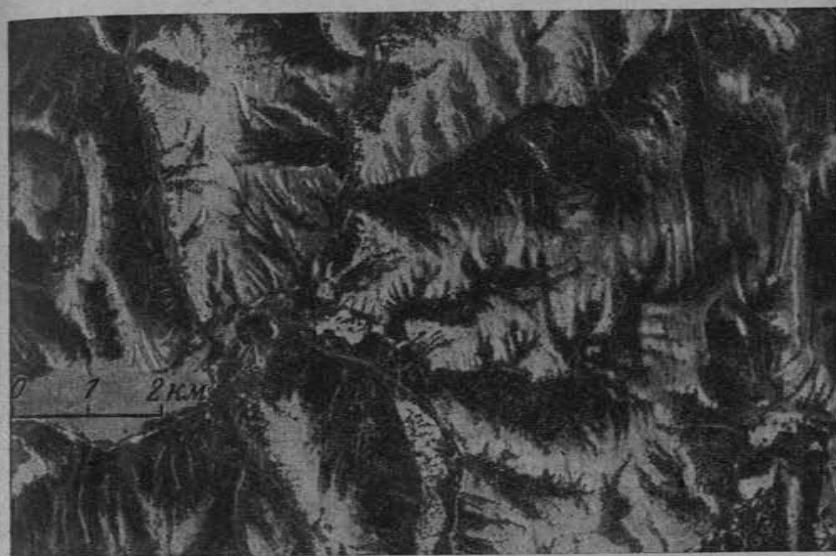


Рис. 15. Аэрофотоснимок с овражной сетью, покрытой кустарниковой растительностью

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ

Геологическим дешифрированием называется выявление таких объектов на аэрофотоснимках, которые могут быть выражены геологическими условными обозначениями.

Огромное значение при геологическом дешифрировании имеет фотогеничность геологических объектов, т. е. ясность, с которой они изображаются на аэрофотоснимках. Например, покровным суглинкам или лёссам Средней Азии свойственна слабая фотогеничность — они дают однообразную серую окраску на снимках; пестроокрашенные меловые и палеогеновые отложения Ферганы обладают хорошей фотогеничностью, дают на снимках широкую гамму серых тонов с четко выраженными границами.

Четкость изображения коренных пород на аэрофотоснимках в значительной степени зависит от мощности развитого на них элювиального и делювиального покрова. Делювий и элювий, развитые на склонах холмов и гор, обычно не снижают общую фотогеничность коренных пород. Это объясняется тем, что на

снимках, например, масштаба 1:30 000 при разрешающей способности глаза видеть все предметы размером более 0,2 мм, мы можем заметить все полосы, имеющие на местности ширину не менее 6 м. Если смещение элювия и делювия вниз по склонам не превышает этой величины и эти образования сохраняют основные свойства коренных пород (окраску и др.), ясность изображения коренных пород на снимке не снижается. По тем же причинам пашни, расположенные на делювиально-элювиальных образованиях, почти не снижают ясности изображения коренных пород, образуя на них лишь слабую вуаль. Мощные делювиальные и элювиальные образования, по своим свойствам отличающиеся от коренных пород, снижают их фотогеничность или совершенно их маскируют.

На четкость изображения геологических объектов на аэрофотоснимках большое влияние оказывает наземная растительность. Лес и густой кустарник совершенно закрывают геологические объекты и позволяют судить о них лишь по косвенным признакам. Редкий кустарник и травянистая растительность нередко тесно связаны с формами микрорельефа и не только не мешают ясности изображения геологических объектов на аэрофотоснимках, но и в большой степени способствуют его четкости. Объясняется это тем, что расположенные на фоне крупных форм рельефа отдельные выступы, гребни и гривки всегда в летнее время года линейная вытянутость гривок, чередующихся с разделяющими их ложбинами, подчеркивается травянистой растительностью. На вершинах гривок трава быстро желтеет и выгорает; в ложбинах она гуще и сохраняет свой зеленый цвет, образуя яркие полосы, передающиеся на аэрофотоснимок.

Аэрофотосъемка позволяет в ряде случаев выявлять геологическое строение дна морских и озерных водоемов. Четкие изображения дна Каспийского моря с геологическими объектами были получены при съемке спокойной водной поверхности до глубины 14 м. В озерных водоемах эта глубина резко сокращается, что объясняется темным фоном озерных дниц.

Сложность геологического дешифрирования заключается в многообразии геологических объектов и их различном отображении на аэрофотоснимках. В связи с этим невозможно составить всеобщий указатель признаков для опознавания и дешифрирования любой горной породы. Признаки геологического дешифрирования можно разделить на прямые и косвенные.

К прямым признакам относятся: а) размеры и форма объекта; б) рисунок поверхности рельефа (микрорельефа); в) тон изображения (цвет).

Косвенные признаки выражаются в характере растительности, цвете почвы, строении рельефа, выходах источников и др.

В настоящее время в геологическое картирование начинает внедряться цветная аэрофотосъемка. Преимущества цветных

снимков перед черно-белыми огромны. На цветных снимках резко повышается отчетливость и резкость изображения, они дают возможность без всякого труда отделить интрузивные и эффузивные породы от осадочных, а в последних по преобладающей окраске наметить основные стратиграфические горизонты. По цветным снимкам возможно объективное оконтуривание разновидностей горных пород, слагающих интрузивные массивы; на цветных снимках отчетливо выделяются фациальные переходы в осадочных и осадочно-вулканогенных толщах. Применение цветных аэрофотоснимков открывает перед геологами новую страницу в истории составления геологических карт.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 4

Высоцкий Б. П. Аэрофотометоды и аэровизуальные наблюдения при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых. Изд. Всесоюз. заочн. политехн. ин-та, 1957.

Гурьева З. И., Шарков В. В., Шульц С. С. Опыт геологического картирования мелководных участков морского дна с использованием аэрофотоснимков. Сб. Сов. геол. № 42.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под редакцией С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 367—398, 1954.

Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г. О методике использования аэрофотосъемочных материалов при геологической съемке в Центральном Казахстане. Сб. Сов. геол., № 42.

Петрусевич М. Н., Казик Л. И. Цветная аэрофотосъемка при геологическом картировании. Сб. Сов. геол., № 42.

Петрусевич М. Н. Геолого-съемочные и поисковые работы на основе аэрометодов. Госгеолтехиздат, 1954.

СЛОЙ И СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

СЛОЙ И СЛОИСТОСТЬ

Слоем называется более или менее однородная, первично обособленная горная порода, ограниченная поверхностями наложения. 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 полезных ископаемых, например угля, известняка, гематита и т. д. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

Чередование слоев называется слоистостью. Слоистость представляет одно из самых характерных и важных свойств осадочных горных пород. Она лежит в основе изучения вопросов литологии, стратиграфии, гидрогеологии, инженерной геологии. Слоистость позволяет сопоставлять и коррелировать стратиграфические разрезы, определять направление и амплитуду вертикальных тектонических движений, вести поиски и прослеживания рудных залежей, залежей нефти, воды и др. Слоистостью обусловлено возникновение складок при деформации осадочных толщ; на свойствах слоистости основано изучение складчатых структур. Знание слоистости является важнейшим условием при выборе системы эксплуатационных выработок.

Верхняя поверхность наложения (или напластования) носит название кровли слоя (или пласта), нижняя поверхность называется подошвой. Переход одного слоя в другой может быть резким или постепенным, незаметным. В первом случае положение кровли или подошвы устанавливается легко; во втором граница между соседними слоями проводится условно, по линии, на которой происходит смена одного преобладающего состава другим.

МОЩНОСТЬ СЛОЯ И ЕЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Расстояние между кровлей и подошвой слоя (или пласта) называется мощностью. Различают три вида мощностей: истинную, видимую и неполную. Истинной мощностью называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой (рис. 16). Любое другое расстояние между кровлей и подошвой называется видимой мощностью. Неполной мощностью называется расстояние от кровли или от подошвы до любой из поверхностей, лежащих внутри слоя (или пласта), измеренное перпендикулярно к поверхности напластования.

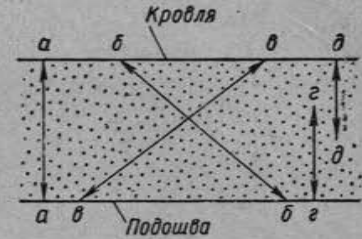


Рис. 16. Различные виды мощности слоя (пласта); *aa* — истинная мощность; *bb*, *вв* — видимая мощность; *гг*, *дд* — неполная мощность

Измерение мощности слоя производится многими способами. Нередко представляется возможным непосредственно в обнажении измерить истинную мощность слоя. С этой

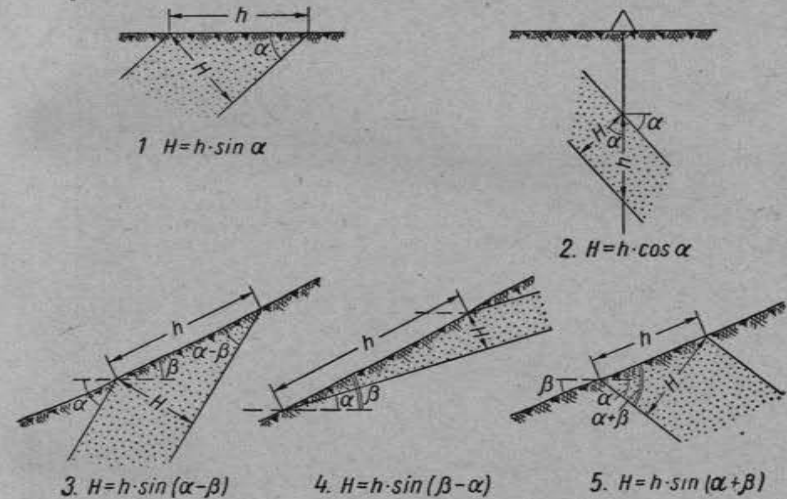


Рис. 17. Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоев по видимой мощности, углу наклона слоя и углу наклона поверхности рельефа

1 — поверхность рельефа горизонтальна; 2 — по буровой скважине; 3 — поверхность рельефа наклонна, слой падает в сторону наклона поверхности рельефа; 4 — поверхность рельефа наклонна, слой падает в сторону наклона рельефа, но положе рельефа; 5 — поверхность рельефа наклонна, слой падает в сторону противоположную относительно наклона поверхности рельефа;

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

целью рулеткой измеряют расстояние между кровлей и подошвой по перпендикуляру к поверхности наложения.

Однако чаще оказывается возможным измерить лишь видимую мощность слоя. На рис. 17 указаны различные случаи

вычисления истинной мощности по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и наклону поверхности рельефа.

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



Рис. 18. Параллельная слоистость в юрских отложениях Дагестана (по В. Т. Фролову)

Параллельная слоистость характеризуется одинаковым расположением поверхностей наложения, которые по своему 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 из-за отсутствия движения воды главное значение в образовании слоистости имеют количество и размеры поступающего в осадок материала (рис. 18). Параллельная слоистость может быть полосовидной, прерывистой и ленточной.

Волнистая слоистость характеризуется волнисто изогнутым расположением поверхностей наложения. Она формируется при движениях, имеющих периодическую смену или повто-

ряемость в своем направлении, например при отливных и приливных течениях, волнениях в прибрежных мелководных зонах моря (рис. 19).

Косой слоистостью (или слойчатостью, по Н. Б. Васоевичу) называется слоистость с прямолинейными и криволи-



Рис. 19. Волнистая слоистость в юрских песчаниках Дагестана (по В. Т. Фролову)

нейными поверхностями наложения, под различными углами к которым, внутри слоя, располагается более мелкая слоистость. Этот вид слоистости образуется при движении среды в одном направлении, например реки, потока, морского течения или при движении воздуха.

В зависимости от условий образования, различают несколько разновидностей косой слоистости. В речных потоках образующаяся косая слоистость имеет общий одинаковый наклон в сторону движения воды. Перемещение обломочного материала по дну потока происходит так, как это показано на рис. 20.

Дельтовая разновидность косой слоистости отличается плавным причленением косых прослоечков к подошве слоя; у кровли слоя косые прослоечки исчезают и появляется более грубозернистый материал. Нередко верхние части косых прослоечков

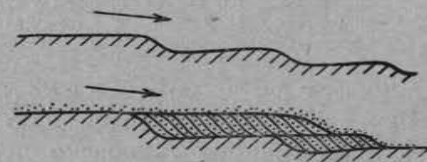


Рис. 20. Схема образования речной косой слоистости. Стрелкой указано направление движения воды

оказываются при этом размытыми и как бы срезанными подошвой вышележащего слоя. Косая слоистость, встречающаяся в морских отложениях, обладает крупными размерами и сравнительно небольшим наклоном. 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 (рис. 21).

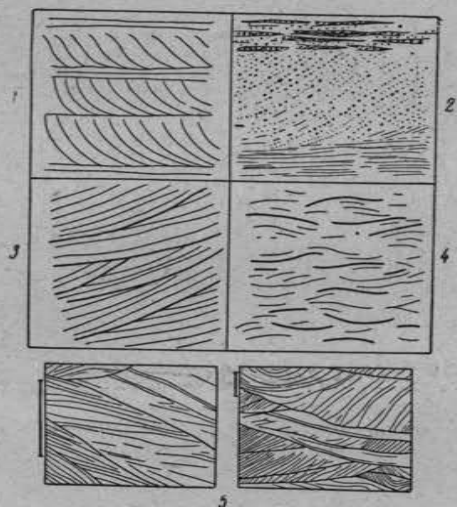


Рис. 21. Различные типы косой слоистости

1 — косая слоистость речных потоков; 2 — дельтовая косая слоистость; 3 — косая слоистость в морских отложениях; 4 — косая слоистость мелководья; 5 — эоловая косая слоистость

Линзовидная слоистость характеризуется разнообразием формы и изменчивостью мощности отдельных слоев (рис. 22). 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.

Линзовидная слоистость образуется при быстром 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.

Мощность слоев отражает интенсивность движения среды, в которой накапливается осадок. В зависимости от величины мощности выделяется четыре вида слоистости: крупная слоистость с мощностью отдельных слоев от десятков сантиметров до метров,



Рис. 22. Линзовидная слоистость в юрских песчаниках Дагестана (по В. Т. Фролову)

мелкая слоистость с мощностью слоев, измеряемой сантиметрами, тонкая слоистость, при которой мощность слоев измеряется миллиметрами, и микрослоистость, видимая только под микроскопом.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ НАСЛОЕНИЯ

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

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

Ветровая рябь имеет относительно крупные размеры и дугообразное расположение валиков в песке. Более грубые зерна осадка сосредоточиваются в ветровой ряби на гребнях (рис. 23).

В ряби течения валики имеют более мелкие размеры, с резко выраженными хребтиками. Валики ориентируются поперек или

вдоль направления течения и характеризуются чешуйчато-чере-
пичатым расположением в плане (рис. 24).

Рябь волнения имеет наименьшие размеры с асимметричным
расположением валиков, с более крутыми их склонами, обра-
щенными к берегу. Более грубые
зерна осадка в ряби, образовавшейся
в водной среде, накапливаются во
впадинах между валиками.

Рябь развивается только на верх-
ней поверхности слоя, чем она от-
личается от волнистой слоистости
или плейчатости, проявляющихся по
всей толщине слоя или пласта.
Первичные трещины, сохранившиеся
в ископаемом состоянии на поверх-
ности слоев или пластов, имеют
различное происхождение. Большая
часть из них принадлежит к тре-
щинам высыхания, реже встреча-
ются подводные и мерзлотные тре-
щины. При образовании вышеле-
жащего слоя первичные трещины
заполняются инородным
материалом, образующим на поверхности
наслоения валики и
рубцы.

Рис. 23. Поперечные сечения
волноприбойных знаков ряби

(а, б, в — разные формы); внизу пока-
зано отличие ветровой ряби (а) от
волноприбойной (д) по различному рас-
положению крупных песчинок (по
В. Н. Веберу)

Рябь течения на поверхности верхнеюрских песчани-
ков Дагестана (по В. Т. Фролову)

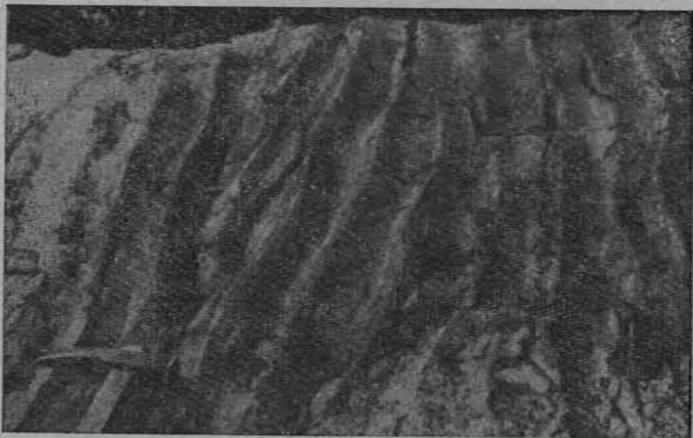


Рис. 24. Рябь течения на поверхности верхнеюрских песчани-
ков Дагестана (по В. Т. Фролову)

Трещины высыхания обычно сопровождаются выцветами
карбонатов, первично красноцветной окраской слоев, сверну-
тыми в листки корочками высушенной и отслоившейся поверх-
ности ила.

Подводные трещины, возникающие вследствие коллоидного
старения и свертывания донных илов, чаще образуют звездчатые
группы рубцов, развивающиеся не сверху, а из центральных
частей слоя.



Рис. 25. Иероглифы — обратные отпечатки на песчаниках и
алевролитах. На верхнем снимке иероглифы органогенного
происхождения; на нижнем снимке — оплывины

Полигональные мерзлотные трещины образуются при вымо-
раживании грунтов. Нередко при этом появляется многоугольно-
кольцевое расположение галек и валунов, выдавленных из цент-
ров мерзлотных полигонов в виде подушек.

На поверхностях наложения часто находят следы жизнедеятельности животных организмов. Обнаружены 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), часто встречающиеся на поверхностях пластов песчаников и карбонатных пород среди флишевых¹ толщ. Эти отпечатки представляют собой, главным образом, следы ползания различных илоедов, а также оплывины и борозды размыва, развивающиеся на еще незатвердевшей поверхности илистого осадка.

При накоплении следующего песчаного или карбонатного слоя образовавшиеся неровности отпечатываются на нижней его поверхности в виде борозд и бугорков различной величины и формы (рис. 25).

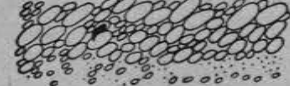


Рис. 26. Черепитчатое расположение плоских галек с наклоном навстречу течению, обычное для речных галечников (по В. Н. Веберу)

Таким образом, иероглифы представляют собой как бы негативное отображение неровностей, сформировавшихся на поверхности илистого осадка, но сохраняющихся на нижней, а не на верхней поверхности слоев, в отличие от других первичных неровностей поверхностей наложения.

Ископаемые отпечатки кристалликов льда и различных солей, а также отпечатки дождевых капель довольно часто встречаются в древних красноцветных лагунных, ледниковых и озерных отложениях. Отпечатки кристаллов донного льда в илах имеют вид трехлучевых или неправильно пересекающихся мелких ножевидных пластинок. Отпечатки дождевых капель, хорошо заметные на поверхностях наложения тонких глинистых и песчаных пород, имеют вид сплюснутых чашевидных луночек небольшого размера.

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 много дает в этом отношении изучение ориентировки галек в конгломератах и галечниках. В речных галечниках, как правило, наклон галек направлен против течения, т. е. навстречу косой слоистости (рис. 26). В устьевых расширениях и на побережьях водоемов наклоны галек и косой слоистости обычно совпадают с направлением течения.

¹ Флишем называются толщи осадочных пород морского происхождения, состоящие из последовательно, ритмично и часто повторяющихся слоев песчаников, аргиллитов, мергелей, известняков и некоторых других пород.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ¹

По взаимоотношению между отдельными слоями и отношению их к более древнему основанию можно выделить три различных типа залегания осадочных толщ: трансгрессивное, регрессивное и миграционное.

Наиболее распространенным типом залегания осадочных толщ является трансгрессивный (рис. 27), обусловленный формированием осадков на фоне общего длительного опускания прогиба, в котором происходит осадконакопление, при последующем относительно быстром его поднятии. При развитии трансгрессии, создающей трансгрессивную часть комплекса, более

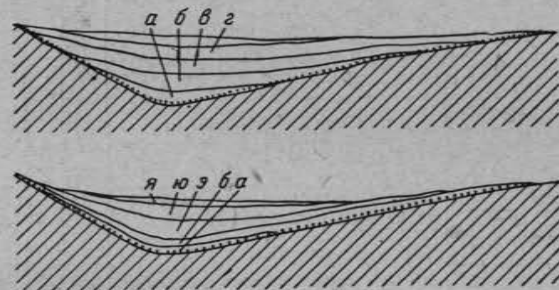


Рис. 27. Схема строения трансгрессивного осадочного комплекса (вверху) и регрессивного комплекса (внизу) по М. В. Муратову.

а, б, в, г — слои, залегающие трансгрессивно; я, ю, з — слои, залегающие регрессивно; точки — поверхность несогласного залегания

древние слои всегда занимают меньшее пространство, чем последующие, более молодые слои, захватывающие все большую площадь.

Таким образом, в центральных частях впадины или прогиба мы будем наблюдать последовательное наложение молодых слоев на более древние. По окраинам прогиба более молодые слои занимают большую площадь и трансгрессивно переходят на более древние породы. При этом по краям 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 ингрессии, т. е. затоплению наиболее пониженных участков рельефа, в первую очередь речных долин. Ингрессивно залегающие слои выполняют затопленные части речных долин и приурочены к нижним частям трансгрессивных осадочных толщ. По мере развития

¹ По М. В. Муратову.

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 (см. рис. 27). Он возникает при относительно быстром опускании или прогибании впадины и при достаточно длительном последующем ее под-

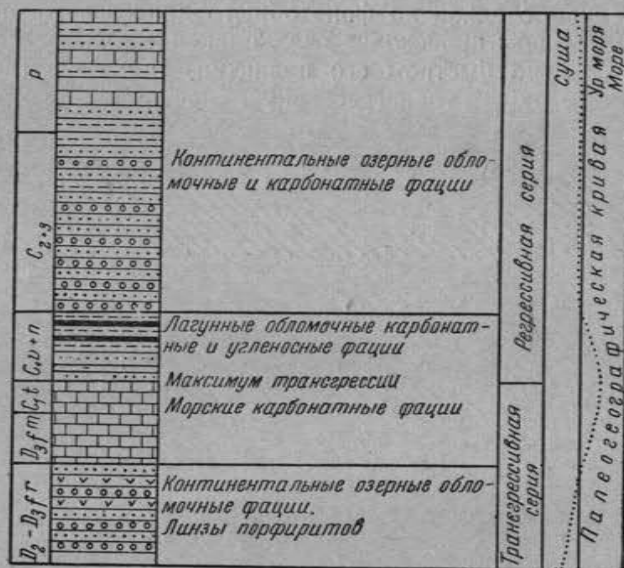


Рис. 27а. Трансгрессивная и регрессивная серии в девонских, каменноугольных и пермских отложениях Центрального Казахстана

нятию 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. Примером может служить разрез девонских, каменноугольных и пермских отложений в западной части Центрального Казахстана, изображенный на рис. 27а.

В среднем и верхнем девоне и турнейском веке на указанной территории формировалась трансгрессивная серия. С началом общей регрессии, падающей на визейский век, трансгрессивная серия вверх по разрезу сменяется регрессивной.

Миграционный (смещенный) тип залегания осадочных толщ характеризуется последовательным смещением области накопления осадков в одном направлении (рис. 28). Слои отступают с одной стороны прогиба и трансгрессивно ложатся на основание с другой стороны прогиба. Весь комплекс приобретает резко асимметричное строение с неравномерным распределением мощностей и состава осадков и выдержанным наклоном в одном и том же направлении.

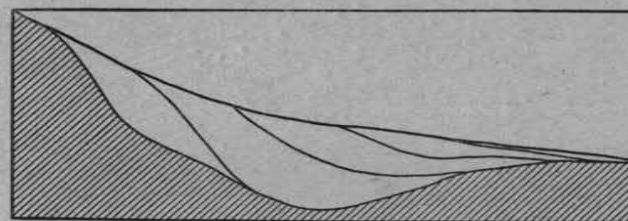


Рис. 28. Схема строения смещенного осадочного комплекса и несогласия смещения (миграционного) по М. В. Муратову

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, как и в предыдущих случаях вызывающее трансгрессивное залегание слоев, а в другом в результате происходящих поднятий имеет место обратное явление — регрессивное залегание слоев.

ОБРАЗОВАНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Анализ истории развития наших знаний об образовании слоистых толщ осадочных пород показывает, что в стремлении понять сущность этого процесса первое место принадлежит русским геологам. Особенно интересны в этом отношении работы Н. А. Головкинского, опубликованные в 1869 г.

Н. А. Головкинский, изучая пермские отложения в Камско-Волжском бассейне, сделал ряд важных выводов о причинах, вызывающих образование слоистых толщ, и тем самым заложил прочную научную основу этого исключительно важного вопроса.

Результаты работ Головкинского сводятся к следующему.

Пусть в некоторый отрезок времени береговая линия бассейна, в котором происходит накопление осадков, находится в точке А (рис. 29,1). В общем случае вблизи берега будут отлагаться грубозернистые осадки, например галечники. С увеличением глубины осадки окажутся 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. 29, I точкой Б. Вслед за перемещением береговой линии

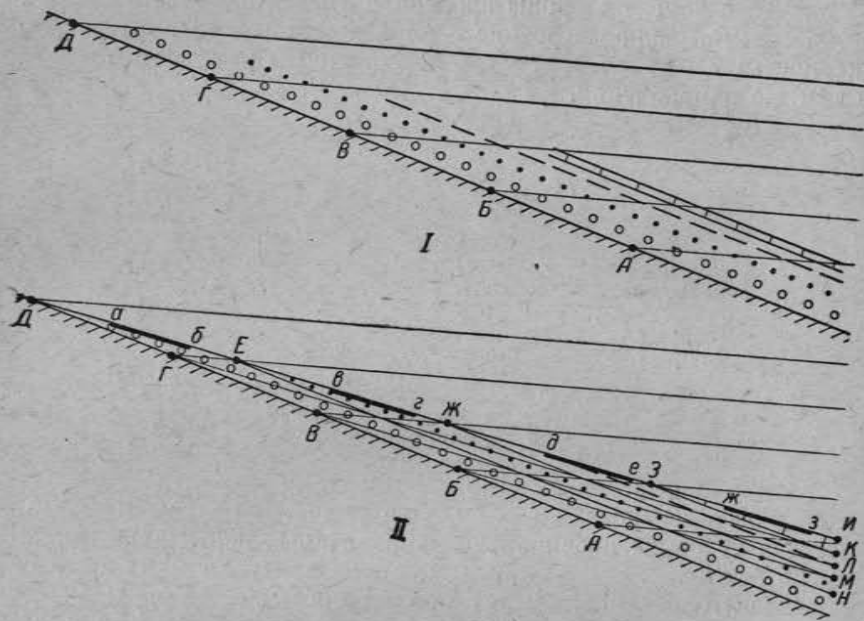


Рис. 29. Схема образования слоистых толщ по Н. А. Головкинскому (объяснение в тексте)

сместятся и участки накопления осадков. Галечники продвигнутся вслед за береговой линией: там, где ранее накапливались галечники, будут отлагаться пески; на песках глины, и на глинах — карбонатные илы.

При последовательно развивающейся трансгрессии участки накопления каждого из видов осадка будут непрерывно смещаться вслед за береговой линией так, как это показано на рис. 29, I (точки В, Г, Д).

При регрессии смещение участков накопления осадков указанного вида произойдет в обратном направлении: галечники будут накапливаться на песках; пески на глинах и т. д. Каждый из обособленных участков накопления однородного осадка будет являться слоем. На рис. 29, II толстыми линиями указаны отдельные слои галечников (а-б), песков (в-г), глин (д-е), известняков (ж-з), образовавшиеся при положении береговой линии в точке Д. Из рассмотренной выше схемы Н. А. Головкинский сделал ряд выводов, введя понятие о стратиграфическом и петрографическом горизонтах.

Стратиграфическим горизонтом Головкинский предложил называть одновозрастную группу слоев различного состава, связанных постепенными переходами в горизонтальном направлении (ГДИК, ВГКЛ, БВЛМ на рис. 29, II). Отдельные слои (или пачки слоев) стратиграфического горизонта характеризуются одновозрастным, но различным в видовом и родовом отношении комплексом окаменелостей (фауны и флоры).

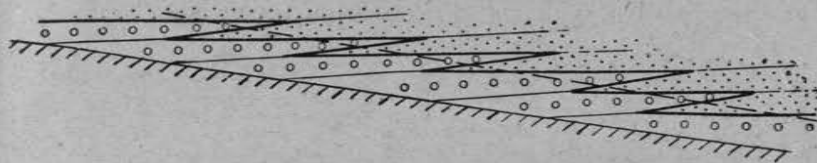


Рис. 30. Схема взаимоотношения между петрографическими горизонтами. Граница (толстая линия) имеет зазубренный вид, пунктиром указано обобщенное положение границы между петрографическими горизонтами. Тонкие линии — границы между слоями (конгломератами и песчаниками)

Петрографическим горизонтом называется серия одинаковых по составу слоев, но разновозрастных по времени образования (АДЕН, НЕЖМ, МЖЗК на рис. 29, II). Разновозрастность петрографических горизонтов является их характерным свойством, вытекающим из самого процесса накопления осадка и связана со скольжением 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 зазубренное строение (рис. 30) и отражают непрерывное смещение мест образования однородных осадков и изменение скорости скольжения береговых линий.

В качестве примера, характеризующего значение выделения петрографических горизонтов и поясняющего различие между стратиграфическими и петрографическими горизонтами, приведем строение толщи конгломератов верхней юры, развитой на Северном Кавказе (по Д. С. Кизевальтеру).

На северных склонах Эльбруса мощность конгломератов, по возрасту относимых к келловее, 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 г. Кисловодску постепенно становится более молодым: оксфордским, лузитанским и в окрестностях города — кимериджским и титонским (рис. 31).

Таким образом, верхнеюрская трансгрессия развивалась с юга на север. В келловее она захватила значительно меньшую площадь, чем в лузитане, и далее на север распространилась

к концу верхнеюрской эпохи. Конгломераты в рассмотренном примере представляют собой петрографический горизонт, имеющий неодинаковый возраст в различных своих частях: келловейский на юге и более молодой — титонский — на севере. Стратиграфические горизонты располагаются иначе и положение их в разрезе не совпадает с положением петрографических горизонтов.

Следует отметить, что в большинстве случаев ввиду отсутствия возможностей дробной возрастной характеристики пород отделить петрографические горизонты от стратиграфических не пред-

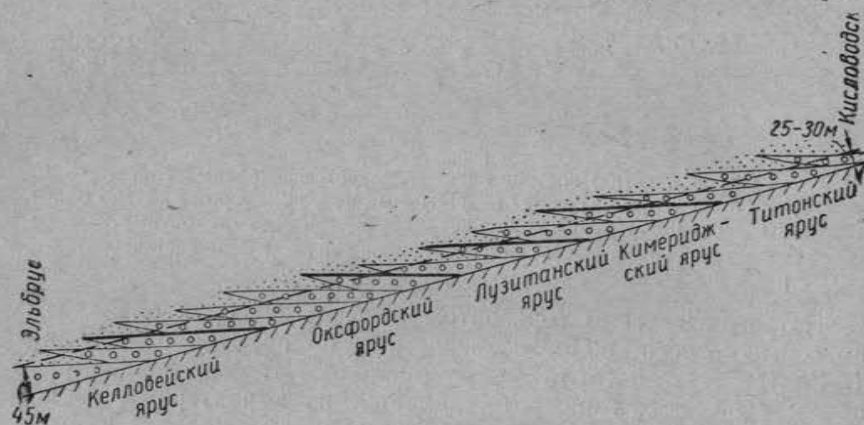


Рис. 31. Сочетание стратиграфических горизонтов с петрографическими горизонтами в отложениях верхней юры на северных склонах Кавказа

ставляется возможным, однако, как показывают рассмотренный и другие примеры, недоучет различий между стратиграфическими и петрографическими горизонтами может привести к неверным выводам в определении стратиграфического положения отдельных толщ в разрезе.

Из рассмотренной схемы Головкинского вытекает, что основную роль в образовании слоистых толщ играют вертикальные тектонические движения, вызывающие смещение береговых линий и фациальных зон накопления осадков. Если береговая линия перемещается то трансгрессивно, то регрессивно, возникают более сложные разрезы, в которых в вертикальном направлении мелководные фаши чередуются с глубоководными (рис. 32).

Головкинский и Иностранцев пришли к важному выводу о закономерном распределении фаши и состава осадков в плане и вертикальном разрезе. 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 об-

ласти накопления осадков. К ним относятся сезонные и более длительные климатические изменения, вызывающие соответствующие изменения в составе осадков, отлагающихся на дне моря. Климатические изменения приводят к появлению правильного чередования слоев в озерных и иных отложениях. Большое значение 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.

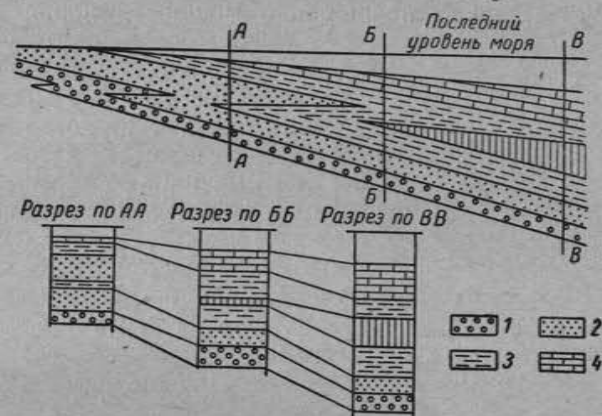


Рис. 32. Пространственное перемещение фаши при сложных перемещениях береговой линии (по В. В. Белоусову):

1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки

В еще большей степени на сортировку и отложение обломочного материала влияют морские течения, вызывающие появление галечников и песков на больших глубинах или вдали от прибрежных зон. Например, вдоль побережья Норвегии, в связи с проходящим здесь морским течением Гольфстримом, на глубине от 200 до 600 м осаждается только крупнозернистый песок и галечник, все же более мелкие частицы уносятся прочь. Большую роль играют приливно-отливные течения.

Немаловажное значение в образовании слоистых толщ имеют химические изменения в составе вод озерных и морских бассейнов, вызывающих выпадение или, наоборот, прекращение образования тех или иных хемогенных минералов, изменения в окраске осадков и т. д., а также жизнедеятельность организмов.

Таким образом, образование слоистых толщ происходит в сложных условиях под воздействием многих факторов, из которых 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 также возникнуть при преимущественном действии только одного из них.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЩНОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ

Познакомившись с процессом образования слоистых толщ, необходимо далее в самых общих чертах рассмотреть условия формирования мощностей толщ.

Нередко объяснение причин, обуславливающих накопление значительных по мощности осадочных пород, не вызывает затруднений. Легко понять условия накопления хемогенных и обломочных осадков в длительно существовавшем глубоком открытом бассейне. Естественно 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.

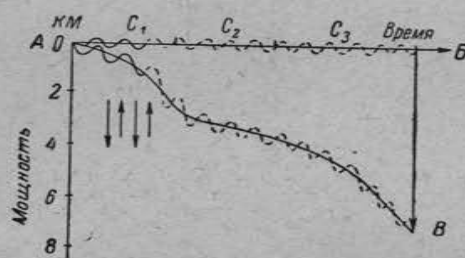


Рис. 33. Схема условий накопления угленосных толщ в Донбассе (объяснения в тексте)

Рассмотрим в качестве примера обстановку, существовавшую в карбоне на территории Донбасса. Каменноугольные отложения Донецкого бассейна имеют мощность около 10 км и состоят из слоев песчаников, чередующихся с аргиллитами, известняками, заключающими остатки морской фауны, и пластами каменного угля. Пласты каменного угля, которых насчитывается более 200, образовались в прибрежных и континентальных условиях.

Таким образом, в этой огромной по мощности толще мы видим породы как морского происхождения, так и континентальные. Следовательно, территория Донбасса в карбоне периодически была сушей и морем, причем смена режимов на протяжении периода происходила более двухсот раз.

Попробуем выразить эти условия в виде простого графика. По вертикальной его оси отложим мощности пород, причем начальную нулевую отметку примем за уровень моря. По горизонтальной оси отметим время (рис. 33). Поверхность накопления осадков в течение всего карбона находилась то выше, то ниже уровня моря. Эти непрерывные вертикальные движения различных знаков поверхности накопления отражены на кривой АВ. Однако движения эти не напоминают колебания маятника. Вертикальные движения отрицательного знака (опускания) всякий раз имели большую величину, чем положительные. Большая величина погружения каждый раз компенсировалась мощностью сформировавшихся осадочных пород. Благодаря этому основа-

ние, или первый уровень осадконакопления, непрерывно погружалось, хотя и испытывало при этом как положительные, так и отрицательные движения (кривая АВ). Поверхность же накопления пород в каждый отдельный момент испытывала лишь незначительные изменения, оказываясь то выше, то ниже уровня моря. К концу карбона общая мощность осадков оказалась равной суммарной амплитуде погружения основания.

Другим подобным примером могут явиться условия накопления галогенных толщ. Для выпадения из раствора гипсов и каменной соли, помимо благоприятных климатических условий, необходимо образование замкнутого 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, следовательно, 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 распреснение и процесс осаднения солей прекратится. Если, наоборот, осаднение 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 о том, 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 невелико, 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 обуславливают распространение в пространстве процессов эрозии и осадконакопления. Они создают то или иное распределение фаций осадочных образований и их мощностей.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 5

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. МГУ стр. 72—116, 1956.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, стр. 191—198, 1954.
Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
Вассоевич Н. Б. Полевые геологические наблюдения над осадочными породами. Спутник полевого геолога-нефтяника. Гостоптехиздат, стр. 54—94, 1954.
Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Мат. для геол. России, т. I, изд. СПб минер. об-ва, 1869.
Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. Тр. СПб о-ва естеств. т. III, 1872.
Методическое руководство по геологической съемке и поискам под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 98—120, 1954.
Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. АН СССР, стр. 12—15, 1949.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит., стр. 109—274, 1950.

ГЛАВА 6

НЕСОГЛАСИЯ¹

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 налагает на подстилающие породы. Такие взаимоотношения, отражающие непрерывность процесса накопления осадка, называются согласным залеганием. Во втором случае между вышележащими и подстилающими их слоями стратиграфическая последовательность нарушается и отложения тех или иных стратиграфических горизонтов в разрезе отсутствуют. Такие взаимоотношения, являющиеся результатом перерыва в осадкообразовании, называются несогласным залеганием.

Перерыв в осадкообразовании может быть различным — и очень длительным и очень небольшим. Например, в пределах

¹ По А. А. Богданову.

южной Украины палеоген непосредственно налагает на размытую поверхность докембрийских гранитов и гранитогнейсов и, таким образом, стратиграфический перерыв здесь оказывается очень большим: из разреза выпадают осадки палеозоя и мезозоя. На Южном Урале юрские отложения залегают на породах перми и карбона; в разрезах отсутствуют только отложения триаса. Нередко перерыв в образовании осадков может охватывать относительно незначительный отрезок времени. Такие кратковременные перерывы очень слабо отражаются на видовом составе окаменелостей и на основании их изучения может сложиться неверное впечатление о полноте разреза. Однако на несогласное залегание в таких случаях могут указать характерные признаки.

Различаются два основных типа несогласного залегания: стратиграфическое и тектоническое.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

В стратиграфических несогласиях выпадение тех или иных пород из разрезов вызывается прекращением осадкообразования, т. е. сменой режима, благоприятного для накопления осадков, условиями, в которых происходит разрушение и размыв ранее образовавшихся пород.

Стратиграфические несогласия по ряду различных признаков могут быть разделены на несколько видов. Такими признаками являются: величина угла несогласия, отчетливость выражения поверхности несогласия, площадь распространения и причины возникновения.

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

Параллельное несогласие выражается перерывом среди слоев, залегающих параллельно. Обе серии слоев, выше и ниже поверхности несогласия, располагаются параллельно друг другу, но они отличаются по составу пород и по заключенным в них окаменелостям. Разграничивающая эти серии поверхность несогласия (рис. 34, линия *a-b*) выражена очень резко. Обычно она представляет собой поверхность древней подводной эрозии или наземной денудации, сформировавшуюся за тот отрезок времени, когда поднятия прерывают процесс образования осадочных толщ. Так, например, окрестности Москвы в течение каменноугольного периода были

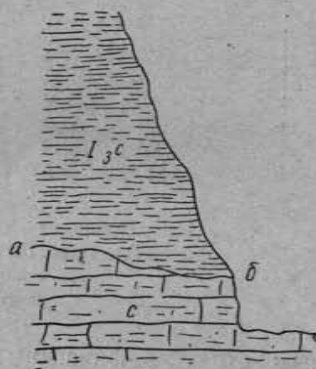


Рис. 34. Разрез правого берега Москвы-реки в районе Дорогомиловской заставы (по А. А. Богданову);

C — каменноугольный известняк,
I_{3c} — верхнеюрская глина, *a-b* — поверхность несогласия

областью накопления морских карбонатных илов. В конце каменноугольного периода эта область приподнялась выше уровня моря и в пермский, триасовый и большую часть юрского периодов здесь существовали континентальные условия, при которых происходило разрушение ранее образовавшихся пород. В юрском периоде произошло общее опускание страны, ознаменовавшееся широкой морской трансгрессией, вызвавшей накопление толщи глинистых илов. Эти движения зафиксированы в разрезе круп-



Рис. 35. Параллельное несогласное налегание юрских глин (J) на среднекаменноугольные известняки (C_2) в окрестностях г. Подольска. Поверхность несогласия указана стрелкой

ным стратиграфическим перерывом (отсутствием пород пермского и триасового возраста) и резко выраженной поверхностью несогласия на границе между каменноугольными известняками и юрскими глинами (рис. 35).

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

Легко устанавливается положение поверхности несогласия при параллельном налегании лавовых покровов на осадочные породы. Более сложно выявить ее положение на границе двух различных лавовых покровов. В таком случае особенно детально должно быть изучено изменение структур и петрографического

состава пород, резкая смена которых часто совпадает с поверхностью несогласия.

Обычно несогласие легко устанавливается и при налегании осадочных и эффузивных образований на размытую поверхность массивно-кристаллических пород (гранитов и др.).

Угловое несогласие. Угловое несогласие выражается перерывом между двумя комплексами слоев, имеющими различный угол наклона (рис. 36).

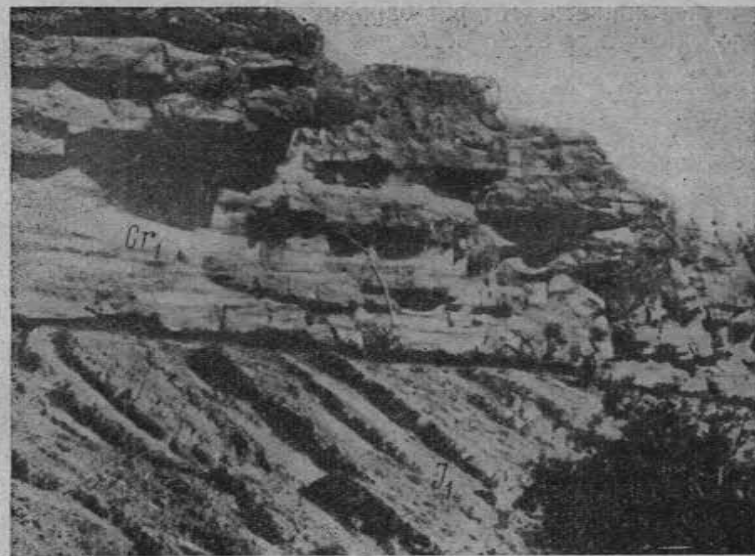


Рис. 36. Угловое несогласие между нижнемеловыми песчаниками (Cr_1) и песчано-глинистыми отложениями нижнеюрской таврической серии (J_1) в Крыму (по В. Н. Павлинову)

Угловое несогласие обычно отчетливо отображается в условиях залегания слоев как в естественных вертикальных разрезах, так и в выходах слоев на поверхность земли. При этом основные признаки углового несогласия имеют одинаковое выражение как в вертикальных разрезах, так и на геологической карте (рис. 37). Поверхность несогласия, в обоих случаях разделяя 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 (рис. 38) может колебаться в очень широких пределах — от 0 до 180° и резко изменяться в различных

участках. Как правило, она достигает наибольшего значения в замках антиклинальных складок, развитых в нижних дислоцированных слоях, и наименьшего — над синклиналями (рис. 39).

Изменение величины и характера углового несогласия в складчатой структуре может быть иллюстрировано разрезом второй и третьей гряд Крымских гор, составленном М. В. Муратовым (рис. 40). К востоку и юго-востоку от горы Сель-Бухра проходит граница резкого углового несогласия между смятыми в сложные складки песчано-глинистыми отложениями таврической серии (J_1) и песчаниками готерив-баррема. Величина угла несогласия достигает здесь 90° и более. На полусклоне горы Сель-

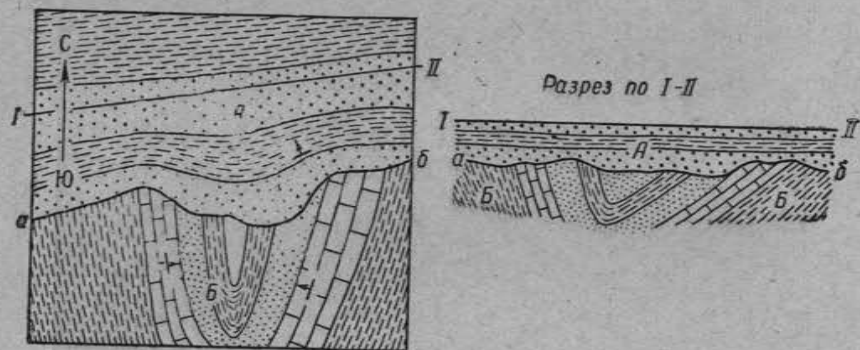


Рис. 37. Угловое несогласие (по А. А. Богданову)

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

Бухра песчаники готерив-баррема и покрывающие их глины апта резко срезаются песчаниками враконского горизонта; при этом поверхность несогласия имеет более крутой наклон, чем нижележащие слои, что, очевидно, является следствием изменения структурного плана района. В предвраконское время песчаники готерив-баррема были наклонены на юго-восток, а в настоящее время они наклонены на северо-запад. Выше по разрезу в Бахчисарайском районе отмечается мощная толща моноклинально залегающих пород верхнего мела и палеогена, в которой отмечается незначительное угловое несогласие между мергелями палеоцена и глинами нижнего эоцена.

Угловое несогласие часто выражается также и в различии простираций контактирующих свит, которое называют азимутальным несогласием.

Таким образом, полная характеристика углового несогласия складывается из двух величин: значения угла несогласия и угловой величины азимутального несогласия. Наблюдения показывают, что эти величины имеют различную зависимость от продолжи-

тельности времени, в течение которого формируется поверхность несогласия. Известно много примеров весьма небольших по продолжительности перерывов, отличающихся значительными уг-

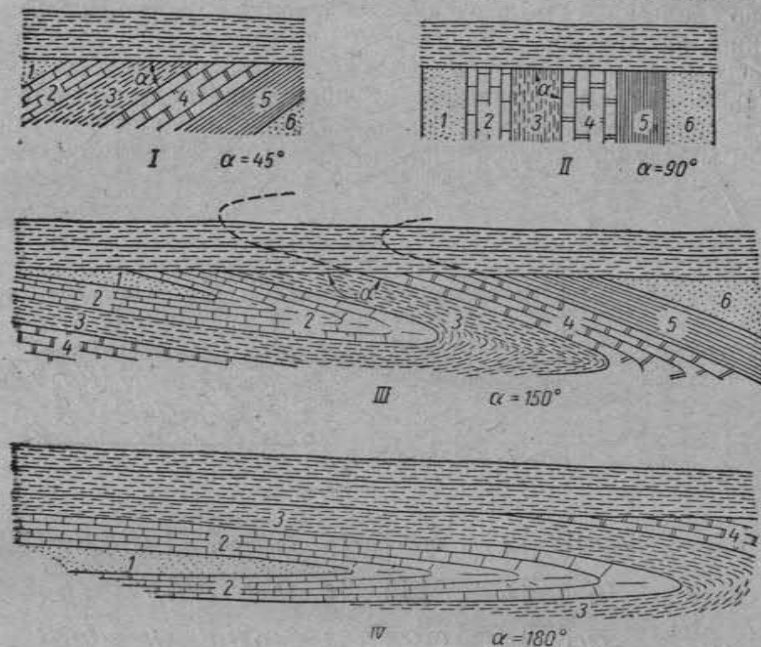


Рис. 38. Примеры различных значений угла несогласия (α) (по А. А. Богданову)

лами несогласия. Иначе обстоит дело с формированием азимутального несогласия, которое обычно бывает большим при значительном интервале времени осадкообразования и меньшим при малом времени перерыва.

Примеры углового и азимутального несогласия можно найти в любой складчатой области. Так, в Казахстане, Тянь-Шане и Алтае повсеместно резкое угловое и азимутальное несогласие падает на границу между палеозойскими породами и отложениями мезозоя.

Географическое несогласие. Географическим несогласием называется угловое несогласие с углом менее 1° . Благодаря малому углу несогласия, географическое несогласие может быть установлено только при изучении обширных территорий. В каждом отдельном обнажении несогласно залегающие

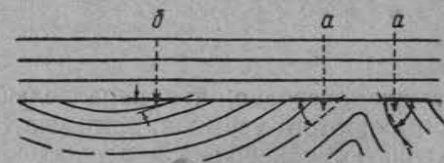


Рис. 39. Изменение величины углового несогласия в различных частях складки (по А. А. Богданову)

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, ряда горизонтов верхнего мела в южной части Русской платформы и т. д.

Таким образом, географические несогласия представляют широко распространенный вид явлений, который служит связующим звеном между угловыми и параллельными несогласиями. Отсюда

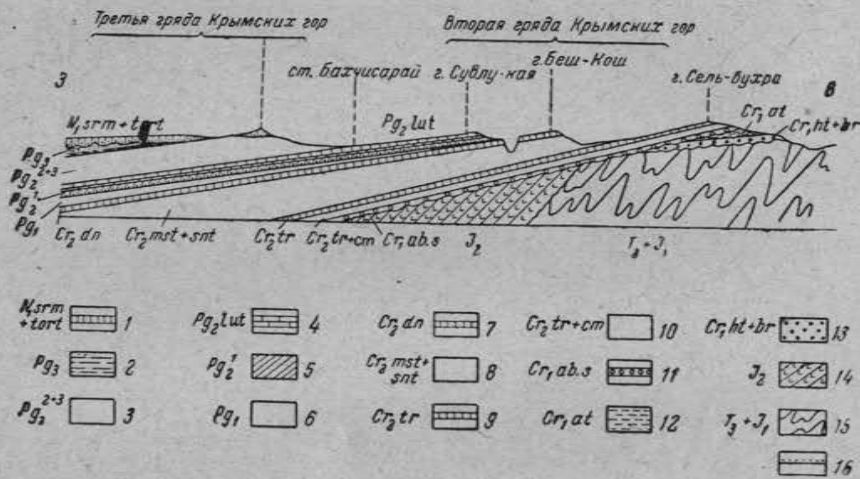


Рис. 40. Разрез второй и третьей гряд Крымских гор (по М. В. Муратову)

1 — известняки сармата и песчаники тортона; 2 — нижние горизонты майкопской свиты; 3 — известняки и мергели среднего и верхнего эоцена; 4 — нуммулитовые известняки лютетского яруса; 5 — глины нижнего эоцена; 6 — мергели палеоцена; 7 — известняки датского и монского ярусов; 8 — мергели маастрихта, кампана и сантона; 9 — известняки турона; 10 — мергели турона и сеномана; 11 — песчаники враконского горизонта (верхний альб); 12 — глины апта; 13 — песчаники готерив-баррема; 14 — эффузивы и сланцы средней юры; 15 — таврические сланцы; 16 — поверхности несогласия залегания

также очевидно, что параллельные несогласия, в собственном смысле этого термина, встречаются сравнительно редко и характеризуются небольшой площадью распространения.

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

Скрытое несогласие. Выше были разобраны примеры с отчетливо выраженными явными поверхностями несогласия. Наряду с ними встречаются случаи скрытых несогласий, в которых, в силу разных причин, точное положение поверхности несогласия установить невозможно. Например, к югу от Донецкого

каменноугольного бассейна, в обнажениях по р. Кальмиус на размытой поверхности докембрийских гранитов непосредственно залегают отложения среднего девона (рис. 41). Граниты сохраняют массивное сложение в основании разреза, вблизи кровли сильно разрушены и представляют рыхлый элювий. Разрушенные граниты выше постепенно переходят в грубый аркозовый песчаник. Этот песчаник, в свою очередь, сменяется более тонким, лучше отсортированным песчаником, который внизу лишен слоистости, а вверху ее имеет.

Скрытое несогласие нередко встречается и в нормально наклоненных осадочных породах. В качестве примера можно приве-

сти изученное Б. М. Келлером трансгрессивное налегание эоценовых отложений на альбские мергели на Черноморском побережье. Альбские породы здесь сложены толщей зеленоватых мергелей с прослоями глинистых известняков, заключающих альбских пелеципод. Над ними внешне совершенно согласно залегает толща таких же мергелей, но лишенная окаменелостей, мощностью в 30 м. Еще выше среди зеленоватых мергелей постепенно появляются песчаники, в которых встречаются эоценовые фораминиферы. Таким образом, 30-метровый интервал разреза, в котором отсутствуют окаменелости, должен соответствовать всему верхнему мелу и палеоцену. Однако подобное допущение не может быть принято, так как в непосредственно примыкающих районах перечисленные стратиграфические горизонты имеют широкое распространение и значительные мощности и в них отсутствуют признаки выклинивания в сторону приведенного разреза. Значит, наблюдаемые стратиграфические соотношения следует объяснять наличием скрытого несогласия в пределах какой-то части толщи «немых» мергелей.

По площади распространения выделяются региональные и местные несогласия.

Региональное несогласие. 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 может принять различную форму в зависимости от структурных особенностей

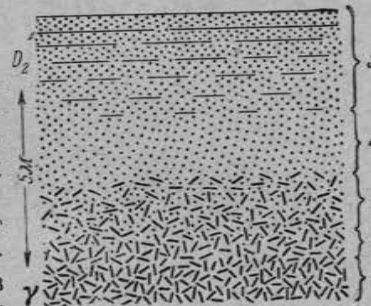


Рис. 41. Контакт докембрийских гранитов и среднедевонских песчаников в бассейне р. Кальмиус. Пример скрытого несогласия (по А. А. Богданову):

1 — массивный гранит; 2 — элювий гранита; 3 — аркозовый песчаник; 4 — неслоистый песчаник; 5 — слоистый песчаник

отдельных районов. Так, например, региональные параллельные несогласия, повсеместно отмечающиеся в основании визейских и среднекаменноугольных отложений, на контакте с девонем в северо-западной части Русской платформы переходят местами в резкие угловые несогласия — каменноугольные отложения налегают непосредственно на докембрийские образования.

В складчатых областях региональные несогласия развиты не менее широко. В Средней Азии широким распространением пользуется несогласие между палеозоем и мезозоем; на Урале — между нижним и средним палеозоем.

Местное несогласие. Местные несогласия не имеют широкого развития 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, а также местные несогласия, возникающие 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 окажется в пределах действия волновых колебаний или выше уровня воды (см. рис. 120). В этом случае 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. 121), а на высоко приподнятых крыльях прогибов одновременно происходит размыв и снос материала (краевые несогласия).

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

Истинное несогласие. Истинные несогласия фиксируются перерывы в отложении осадков, вызванные вертикальными движениями земной коры. Истинные несогласия формируются в более или менее длительный отрезок времени, улавливаемый наблюдениями при изучении разрезов.

Ложное несогласие. 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 слоистости возникают благодаря постоянному изменению 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.

Внутриформационное несогласие. К этому виду несогласий относятся несогласия, возникающие в результате размыва, происходящего одновременно (сингенетически) с накоплением осадка. Основное значение в формировании внутриформационных несогласий имеют донные течения. Размывы имеют местное значение и бывают кратковременными. Внутриформационные размывы часто наблюдаются в основании грубозернистых пород: песчаников и конгломератов, залегающих на



Рис. 42. Сингенетический размыв аргиллитов в верхнедевонских отложениях Центрального Казахстана:

a — аргиллиты; *b* — песчаники (по П. П. Мамоптову)

тонкозернистых отложениях — глинах и алевролитах. При этом нередко в грубозернистых породах встречаются катуны из подстилающих тонкозернистых пород, а сама поверхность контакта между слоями имеет неровное строение с многочисленными вымоинами и выступами (рис. 42).

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 на территории развития денудационных процессов.

Строение поверхности стратиграфического несогласия

Поверхность несогласия может иметь различные формы. Она бывает сильно сглаженной, а также может иметь и резко

выраженные формы древнего погребенного рельефа с колебаниями отметок на коротких расстояниях, исчисляемыми десятками и даже сотнями метров. Примером подобного рельефа может служить поверхность артинских рифовых известняков в ряде мест

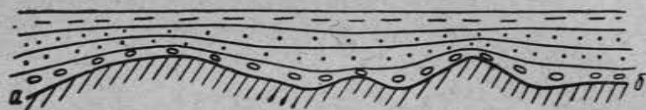


Рис. 43. Облекание поверхности несогласия вышележащими породами:
а-б — поверхность несогласия

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 также имела резко выраженный неровный рельеф.

Существенно, что накопление осадков на неровной поверхности будет характеризоваться рядом особенностей; наиболее характерны при этом случаи облекания и прилегания.

Облекание. Облекание имеет вид плащеобразного перекрытия отлогих очертаний поверхности размыта более древних пород вышележащими породами. 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 повышениями древнего рельефа и увеличиваются над понижениями (рис. 43). Это различие мощностей постепенно выравнивается при движении вверх по разрезу; одновременно может изменяться и состав формирующихся слоев.

Прилегание. В случаях резких очертаний рельефа поверхности несогласия формирование осадочных пород происходит путем постепенного заполнения пониженных участков. При этом вдоль крутых склонов будут иметь место различные случаи прилегания слоев. Различают два случая прилегания: параллельное прилегание и несогласное прилегание (рис. 44). При параллельном прилегании как размытые слои, так и налегающие на них свиты залегают параллельно. При несогласном прилегании верхние слои залегают на нижних с угловым несогласием.

Прилегания широко распространены среди прибрежных морских отложений, а особенно часто — в прибрежной зоне ингрессивно залегающих свит. Они также широко распространены 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 несогласным прилеганием, а различные по возрасту террасы, сложенные аллювием, как правило, прилегают друг к другу параллельно (рис. 45).

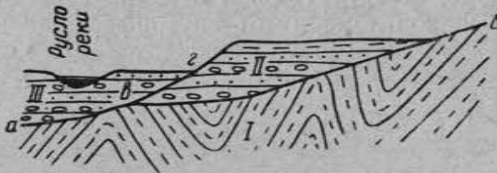


Рис. 45. Несогласное прилегание аллювиальных отложений к коренным породам (линия а-б-б) и согласное прилегание аллювиальных отложений поймы к аллювиальным отложениям террасы (линии б-2).

I — коренные породы; II — отложения террасы; III — отложения поймы

Критерии установления стратиграфических несогласий

Поверхность несогласия всегда обладает рядом характерных признаков, позволяющих отличить ее от обычных границ между слоями. Эти признаки следующие:

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

б) угловое несогласие между свитами резко различного возраста;

в) резкий возрастной разрыв между выше- и нижележащими фаунами (например, слой с юрской фауной подстилается слоями с пермской фауной). Этот критерий наиболее важен для платформенных областей, где угловые несогласия крайне редки, а литологический состав может быть очень близким;

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

д) базальный конгломерат (конгломерат, лежащий в основании несогласно налегающих серий), как правило, указывает на стратиграфический перерыв и несогласие (рис. 46). Такой конгломерат распознается по обилию гальки нижележащих отложений; он обычно сравнительно маломощен и имеет значительное горизонтальное распространение, переходя вверх по разрезу в более мелкозернистые отложения. Базальный конгломерат отличается от внутрiformационного тем, что он часто значительно хуже отсортирован. В кернах буровых скважин отличить базальный конгломерат от внутрiformационного труднее, однако при



Рис. 46. Базальный валунный конгломерат верхнего девона (а), налегающий на размытую поверхность нижнепалеозойских эффузивов (б). Центральный Казахстан

большом количестве скважин можно установить положение слоя конгломерата и тем самым разрешить вопрос о его природе. Следует иметь в виду, что иногда базальные слои трансгрессивно налегающих толщ оказываются сложенными не конгломератами, а песчаниками, глинами, мергелями или известняками;

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

ж) различные следы выветривания (как физического, так и химического), сохраняющиеся на поверхности несогласия или в породах, залегающих непосредственно ниже нее, 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 поверх-

ности или у поверхности и некоторые другие менее определенные признаки.

В заключение характеристики стратиграфических несогласий следует еще раз подчеркнуть их значение в анализе истории развития земной коры. Стратиграфические несогласия фиксируют критические, переломные моменты в направлении вертикальных движений земной коры. Формирование несогласий не всегда следует связывать со складкообразовательными движениями; с другой стороны, рост складок не всегда фиксируется несогласиями.

Работами многих советских ученых (Д. В. Наливкин, Н. С. Шатский, В. И. Попов и др.) было доказано, что несогласия и складкообразование нередко развиваются независимо друг от друга и в разные этапы, хотя обычно оба процесса являются следствием общей причины и связаны с вертикальными движениями.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

Несогласное соприкосновение слоев различного возраста и литологического состава может быть вызвано тектоническими разрывами и перемещениями по ним отдельных блоков горных пород.

В условиях хорошей обнаженности и достаточной детальности геологических исследований обычно не представляет труда выявить стратиграфические и тектонические несогласия и отличить их друг от друга.

Однако могут встретиться сложные случаи, при которых затруднительно дать правильную, однозначную интерпретацию геологических наблюдений. Так, например, в условиях сложной складчатой структуры выяснение природы контакта часто затрудняется при его параллельном положении по отношению к общей форме залегания вышележащей свиты. На рис. 47 изображена карта (А) участка горной складчатой страны. Две свиты резко разделены контактом $a-a'$. Нижняя свита (слои 1—3) смята в складки СЗ-ЮВ простирания. Верхняя свита (слой 4) имеет общий пологий наклон на ЮЗ — параллельно поверхности контакта $a-a'$. При ограниченном количестве наблюдений интерпретация природы контакта, а тем самым 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 (см. рис. 47). Но также вероятным может оказаться предположение о том, что слой 4 надвинут на срезанную поверхность смятых слоев 1—3.

Разрешение вопросов о природе контакта $a-a'$ очевидно может быть произведено при наличии ряда дополнительных сведений. Прежде всего, необходимы точные данные о возрасте

нижней и верхней свиты. В том случае, если верхняя свита (4) является более древней, 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 равно как в результате перемещения по разрыву, так и в результате трансгрессии.

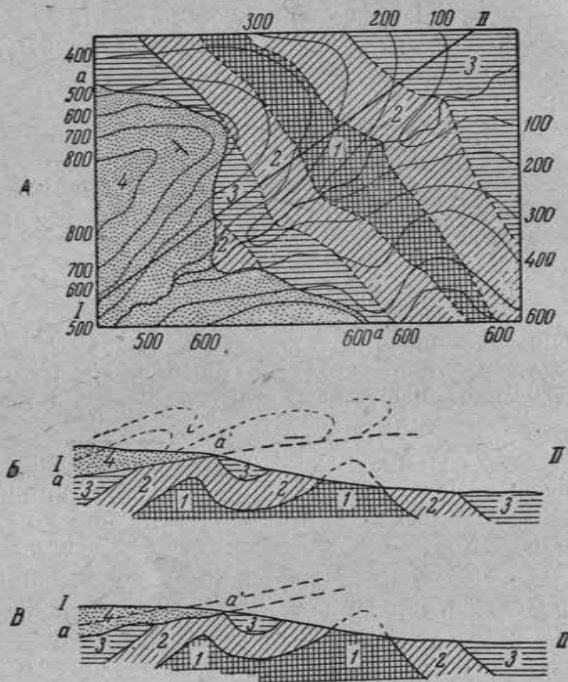


Рис. 47. Пример, поясняющий различие между стратиграфическим и тектоническим несогласиями (по А. А. Богданову):

А — карта; Б — первый вариант разреза по I—II; В — второй вариант разреза по I—II

При 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. Однако следует иметь в виду, что при сложной складчатой структуре вдоль поверхностей углового несогласия могут развиваться местные срывы, сопровождаемые всеми признаками крупных разрывных нарушений (брекчиями трения, зеркалами скольжения, трещинами и т. д.);

2) наличие базального конгломерата в основании верхней свиты так же, как и четко выраженные следы выветривания в

поверхностной зоне нижней свиты, являются несомненными доказательствами существования разделяющей их поверхности углового несогласия. Однако отсутствие этих признаков не может считаться доказательством тектонической природы контакта. Чрезвычайно широко распространено трансгрессивное залегание слоев без базального конгломерата (часто со слоями известняков и глин в основании) непосредственно на размытой поверхности древних слоев.

Существенный материал может дать детальный анализ взаимоотношений слоистости верхней свиты с положением поверхности контакта. При параллельности слоистости и контакта вопрос решается в пользу признания трансгрессивного залегания верхней свиты. При срезывании контактом слоев верхней свиты вероятнее присутствие тектонического контакта. Однако и в данном случае могут остаться 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 геологических картах выделяют четыре вида геологических границ: согласные, несогласные, интрузивные и условные или предполагаемые.

Согласные стратиграфические границы (рис. 48) указываются при отделении друг от друга стратиграфических горизонтов, следующих один за другим без перерыва в осадконакоплении.

Несогласные стратиграфические границы разграничивают стратиграфические горизонты, разделенные перерывом в накоплении осадков или отделяют осадочные породы от ранее сформировавшихся интрузивных пород.

Интрузивные геологические границы указываются при активном контакте между интрузивными и вмещающими их породами.

Условные, или предполагаемые, границы проводятся на участках, на которых их положение недостаточно обосновано фактическим материалом. Такие случаи могут возникнуть при недостаточной обнаженности или при отсутствии точно установленного положения в разрезе пород границы, отделяющей один стратиграфический горизонт от другого.

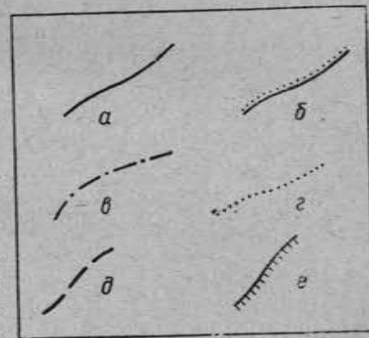


Рис. 48. Изображение геологических границ

а — стратиграфические согласные, б — стратиграфические несогласные, в — интрузивные, г — предполагаемые и условные, д, е — тектонические (разрывы)

Таким же знаком указываются границы в коренных породах под мощным покровом четвертичных образований («просвечивающие» границы).

На стратиграфических колонках выделяют два вида геологических границ: прямые сплошные линии (применяются для разделения стратиграфических горизонтов, залегающих без перерыва в осадконакоплении) и волнистые сплошные линии — для обозначения границ между стратиграфическими горизонтами, разделенными перерывом в осадконакоплении.

На геологических разрезах все геологические границы показываются сплошными линиями.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 6

Богданов А. А. Несогласия, их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 136—145, 1954.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит., стр. 51—68, 1950.

ГЛАВА 7

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

ПРИЗНАКИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхностей наложения. Идеально горизонтальных поверхностей наложения 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 и несколько градусов. Отклонения поверхностей наложения от горизонтального положения вызываются также возникающими на них различными неровностями и изменениями мощности слоев.

Горизонтально залегающие или залегающие с очень небольшим наклоном (менее одного градуса) толщи осадочных пород широко развиты на Русской и Сибирской древних платформах, в Западной Сибири и в других областях.

При горизонтальном залегании абсолютные высоты выбранной поверхности наложения приблизительно одинаковы. Это может быть установлено несколькими способами. При нанесении на топографические карты с рельефом, изображенным с помощью горизонталей, выходов на дневную поверхность границ между слоями или слоистыми толщами, эти границы совмещаются с горизонталями при одинаковых значениях абсолютной высоты

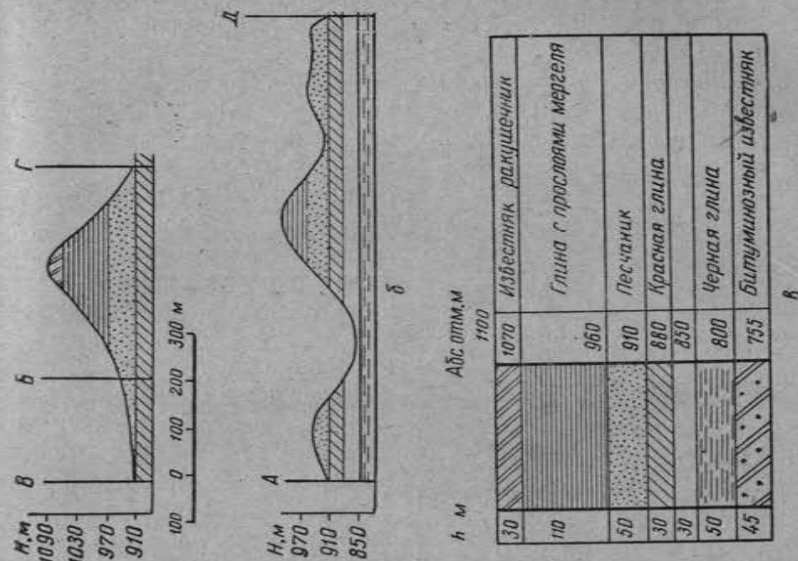


Рис. 49. Пример геологической карты с горизонтальным залеганием слоев (по Н. И. Буялову)
 а — геологическая карта; б — вертикальный разрез по АД и ВВГ; в — стратиграфическая колонка отложений с обозначением последовательности слоев и мощности (h) всех отложений

границ и горизонталей или располагаются между горизонталями в соответствии с абсолютной высотой наносимой на карту границы (рис. 49).

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

При чтении геологических карт, на которых отсутствуют горизонталей, горизонтальное залегание может быть установлено

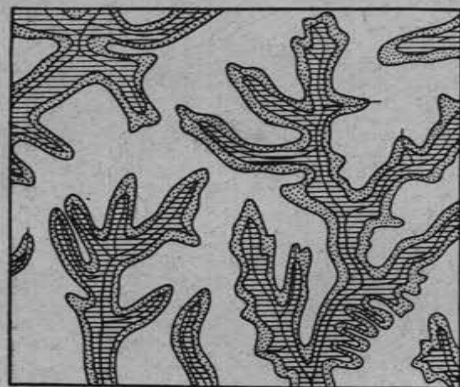


Рис. 50. Пример геологической карты с горизонтальным залеганием слоев на топографической основе без горизонталей (Харьковская область):

1 — верхний палеоген; 2 — средний и нижний палеоген; 3 — верхний мел

в водораздельных пространствах — самые молодые (рис. 50).

Если мощность пород превосходит относительные превышения рельефа, граница между выходящим на поверхности горизонтом и подстилающими его породами может оказаться ниже земной поверхности данного участка, и в этом случае даже при расчлененном рельефе один и тот же слой или стратиграфический горизонт может быть распространен на огромных пространствах. При выравненном рельефе широкое развитие на поверхности имеют слои или стратиграфические горизонты относительно небольшой мощности.

ИЗМЕРЕНИЕ МОЩНОСТИ СЛОЯ

При измерении мощности слоя необходимо учитывать как истинную мощность, так и ширину выхода слоя на поверхности

лишь предположительно. Там, где рельеф имеет достаточно расчлененный характер (например, балочный или овражный рельеф), а мощности изображаемых на карте слоев или стратиграфических горизонтов меньше значения относительного превышения рельефа, границы между слоями или стратиграфическими горизонтами будут повторять очертания основных элементов рельефа и соответствовать изображению горизонталей, которые можно было бы представить себе проведенными на карте. При этом в наиболее низких точках рельефа всегда будут располагаться более древние породы (исключая четвертичные континентальные образования), а на

(видимую мощность). Истинная мощность при горизонтальном залегании определяется как разность между отметками кровли и подошвы слоя. Пример такого определения показан на колонке, приведенной на рис. 49.

Ширина выхода слоя на поверхности (видимая мощность) зависит прежде всего от истинной мощности слоя. Чем мощнее слой, тем шире выход его на поверхности (при прочих равных условиях). Большое влияние на ширину выхода слоя на поверхности оказывает рельеф. При крутом рельефе ширина выхода слоя может оказаться меньше истинной мощности (рис. 51). При пологом рельефе, наоборот, ширина выхода увеличивается и при выравненном рельефе она может очень значительно превышать истинную мощность.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

При изображении горизонтально залегающих слоев на геологической карте необходимо знать пункты выхода кровли или подошвы изображенных слоев на поверхности и их абсолютные отметки. При наличии этих данных на карте легко провести нужные границы. Как уже отмечалось выше, границы 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 на карте необходимой ширины они на ней могут быть несколько сдвинуты с пунктов их выходов на поверхность.

Отклонения от горизонтального положения границ между слоями могут быть так же вызваны изменениями мощности отложений. Подошва слоя (или стратиграфического горизонта) может залегать горизонтально, кровля же при последовательном сокращении (или увеличении) мощности приобретет некоторый наклон и в таком случае окажется залегающей уже не горизон-

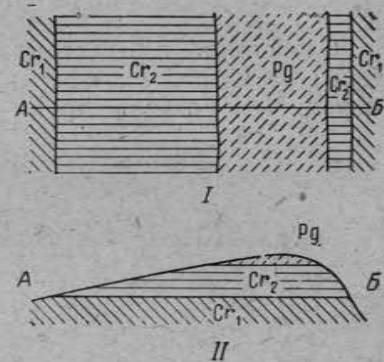


Рис. 51. Зависимость ширины выхода горизонтально залегающих слоев от рельефа

I — геологическая карта; II — разрез

тально, а наклонно. Изображение поверхностей наложения, залегающих с наклоном, рассматривается в следующей главе.

Изменение мощности обычно имеет лишь местное распространение; искривление поверхности кровли или подошвы слоя в таких случаях отмечается на небольших по площади участках и исчезает за их пределами.

ИЗОБРАЖЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

Слоистость передается на аэрофотоснимках чередованием тонов различной плотности, зависящей от естественной окраски пород. Чем более пестрой окажется эта окраска, тем резче на



Рис. 52. Горизонтально залегающие слои известняков, мергелей и глин, образующие ступенчатые уступы на склонах возвышенности в полупустынной местности со скудной травянистой растительностью

снимках видны границы между отдельными слоями. Форма слоя и его конфигурация зависят от рельефа и условий залегания. При горизонтальном залегании и выравненном рельефе слои на снимках имеют однотонную серую окраску и не обнаруживают никаких следов внутренней структуры. Горизонтально залегающие слои при расчлененном рельефе дают сложный, прихотливый рисунок, повторяющий формы рельефа (рис. 52). При резком различии в крепости отдельных слоев и неодинаковой их сопротивляемости

процессам выветривания, рельеф склонов возвышенностей приобретает ступенчатое строение, что сильно повышает фотогеничность пород.



Рис. 53. Выходы горизонтально залегающих слоев на склонах расчлененного залесенного рельефа (Восточная Сибирь, угленосная юра).

При съемках залесенной местности горизонтальное залегание пород нередко подчеркивается расположением древесной растительности, развитой более густо или, наоборот, слабо на выходах отдельных слоев (рис. 53).

ИЗОБРАЖЕНИЕ НА КАРТАХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Четвертичные континентальные образования должны быть по возможности сняты с геологической карты. На тех участках, где коренные породы перекрыты породами четвертичного возраста, для выявления состава и возраста коренных пород изучается состав и условия накопления четвертичного покрова. Если этого оказывается недостаточно, сквозь покров четвертичных образований до коренных пород проходит достаточная по густоте сеть горных выработок или скважин.

При широком развитии четвертичных образований и их большой мощности (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 четвертичных образований. Чаще других на картах указываются аллювиальные, озерные и эоловые отложения. Четвертичные образования сохраняются и в тех случаях, если они заключают в себе полезные ископаемые, например россыпи золота, касситерита и др.

Залегание аллювиальных отложений зависит от формы и расположения эрозионного ложа речной долины. В поперечном сечении долины реки верхняя поверхность аллювиальных отложений пойм и надпойменных террас в равнинных реках горизонтальна, а в горных реках она имеет наклон в сторону русла реки,

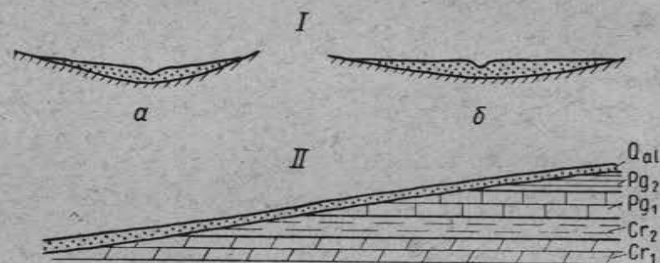


Рис. 54. Положение аллювиальных отложений в поперечном разрезе долины реки (I) и в продольном разрезе долины реки (II). На рис. I, а поверхность аллювиальных отложений наклонена к руслу; на рис. I, б — горизонтальна

достигающий иногда нескольких градусов. Нижняя поверхность аллювиальных отложений имеет различное строение, зависящее от рельефа эрозионной поверхности, выработанной на коренных породах (рис. 54, I).

В разрезах вдоль долины реки аллювиальные отложения обладают наклоном в сторону течения реки, приблизительно соответствующем понижению уровня воды в русле. Для равнинных рек этот наклон измеряется в метрах на километр, для горных рек он может достигать нескольких градусов. Таким образом, при горизонтальном залегании коренных пород аллювиальные отложения по мере продвижения от истоков к устью реки будут покрывать все более древние подстилающие породы (рис. 54, II).

Четвертичные аллювиальные отложения, как правило, прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках. При дешифрировании следует стремиться выявить связь отдельных комплексов пород с элементами рельефа. В ряде случаев таким путем удастся определить генетический тип пород и их относительный возраст.

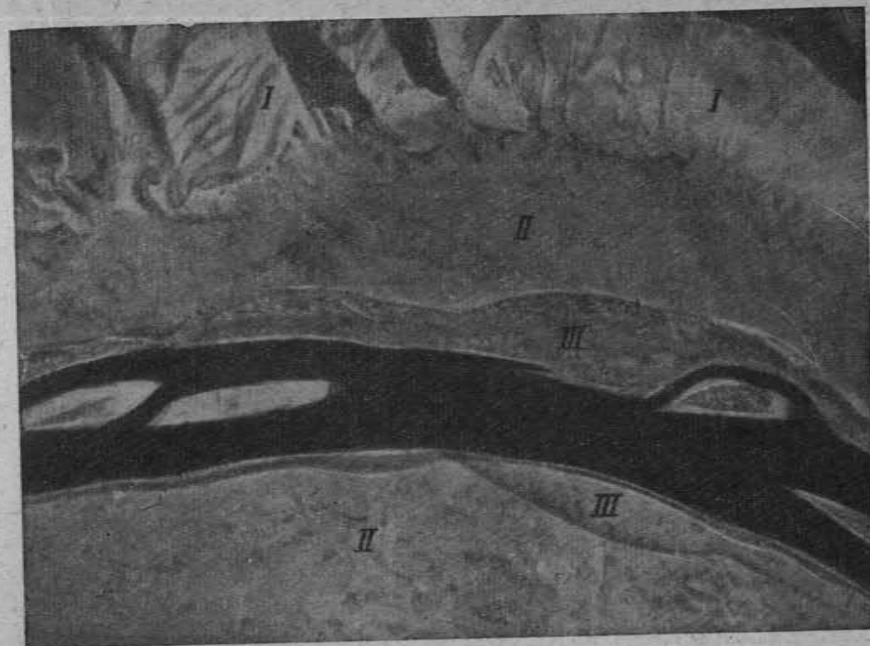


Рис. 55. Уступы в рельефе, отделяющие коренные породы (I) от аллювиальных террас (II) и аллювий террасы от поймы (III). Масштаб аэрофотоснимка 1:30 000

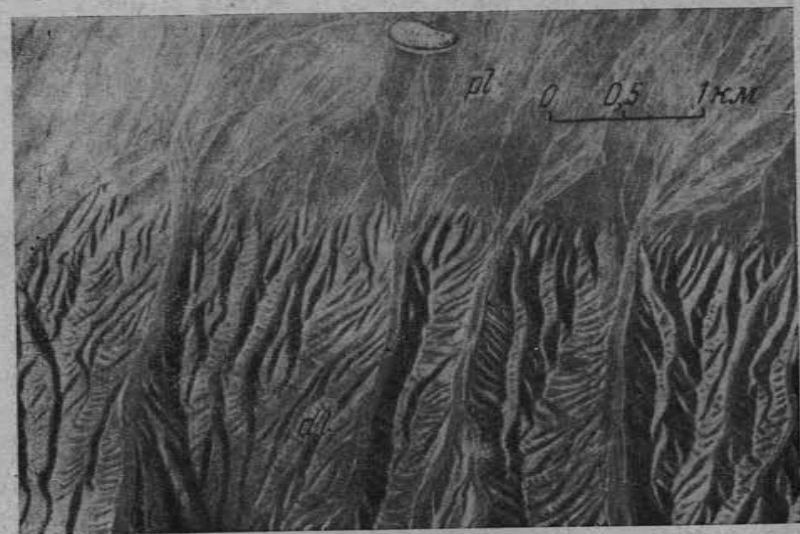


Рис. 56. Струйчатая и выровненная формы рельефа, развитые на делювиальных (dl) и пролювиальных (pl) образованиях

Поверхность поймы и террас на снимках обычно ровная с однотонной окраской. Нередко в пойменной части видны изогнутые полосы, подчеркнутые растительностью, являющиеся следами от более раннего положения русла реки. Поверхности террас отделяются друг от друга уступами (рис. 55).

Залегание четвертичных озерных отложений полностью зависит от уровня воды в озерах. В разрезах вдоль современных или древних береговых линий, верхняя поверхность отложений горизонтальна. В разрезах, перпендикулярных к береговой линии, как верхняя, так и нижняя поверхность озерных отложений наклонены в направлении наиболее глубоких участков озера.

Залегание золотых отложений подчинено эрозионному рельефу коренных пород. Однако золотые образования нередко формируются за счет разветвления четвертичных или неогеновых аллювиальных отложений и тесно с ними связаны в своем распространении и формах залегания.

Делювиальные и пролювиальные образования представлены обычно рыхлыми обломочными накоплениями, на поверхности которых развивается струйчатый и выравненный рельеф (рис. 56).

СОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ГОРИЗОНТАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ ТОЛЩ

Геологические разрезы представляют собой изображение вертикальных сечений верхней части земной коры. Разрезы должны давать представления о залегании пород, скрытых под земной поверхностью, и поэтому выбору направления разреза уделяется большое внимание. Линии разрезов принимаются прямыми и обычно они пересекают геологическую карту от рамки до рамки. При построении разрезов большое значение имеют данные буровых скважин, поэтому линии разрезов следует направлять так, чтобы они пересекали скважины, если скважины лежат не на одной прямой, линия разреза в этом случае может быть ломаной.

При горизонтальном залегании слоев наиболее рациональным направлением разреза будет являться линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа. Протяженность разреза ниже поверхности земли определяется конкретными данными о мощностях осадочных пород, не обнажающихся на поверхности. Основным источником этих данных служат буровые скважины.

На карте может быть проведена одна или несколько линий разрезов, которые могут пересекаться. Необходимо проверять изображения границ на линиях пересечения на всех разрезах. Положение границ на этих линиях должно быть совершенно одинаковым.

Горизонтальный масштаб разреза должен соответствовать масштабу карты.

Выбор вертикального масштаба зависит от мощностей изображаемых на разрезе слоев или стратиграфических горизонтов. Следует стремиться принимать вертикальный масштаб разрезов равным масштабу карты. Однако при мелком масштабе карты и небольших мощностях пород это условие невыполнимо. В этих случаях при выборе вертикального масштаба необходимо придерживаться следующего правила: самый маломощный слой или стратиграфический горизонт должен иметь на разрезе ширину не менее 1 мм. Поясним сказанное 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 этих пород составляет 25 м. Помня, что наименьший по мощности слой на разрезе должен иметь ширину не менее 1 мм, приравняем 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, таким образом соотношение горизонтального масштаба к вертикальному на разрезе будет равно $\frac{1}{40}$. 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.

Необходимо обращать внимание на правильное оформление разрезов (см. приложение 4). На концах линии разреза на карте и на разрезе ставятся буквенные обозначения. Начальная (первая) буква ставится на 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.

На концах разреза указывается графический вертикальный масштаб. Числовые горизонтальные и вертикальные масштабы указываются в подзаголовке к разрезу. На разрезе наносятся индексы, соответствующие индексам изображенных пород и на его концах — сокращенные обозначения стран света, указывающие направление разреза. Примеры разрезов, оформленных в полном соответствии с современными требованиями, приведены в приложении 4.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 7

- Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолыздат, стр. 63—69, 1952.
Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостоптехиздат, стр. 65—70, 1953.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Госгеолтехиздат, 1955.
Инструкция по организации и проведению геолого-съёмочных работ в масштабе 1:200 000 и 1:100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

ГЛАВА 8

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАКЛОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

При наклонном (или моноклиналином) залегании слои на обширных пространствах наклонены в одном и том же направлении. Такое залегание наблюдается в верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложениях Крыма и Северного Кавказа (рис. 57),



Рис. 57. Наклонно залегающие отложения нижней юры, сложенные песчаниками и аргиллитами, в Дагестане (по В. Т. Фролову)

где слои повсеместно наклонены на северо-северо-восток, с углами падения, достигающими 30° и более; на широкой площади к западу и северо-западу от Москвы, в пределах которой наклон девонских, каменноугольных и пермских отложений в восточном направлении настолько полог, что выражается в первых метрах на километр. С моноклиналином залеганием мы встречаемся при изучении крыльев складок и флексур.

ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ

При наклонном залегании изменяются как направление наклона слоев, так и угол наклона. Ориентировка слоев в пространстве определяется элементами залегания, в которые входят понятия о линии простирания, линии падения и угле падения.

Линией простирания называется линия пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью или, другими словами: любая горизонтальная линия на поверхности слоя является линией простирания данного слоя (рис. 58).

На поверхности слоя можно провести бесчисленное количество линий простирания. В общем случае линия простирания всегда будет изогнутой линией. Обычно изгибы линии простирания имеют плавную форму и в пределах одного обнажения или на ограниченных по размерам участках поверхности слоя линию простирания можно принять за прямую.

Линией падения называется линия, перпендикулярная к линии простирания, лежащая на поверхности слоя и направленная в сторону его наклона¹ (см. рис. 58). Линия падения обладает наибольшим углом наклона поверхности данного слоя к горизонту.

Углом падения называется угол, заключенный между линией падения и проекцией ее на горизонтальную плоскость. Положение линии простирания и линии падения в пространстве определяется их азимутами.

Напомним, что азимутом заданного направления называется правый векториальный угол, расположенный между северным направлением магнитного меридиана и заданным направлением (рис. 59, I).

Азимутом линии простирания называется правый векториальный угол между одним из направлений линии простирания и северным направлением магнитного меридиана.

Линия простирания, как и любая другая линия, имеет два противоположных направления. Поэтому у линии простирания может быть замерено два азимута, различающихся между собой на 180° градусов (рис. 59, II).

¹ Помимо линии падения, нередко пользуются также линией восстания, представляющей собой ту же линию, что и линия падения, но направленную по восстанию слоя.

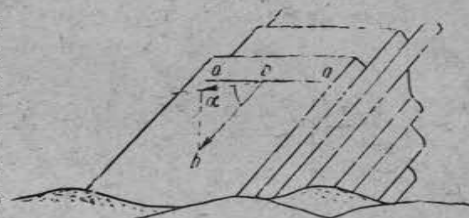


Рис. 58. Элементы залегания:

a-a — линия простирания; *b-b* — линия падения;
 α — угол падения

Азимутом линии падения называется правый векторный угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением магнитного меридиана. Измерить азимут непосредственно между линией падения и меридианом нельзя, так как линия падения расположена в наклонной плоскости и поэтому при измерении азимута линии падения необходимо найти ее проекцию на горизонтальную

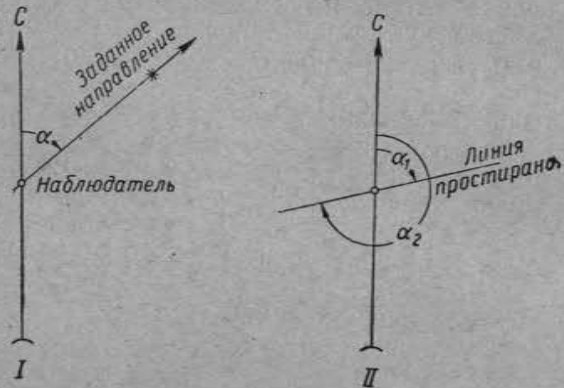


Рис. 59. Азимут заданного направления (угол α на рис. 59-I) и азимуты линии простирания (углы α_1 и α_2 на рис. 59-II)

плоскость. Так как линия падения имеет одно определенное направление, для нее 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 служит горный компас (рис. 60). Устройство горного компаса отличается от устройства обычного компаса. Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке, имеющей длину 9-11 см и ширину 7-8 см. В середине пластинки прикреплен лимб, разделенный на 360 градусов. Градуировка лимба произведена против часовой стрелки. Лимб устанавливается таким образом, чтобы линия, соединяющая север — юг, была 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 ложится на иглу. Подшипник сообщает стрелке свободное вращение на игле. Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращаясь северным концом к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки

покрыт синей или красной краской. Под стрелкой на иглу надевается просторное кольцо, укрепленное на конце рычага, которым можно поднимать магнитную стрелку с иглы и закреплять ее на кольце для того, чтобы конец иглы не изнашивался.

Кроме лимба, служащего для замера азимуты, на пластинке имеется 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° градусов. Нулевое деление этой шкалы помещается против середины длинной стороны пластинки компаса. Для отсчетов углов 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, ориентированы относительно длинной стороны пластинки компаса. При вертикальном положении пластинки компаса и совмещении ее длинной стороны с горизонтом зубец отвеса укажет 0° . При вертикальном направлении длинной стороны пластинки зубец укажет 90° .

Лимб покрывается стеклом, укрепленным кольцевой пружиной. В один из углов пластинки вделан винт, которым при заворачивании 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 производятся 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 (рис. 61).

При измерении азимута линии простирания эта линия прежде всего должна быть найдена на поверхности слоя. С этой целью

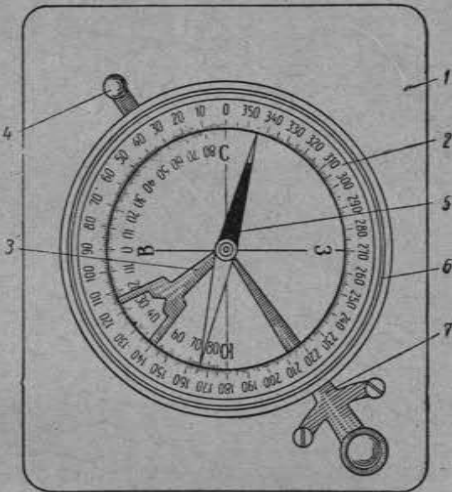


Рис. 60. Горный компас

1 — пластинка (основание компаса); 2 — коробка компаса с лимбом; 3 — клинометр (отвес); 4 — тормозное приспособление для клинометра; 5 — магнитная стрелка; 6 — пружина, удерживающая покрывное стекло; 7 — тормозное приспособление для магнитной стрелки

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 компаса и будет являться 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,

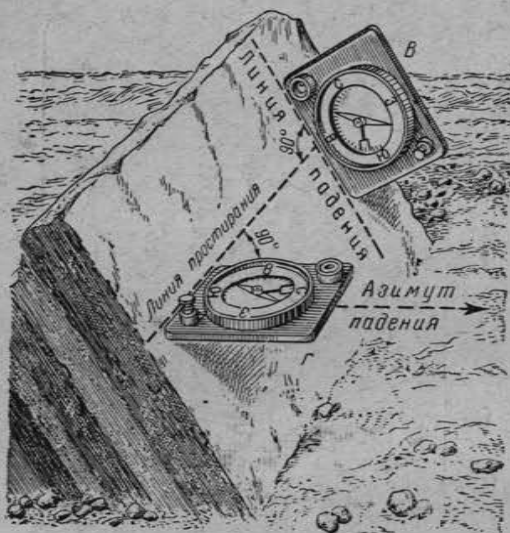


Рис. 61. Измерение горным компасом азимута направления падения (Г) и угла падения (В)

Г — пластинка компаса в горизонтальном положении;
В — пластинка компаса в вертикальном положении
(угол падения показывает отвес)

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 линии 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 (см. рис. 61).

Если на поверхности наложения уже отмечена линия простирания, выполнение замера азимута линии 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.

берут отсчет по северному концу магнитной стрелки.

Следует отметить, что при замера азимута простирания компас к линии простирания можно приложить как одной, так и другой длинной стороной. При этом получится два отсчета, отличающихся друг от друга на 180°.

Для замера азимута линии падения сначала необходимо определить положение линии падения на поверхности слоя и найти ее проекцию на горизонтальную плоскость. Для этого компас прикладывают длинной стороной к поверхности слоя и, держа компас в отвесном положении, передвигают его до тех пор, пока зу-

бед отвеса не укажет 0°. Следует отметить, что при таком положении компаса его длинная сторона будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость.

При правильно выполненных замерах разница в отсчетах азимутов линии простираний и линии падения должна составлять ровно 90°.

Для замера углов падения горный компас прикладывают длинной стороной к линии падения и, держа компас в вертикальном положении, берут отсчет по зубцу отвеса (см. рис. 61). Точность отсчетов горным компасом составляет 2—3°. Ниже приведен пример полной записи всех замеров для наклонно залегающих слоев:

аз. прост. 175, аз. пад. 265 ∠ 32¹.

Однако в практике при наклонном залегании слоев измеряется лишь азимут линии падения и угол падения. Азимут линии простирания легко может быть найден путем прибавления или вычитания от замера азимута линии падения 90°. Запись в этом случае выглядит так:

аз. пад. 265 ∠ 32;

а азимут линии простирания при этом составит (если такой отсчет будет необходим):

265 ± 90 = 355 или 175 градусов.

При вертикальном падении азимут линии падения измерить невозможно, так как в этом случае линия падения на горизонтальную плоскость проектируется в виде точки. При вертикальном падении измеряется и записывается азимут линии простирания и угол падения. Пример записи вертикального залегания слоя приведен ниже:

аз. прост. 105 ∠ 90.

Как уже отмечалось, замеры, выполненные горным компасом, характеризуют углы между данным направлением и магнитным меридианом. Топографические карты, на которые наносятся замеры, ориентируются в направлении географического меридиана. Магнитный и географический полюсы земного шара находятся в разных точках 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

¹ Значок градуса у цифр замеров писать не рекомендуется, так как он при чтении записи легко может быть принят за нуль в числе отсчета.

полос называется магнитным склонением. Величина магнитного склонения меняется в широких пределах (для территории СССР от 0 до 30 градусов) и зависит от положения наблюдателя на поверхности земного шара.

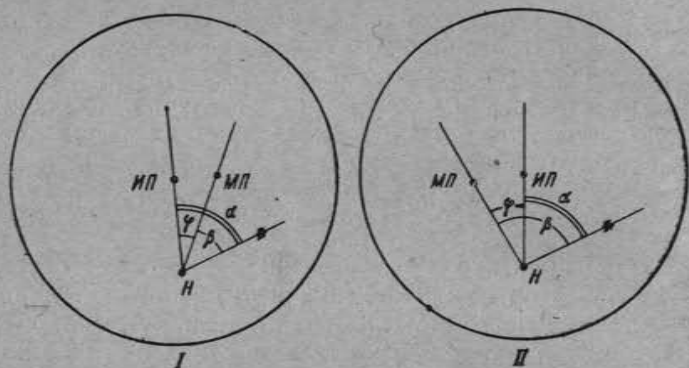


Рис. 62. Истинные и магнитные азимуты при восточном склонении (I) и западном склонении (II)

ИП — истинный полюс, МП — магнитный полюс, Н — наблюдатель, ИП — направление на визируемый предмет, α — истинный азимут, β — магнитный азимут, φ — угол магнитного склонения. При восточном склонении $\alpha = \beta + \varphi$; при западном $\alpha = \beta - \varphi$

Следует различать, таким образом, магнитный азимут, отсчитанный от магнитного меридиана, и истинный азимут, отсчитанный от географического меридиана. Величина магнитного склонения указывается на топографических картах. На рис. 62 дано пояснение различия между магнитным и истинным азимутами. Как видно из рис. 62, 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. Если магнитный полюс смещен к западу, для получения истинного азимута из магнитного азимута следует вычесть величину магнитного склонения.

Для учета магнитного склонения и получения непосредственно при замерах горным компасом истинных азимуты лимб компаса перемещают на величину склонения.

Так, например, для Западного Казахстана склонение восточное и составляет приблизительно 9° . Следовательно, для получения истинных азимуты необходимо к магнитным азимутам прибавлять 9° . Для этого следует повернуть лимб на 9° вправо и против начальной отметки с указанием севера поставить не нулевое деление лимба, а деление, отвечающее 9° .

Для изображения элементов залегания на картах применяются условные значки (рис. 63). Горизонтальное залегание изображается в виде двух линий длиной 4—6 мм, пересекающихся под прямым углом и ориентированных с севера на юг и с запада на восток.

При наклонном залегании линия простирается изображается прямой линией длиной 4—6 мм, а линия падения — прямой линией длиной 2—3 мм, направленной в сторону падения слоя под прямым углом от середины линии простираения. Угол падения указывается цифрой у конца линии падения (см. рис. 63).

Помимо описанного значка, применяющегося при изображении наклонно залегающих слоев в нормальном положении, на рис. 63 показан значок для изображения наклонного перевернутого или опрокинутого залегания, при котором подошва слоя оказывается расположенной выше его кровли (см. стр. 101).

При вертикальном залегании условный значок представляет одну линию длиной 4—6 мм, соответствующую линии простираения, и в ее середине — небольшую поперечную линию длиной 2—3 мм, рядом с которой указывается цифра 90 — значение угла падения.

Наносить элементы залегания на топографическую карту следует сразу же после замера в пункте наблюдения с тем, чтобы избежать в отчетах возможности ошибок, которые легко заметить, находясь у обнажения.

Для нанесения элементов залегания на карту через точку, в которой произведен замер, проводится меридиан и от него вправо, с помощью транспортира или горного компаса, откладывают значение истинного азимута линии падения или линии простираения и наносят значок, соответствующий замеру и характеру залегания.

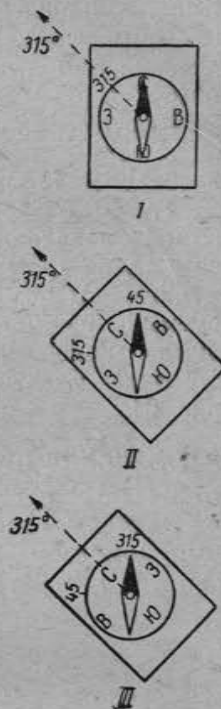


Рис. 64. Замер азимута обыкновенным и горным компасами

I — положение обыкновенного компаса для определения азимута направления СЗ 315° ; II — замер азимута СЗ 315° обыкновенным компасом с помощью визирования (показание северного конца стрелки не совпадает с обозначением данного азимута на лимбе компаса); III — замер того же азимута горным компасом с обратным направлением отсчета азимуты на лимбе (показание северного конца стрелки совпадает с обозначением данного азимута на лимбе)

Следует остановиться на причинах градуировки лимба компаса против часовой стрелки. Делается это из соображений ускорения и упрощения отсчета замеров. Любое заданное направление обычным компасом определяется при совмещении нулевого деления лимба с северным концом магнитной стрелки. При работе с горным компасом этого делать не нужно. На визируемый предмет направляется длинная сторона пластины компаса, а вместе с ней и лимб компаса, и азимут не вычисляется, а сразу отсчитывается по концу магнитной стрелки.

Таким образом, различие в замерах обычным и горным компасом заключается в том, что при работе обычным компасом линия С-Ю лимба совмещается с магнитным меридианом, а в горном компасе линия С-Ю лимба направляется на визируемый предмет, что и вызывает необходимость градуировки лимба горного компаса в направлении, обратном ходу часовой стрелки. Сказанное поясняется примером, приведенным на рис. 64.

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.

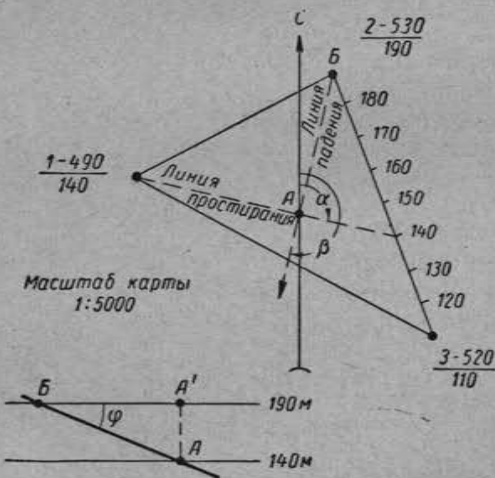


Рис. 65. Определение элементов залегания по трем вертикальным скважинам (объяснение в тексте)

на глубине 350 м. В скважине 2, имеющей абсолютную высоту устья 530 м, кровля того же пласта встречена на глубине 340 м и в скважине 3 с высотой устья 520 м кровля пласта встречена на глубине 410 м. Положение скважин нанесено на топографическую карту масштаба 1:5 000 (рис. 65). 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 скважины 1: $490 \text{ м} - 350 \text{ м} = 140 \text{ м}$; для скважины 2: $530 \text{ м} - 340 \text{ м} = 190 \text{ м}$; и для скважины 3: $520 \text{ м} - 410 \text{ м} = 110 \text{ м}$. Подписываем полученные цифры на карте у скважин и соединяем точки, в которых расположены скважины, прямыми линиями. В углах полученного треугольника кровля пласта имеет различные высоты: в скважине 2 высота наибольшая; в скважине 3 она наименьшая, в скважине 1 отметка имеет промежуточное значение относительно высот кровли пласта в скважинах 2 и 3.

Если на линии, соединяющей скважины 2 и 3, найти точку с отметкой, равной высоте пласта в скважине 1 и соединить скважину 1 с полученной точкой, мы получим линию простирания пласта, так как эта линия горизонтальна и она лежит на поверхности пласта. Найдя линию простирания, восстанавливаем к ней перпендикуляр таким образом, чтобы он пересек скважину 2. Эта линия будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость, т. е. на карту. Направлена она будет от скважины 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. С этой целью строится вертикальный разрез по линии падения с учетом масштаба карты. Вертикальный масштаб разреза обязательно должен быть равен горизонтальному масштабу карты. На разрезе находим точку А, отвечающую высоте линии простирания и точку В, лежащую на поверхности пласта в скважине 2. Точка А' представляет собой проекцию точки А на горизонтальную плоскость (плоскость карты). Таким образом, линия ВА' будет являться проекцией линии падения АВ на горизонтальную плоскость, а искомый угол падения (φ) будет заключен между линиями АВ и ВА'.

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 оврагов.

Рассмотрим пример определения элементов залегания пласта, вскрытого в вертикальном шурфе, по видимым падениям, замеренным в стенках шурфа (рис. 66).

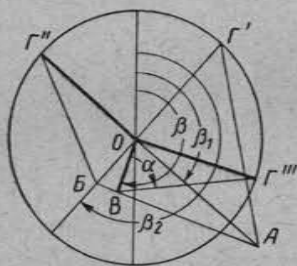
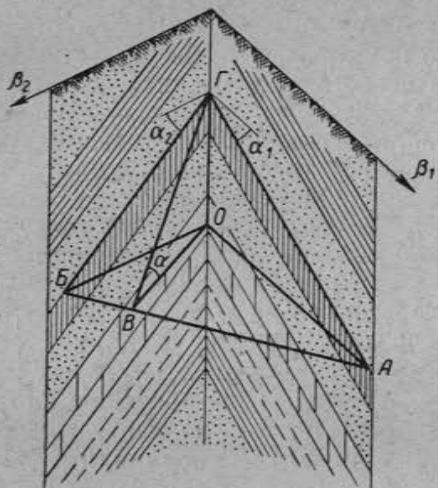


Рис. 66. Определение истинных элементов залегания по двум видимым падениям в стенках шурфа (объяснение в тексте)

Одна из сторон всех трех треугольников (GO) общая и, чтобы не измерять ее трижды, проведем для удобства построения на бумаге круг произвольного радиуса. Точку O помещаем в центр круга и проводим через нее меридиан. Далее с помощью транспортира от точки O проводим два вектора OA и OB , направления которых соответствуют азимутам стенок шурфа (β_1 и β_2). Из точки O строим перпендикуляры к векторам, продолжая их до пересечения с окружностью в точках G' и G'' . В обеих этих точках при помощи транспортира определяем углы, дополнитель-

ные к соответствующим углам падений, измеренным в стенках шурфа. Стороны построенных дополнительных углов продолжаем до пересечения с направлениями видимых наклонов в точках A и B . Точки A и B соединяем между собой прямой, которая является линией простираения поверхности пласта. Из точки O опускаем на прямую AB перпендикуляр OB , который представляет собой проекцию линии падения пласта. Определяем ориентировку линии OB , т. е. азимут истинного падения. В нашем примере этот азимут равен β (200°). Через точку O проводим перпендикуляр к линии OB до пересечения с окружностью в точке G''' . Полученную точку G''' соединяем прямой с точкой B . Угол OBG''' (α) является углом падения поверхности напластования. Величину его измеряем с помощью транспортира.

Определение элементов залегания пород в вертикальных шурфах можно выполнить по зарисовке стенок шурфа приемом, предложенным А. В. Меркурьевым. Для этого, кроме зарисовки стенок шурфа, необходимо измерить их ориентировку, т. е. азимуты их направлений (рис. 67).

По зарисовке двух соседних стенок шурфа, в месте схождения которых поверхность слоя имеет самое высокое положение, проводим горизонтальную прямую, пересекающую изображения поверхности наложения AB и BV_1 в точках A и V_1 . Из точки G (пересечение этой горизонтальной прямой с границей смежных стенок на зарисовке) радиусом GV_1 описываем дугу до пересечения ее с границей смежных стенок в точке D . Соединив точку D с точкой A прямой DA , получаем изображение простираения поверхности слоя. Азимут простираения определяют путем прибавления величины угла $DAГ$ (ω) к значению азимута стенки шурфа, на зарисовке которой делается построение. Опустив из точки G перпендикуляр на прямую DA в точку E , получаем проекцию линии падения. Азимут ее отличается от азимута падения на 90° . Радиусом GE засекаем на прямой GA отрезок GE ; соединив точку E_1 с точкой B , получаем угол $BE_1Г$, который равен углу истинного падения.

Определим азимуты истинного падения по двум видимым падениям в стенках шурфа. Стороны построенных дополнительных углов продолжаем до пересечения с направлениями видимых наклонов в точках A и B . Точки A и B соединяем между собой прямой, которая является линией простираения поверхности пласта. Из точки O опускаем на прямую AB перпендикуляр OB , который представляет собой проекцию линии падения пласта. Определяем ориентировку линии OB , т. е. азимут истинного падения. В нашем примере этот азимут равен β (200°). Через точку O проводим перпендикуляр к линии OB до пересечения с окружностью в точке G''' . Полученную точку G''' соединяем прямой с точкой B . Угол OBG''' (α) является углом падения поверхности напластования. Величину его измеряем с помощью транспортира.

Определение элементов залегания пород в вертикальных шурфах можно выполнить по зарисовке стенок шурфа приемом, предложенным А. В. Меркурьевым. Для этого, кроме зарисовки стенок шурфа, необходимо измерить их ориентировку, т. е. азимуты их направлений (рис. 67).

По зарисовке двух соседних стенок шурфа, в месте схождения которых поверхность слоя имеет самое высокое положение, проводим горизонтальную прямую, пересекающую изображения поверхности наложения AB и BV_1 в точках A и V_1 . Из точки G (пересечение этой горизонтальной прямой с границей смежных стенок на зарисовке) радиусом GV_1 описываем дугу до пересечения ее с границей смежных стенок в точке D . Соединив точку D с точкой A прямой DA , получаем изображение простираения поверхности слоя. Азимут простираения определяют путем прибавления величины угла $DAГ$ (ω) к значению азимута стенки шурфа, на зарисовке которой делается построение. Опустив из точки G перпендикуляр на прямую DA в точку E , получаем проекцию линии падения. Азимут ее отличается от азимута падения на 90° . Радиусом GE засекаем на прямой GA отрезок GE ; соединив точку E_1 с точкой B , получаем угол $BE_1Г$, который равен углу истинного падения.

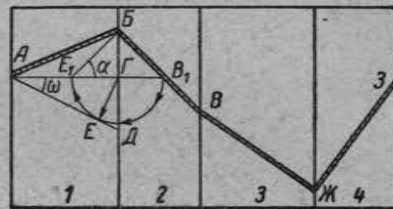


Рис. 67. Определение падения пород по данным зарисовки стенок шурфа

1, 2, 3, 4 — стенки шурфа (развертка) $ABV_1ЖЗ$ — линия пересечения стенок шурфа с поверхностью наложения пород

НОРМАЛЬНОЕ И ОПРОКИНУТОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

При наклонном положении слоев возможны два принципиально отличных случая их залегания: нормальное и опрокинутое. При нормальном залегании кровля слоя располагается выше его подошвы, при опрокинутом залегании, наоборот,

подошва слоя оказывается выше его кровли (рис. 68). 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.

При наблюдениях над слоями с наклонным залеганием чрезвычайно важно выяснить характер их залегания. Недочет возможности опрокинутого залегания может привести к неверному

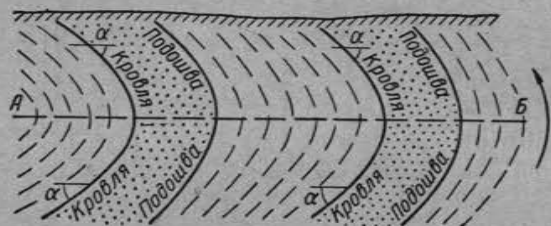


Рис. 68. Нормальное и опрокинутое залегание в вертикальном разрезе

Ниже линии АБ слои залегают в нормальном положении (кровля располагается выше подошвы)
Выше линии АБ слои опрокинуты (кровля располагается ниже подошвы); α — угол падения слоев

определению местоположения подошвы и кровли стратиграфического горизонта, к неправильной характеристике стратиграфической последовательности слоев в разрезе, к ошибкам в подсчете мощностей и тектонических построениях и т. п.

Отличить опрокинутое залегание от нормального можно по ряду характерных признаков. Главнейшие среди них следующие:

1. При достаточной фаунистической характеристике пород опрокинутое залегание легко определяется по перекрыванию относительно молодых стратиграфических горизонтов более древними (рис. 69, I).

2. Распределение обломочного материала в слоистых сериях нередко с достаточной определенностью указывает на характер залегания.

В водной среде резкая смена спокойных условий подвижными (вызываемая обычно появлением донных течений или вливанием речных потоков) фиксируется в разрезе появлением грубообломочных осадков: песков или галечников. Если эти осадки накапливаются на поверхности тонкозернистого осадка — глины или алевроитов, на границе между грубообломочными и тонкозернистыми породами появятся следы внутриформационного (сингенетического) размыва, так как возникающее при этом движение

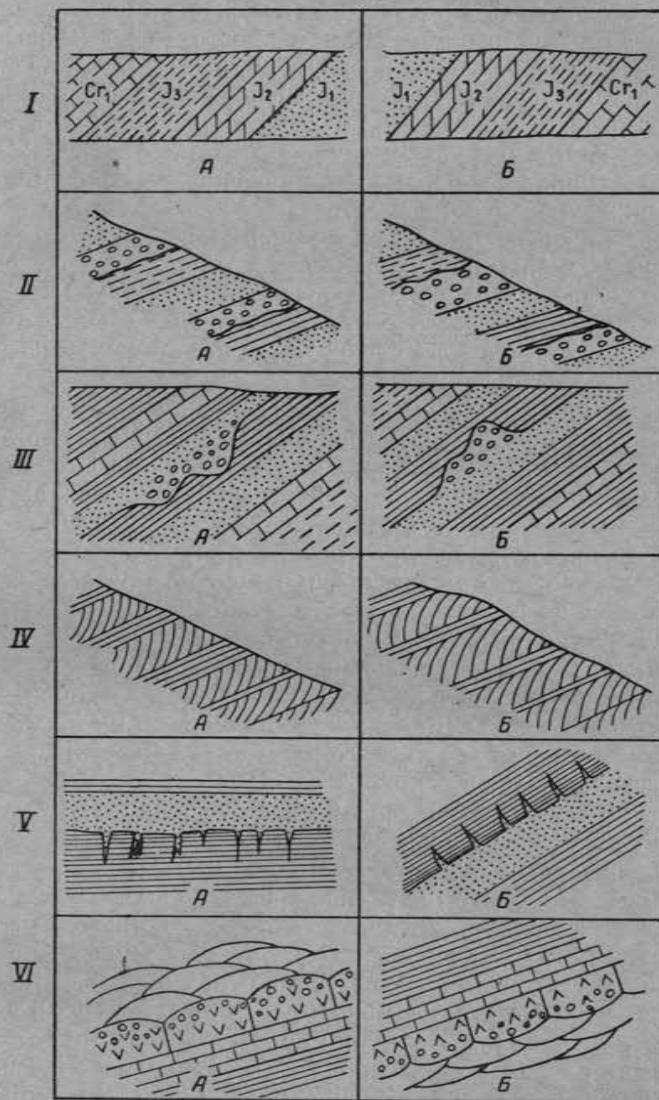


Рис. 69. Примеры нормального (А) и опрокинутого залегания (Б). (Объяснение в тексте)

водной среды приведет вначале к размыву ранее образовавшихся тонких осадков. Таким образом, при нормальном залегании пород выше поверхности внутриформационного (сингенетического) размыва располагаются слои грубообломочных песчаников или конгломератов. Вверх по разрезу эти породы могут замещаться более тонкозернистыми породами. 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. 69, 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. 25). При нормальном залегании иероглифы, возникающие на поверхности размыва тонкозернистого осадка, покрывающегося затем песком, который заполняет все бывшие на поверхностях размыва углубления, встречаются на подошве песчаников, т. е. на нижней стороне слоев; при опрокинутом залегании иероглифы располагаются на слоях сверху.

3. В слое, располагающемся сразу же выше поверхности внутриформационного размыва, нередко можно наблюдать линзы и неправильные скопления крупнообломочных пород, например конгломератов, среди песчаников, приуроченных к вымоинам или карманам в поверхности несогласия. При нормальном залегании линзы и скопления крупнообломочного материала располагаются ниже поверхности размыва, при опрокинутом — выше этой поверхности (рис. 69, III).

4. Изучение косо́й слоистости в ряде случаев помогает при определении нормального и опрокинутого залегания. Обычно с этой целью используется свойство косо́й слоистости, выражающееся в плавном причленении косо́ наслоенных прослоев в основании слоя и их резкое окончание или размыв у его кровли (см. рис. 21-1). На рис. 69, IV приведен пример нормального и опрокинутого залегания слоев с косо́й слоистостью.

5. Внимательное изучение контактов между слоями нередко дает возможность обнаружить проникание породы вышележащего слоя в подстилающий. Обычно это объясняется появлением трещин в нижнем слое, вызываемых уплотнением или высыханием осадка, в которые в дальнейшем заносится осадок перекрывающего слоя. На рис. 69, V изображено нормальное и опрокинутое положение слоев с трещинами, заполненными материалом вышележащего слоя.

6. В толщах, состоящих из лав, отличить опрокинутое залегание от нормального значительно труднее. При этом может

быть использована особая форма верхней поверхности остывших лавовых потоков, имеющих нередко сходство с поверхностью, получающейся от положенных рядом подушек. Образование на верхней поверхности лавовых потоков бугров полуовальной формы объясняется стяжением лавы при ее остывании к многим центрам (рис. 69, VI). Для определения верхней и нижней поверхности слоев лав могут быть также использованы скопления пузырьков газа или оставшихся от газа пустот, часто встречающихся у кровли слоев.

ЗАВИСИМОСТЬ ШИРИНЫ И ФОРМЫ ВЫХОДА СЛОЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ОТ ЕГО ИСТИННОЙ МОЩНОСТИ, УГЛА ПАДЕНИЯ И ФОРМЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При наклонном залегании слоя 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 выход его на поверхности (рис. 70, I).

С увеличением угла падения ширина выхода слоя на поверхности уменьшается, и при вертикальном залегании слоя, независимо от строения рельефа, ширина выхода равняется его истинной мощности (рис. 70, 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. 70, III). При крутом рельефе и падении слоя в сторону, обратную падению рельефа, ширина выхода может оказаться меньше истинной мощности. Форма выхода слоя на поверхности зависит от угла его падения и формы рельефа.

Для выявления положения наклонно залегающего слоя на карте пользуются его заложением. Заложением называется проекция на горизонтальную плоскость расстояния между линиями простираения, проведенными по подошве или кровле слоя. Определение величины заложения производится следующим образом.

Строится вертикальный разрез в масштабе карты по направлению линии падения слоя (рис. 71). Угол наклона слоя (α) на таком разрезе будет соответствовать истинному углу падения. Линия, изображающая слой на чертеже (mn), 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 aa , bb , vv , gg . Линии пересечения горизонтальных плоскостей с поверхностью слоя будут являться линиями его простираения. Точки пересечения линий простираения с плоскостью

чертежа обозначены через А, Б, В, Г. Проектируя отрезки пласта, заключенные между линиями простирания (АБ, БВ и ВГ)

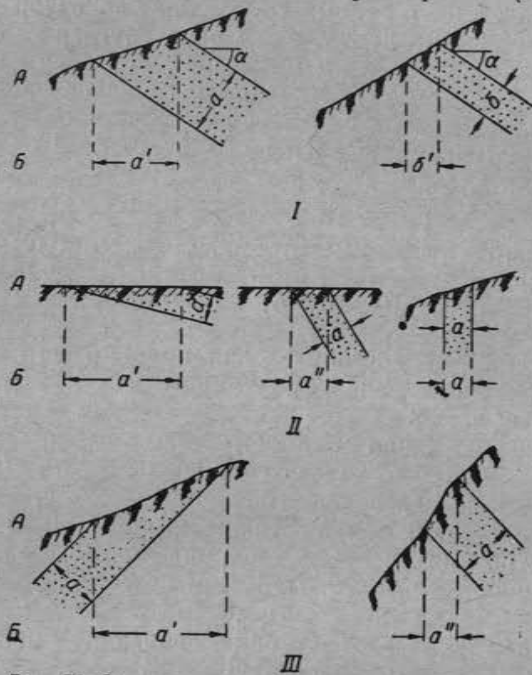


Рис. 70. Зависимость ширины выхода наклонно залегающего слоя от истинной мощности (I), угла наклона (II) и формы рельефа (III).
 a, b — истинная мощность; a', a'', b' — ширина выхода слоя на поверхности
 А — вертикальные разрезы; Б — плановые изображения.
 Объяснение в тексте

на горизонтальную плоскость, получим отрезок «А», который и будет величиной заложения для данного слоя. Расстояние на

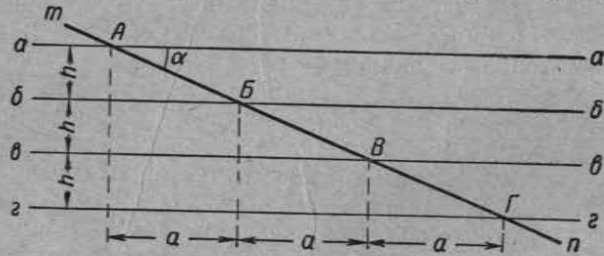


Рис. 71. Определение величины заложения слоя
 Отрезок a — величина заложения (объяснение в тексте)

разрезах между горизонтальными плоскостями, пересекающими слой (h), должно соответствовать сечению рельефа горизонтальных, взятому в масштабе карты.

На рис. 72 приведена блок-диаграмма, поясняющая построение при определении величины заложения.

Величина заложения меняется в зависимости от угла наклона слоя; расстояния между горизонтальными плоскостями, пересекающими слой; масштаба, в котором производится построение, но она не зависит от формы рельефа.

На рис. 73 приведен пример, из которого видно, что чем положе падает слой, тем больше, при прочих равных условиях, величина заложения. С увеличением угла падения слоя величина заложения уменьшается.

С расстоянием между горизонтальными поверхностями, пересекающими слой, величина заложения связана прямой пропорциональностью: чем больше расстояние между плоскостями, тем больше величина заложения и, наоборот, с уменьшением расстояния между горизонтальными поверхностями уменьшается и величина заложения (рис. 74). Такой же прямой зависимостью связана величина заложения с масштабом построения, который должен

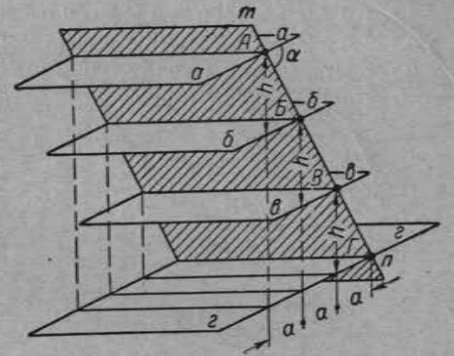


Рис. 72. Блок-диаграмма, поясняющая прием определения величины заложения (отрезок « a'' »).

Обозначения те же, что и на рис. 71

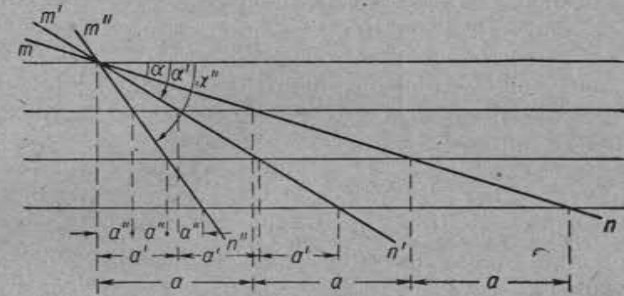


Рис. 73. Изменение величины заложения в зависимости от угла падения слоя

m, m', m'' — кровля или подошва пласта; a, a', a'' — соответствующие углы падения; a, a', a'' — заложения

соответствовать масштабу карты с изображением слоя. Чем крупнее масштаб построения, 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. 74, на котором ясно видно, что при различных формах рельефа величина заложения сохраняет свое значение.

Рассмотрим несколько примеров практического применения заложения.

Построение выхода пласта на поверхности по элементам залегания с помощью заложения. Представим себе, что на некотором участке, изображенном на рис. 75, I в точке *М* обнаружен выход пласта угля,

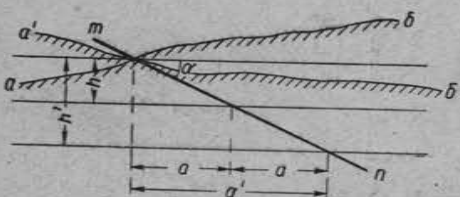


Рис. 74. Зависимость между величиной заложения (a и a') и расстоянием между горизонтальными плоскостями h и h' , пересекающими слой (mn); ab и $a'b'$ — различные варианты формы рельефа

имеющего следующие элементы залегания: аз. пад. $185 \angle 23$. Карта участка имеет масштаб $1:2000$. Рельеф участка изображен с помощью горизонталей с сечением через 10 м. Пласт угля обнажен только в русле реки и на остальной территории участка скрыт под маломощными делювиальными отложениями.

Для прослеживания пласта на поверхности предполагается задать 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. $1:2000$ (рис. 75, II).

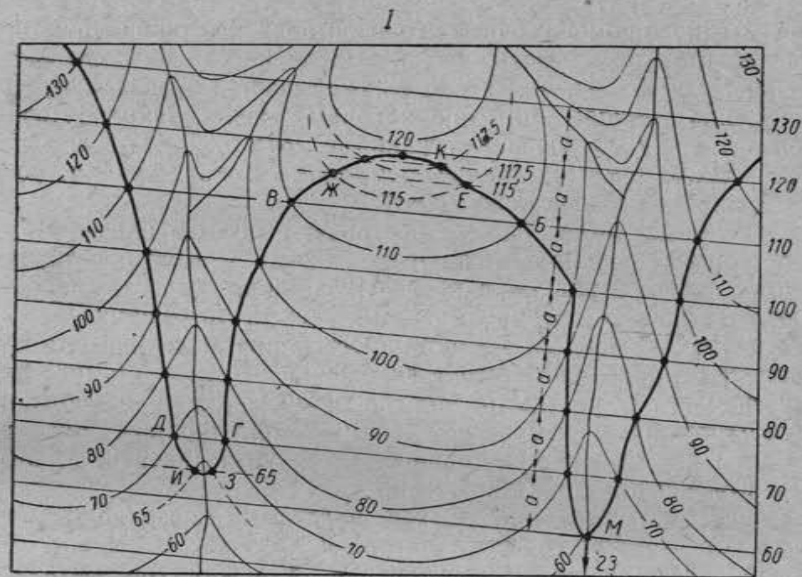
Расстояние между горизонтальными параллельными линиями на чертеже (h) должно быть равно сечению рельефа горизонталями на карте, взятому в масштабе карты. В нашем примере горизонтали секут рельеф через 10 м, что в масштабе карты ($1:2000$) составит 5 мм и следовательно линии будут расположены через 5 мм друг от друга ($h = 5$ мм).

На верхней линии пометим точку *М*, из нее построим линию, наклоненную под углом 23° , т. е. под углом падения пласта. Построенная линия может соответствовать кровле или подошве пласта, а при незначительной мощности пласта изображать полную его мощность.

Спроектируем 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 провести 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 линии простирания и падения пласта. Далее, от точки *М* 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 и вычисляем их отметки. Отметка линии простирания, проходящей через точку *М*, равна отметке проходящей через нее горизонтали, т. е. 60 м.



Масштаб карты $1:2000$
Сечение рельефа через 10 м

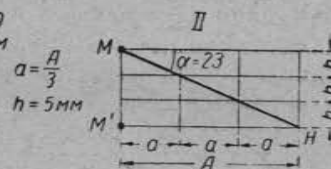


Рис. 75. Пример построения выхода наклонно залегающего пласта на поверхности с помощью заложения

Линия простирания, расположенная ниже точки *М*, будет иметь отметку 50 м. В направлении восстания пласта отметки повышаются и будут равны соответственно $70, 80, 90, 100$ м и т. д. Пласт угля, очевидно, будет обнажаться на поверхности в тех точках, в которых высотные отметки линий простирания пласта совпадут с отметками горизонталей. Найдим такие точки и соединим их плавной кривой, которая и будет изображать выход пласта угля на поверхность. 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 о 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*, *З*, *И*). Точек *Е* и *Ж* оказывается недостаточно для построения выхода пласта; находим новые промежуточные горизонталь и линию простирания с отметкой 117,5 м. 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 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 как азимут простирания, так и угол падения, то будет изменяться и величина заложения.

Следует отметить, что выход пласта на поверхность в той точке, от которой ведется построение (точка *А* на рис. 76), 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 горизонталью к точке выхода пласта. 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, высота которой будет равна отметке горизонтали. Далее все построения выполняются так, как это указано выше.

Определение элементов залегания по выходу пласта на поверхность с помощью заложения. С помощью заложения легко решить задачу, обратную вышеприведенной, и определить элементы залегания пласта по линии его выхода на поверхность, изображенной на карте с горизонталями (рис. 77). Для этой цели на карте находим две точки пересечения линии выхода пласта на поверхность с одной и той же горизонталью (*А* и *Б*). Найденные точки соединяем прямой линией, которая будет являться линией про-

стирания пласта, так как она горизонтальна и лежит на поверхности пласта. Высота линии простирания равна отметке точек *А* и *Б*.

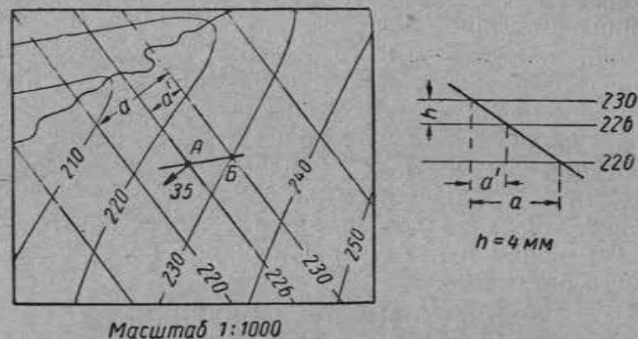


Рис. 76. Нахождение выхода слоя на поверхности на ближайшей к выходу слоя горизонтали (точка *Б*). (Объяснение в тексте)

Далее находим две новые точки пересечения линии выхода пласта со следующей выше- или нижележащей горизонталью (*В* и *Г*), которые соединяем прямой и получаем, таким образом,

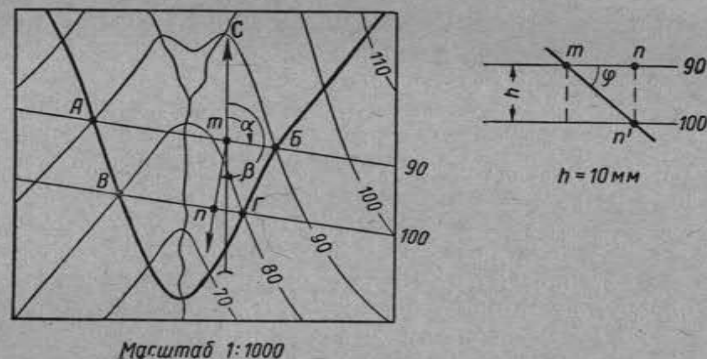


Рис. 77. Определение элементов залегания по линии выхода пласта на поверхности с помощью заложения. (Объяснение в тексте)

α — азимут линии простирания; β — азимут линии падения

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 находится следующим образом. Проводим две параллельные линии, расстояние между которыми соответствует высоте сечения рельефа горизонталями в масштабе карты. Далее две найденные на карте линии простираения соединяем перпендикуляром (линия mn на рис. 77). Величина отрезка mn , представляющего собой заложение, переносится на верхнюю из параллельных линий. Затем точка n , лежащая на линии простираения с более низкой отметкой, проектируется на нижнюю линию в точку n' . Точки m и n' соединяем прямой, которая будет изображать собой пласт, и с помощью транспортира находим угол падения (φ). Сравнение направлений линий простираения, построенных в различных частях карты, позволяет выявить изменения в азимутах падения и простираения пласта и в угле его падения.

ПЛАСТОВЫЕ ТРЕУГОЛЬНИКИ

На карте с изображением выхода пласта на поверхности (см. рис. 75) легко подметить одну характерную особенность в форме изгиба линии выхода пласта на поверхности. Она изогнута так, что образует сравнительно резко выраженные углы в самой низкой точке рельефа (точка M) и в самой высокой (точка K). Угол, лежащий в самой низкой точке рельефа, направлен 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 определять направление падения слоев в тех случаях, когда на топографической основе

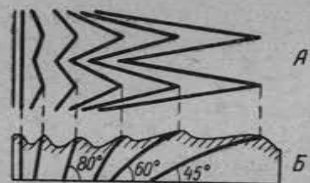


Рис. 78. Изменение формы пластовых треугольников в зависимости от угла падения пласта

А — план; Б — вертикальный разрез

геологической карты отсутствуют горизонталы. Слои наклонены в ту сторону, куда направлен угол, образованный линией выхода слоя на поверхности, лежащий в самой низкой точке рельефа (в долине) и в сторону, обратную направлению угла, лежащего в самой высокой точке рельефа (на водоразделе).

Форма угла, указывающего на направление падения, в пластовых треугольниках может быть различной. Она зависит от угла падения слоев и от 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. 78). При одинаковом наклоне слоя выход его на крутом рельефе имеет более острый угол, чем на пологом рельефе.

На рис. 79 (А и Б) показано два примера с пластовыми треугольниками; на таких же картах, но с горизонталями

(В и Г) подтверждается правильность приведенного выше определения. Построив на каждом примере по две линии простираения, определяем положение линии падения, которая перпендикулярна к линии простираения и направлена от линии простираения с большей высотой в сторону линии простираения с меньшей высотой, т. е. в ту сторону, в которую направлен угол, образованный изгибом пласта в самой низкой точке рельефа.

При определении направления наклона слоев по пластовым треугольникам необходимо иметь в виду некоторые исключения.

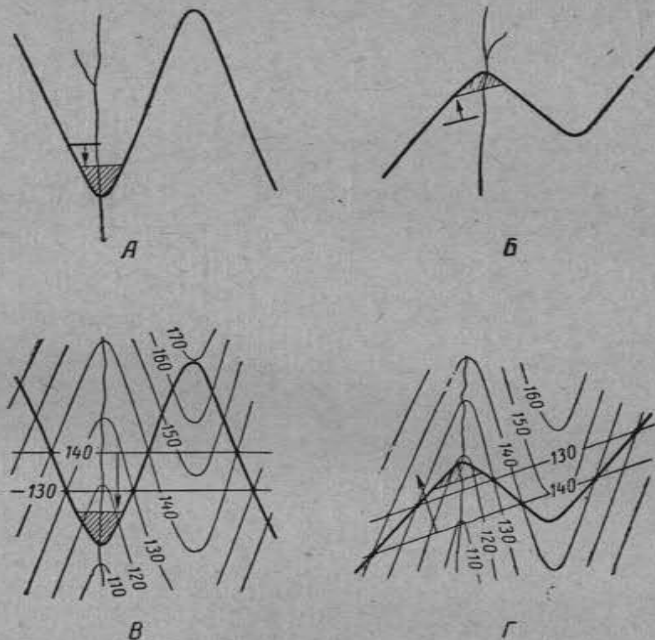


Рис. 79. Примеры определения направления наклона пород по пластовым треугольникам. (Объяснение в тексте)

Пластовыми треугольниками можно пользоваться только в тех случаях, когда угол наклона слоев больше угла наклона поверхности рельефа. Если угол наклона слоев окажется меньше угла наклона поверхности рельефа, правило пластовых треугольников сохраняет свое значение, однако угол, образованный изгибом слоя, направленный в сторону падения слоя, будет расположен не в долине, а на водоразделе (рис. 80), так как линия выхода слоя на поверхности в долине окажется выше, чем линия его выхода на водоразделе.

Если не учитывать эту особенность, можно ошибочно принять направление угла, лежащего в долине, за направление падения слоя.

Не следует также путать пластовые треугольники с изгибами горизонтально залегающего слоя, образующимися на поверхности расчлененного рельефа.

При определении направления наклона по картам, лишенным горизонталей, или по картам с выровненным плоским рельефом, следует руководствоваться общим правилом: при наклонном нормальном залегании слоев падают в сторону

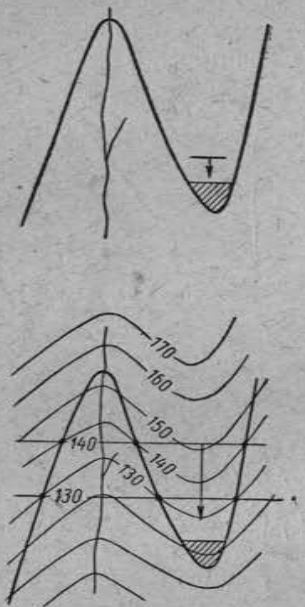


Рис. 80. Изображение пласта на карте без горизонталей; внизу тот же участок на карте с горизонталями. В том случае, если угол наклона слоев меньше угла наклона рельефа, пластовые треугольники, указывающие направление падения пород, располагаются не в долинах, а на водоразделах

восток, что легко проверить, построив разрез по линии АБ через буровую скважину В. Если не могут быть наклонены в северо-западном направлении, так как в этом случае древние отложения налегали бы на молодые, что при нормальном залегании пород невозможно.

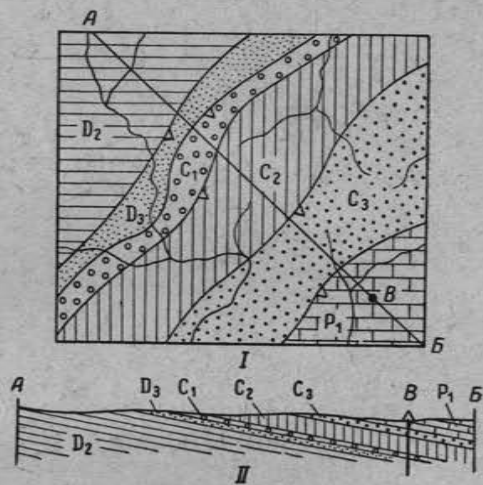


Рис. 81. Геологическая карта масштаба 1:100 000 (I); геологический разрез (II). В точке В — буровая скважина. При нормальном наклонном залегании слоев падают в сторону расположения более молодых отложений

расположения более молодых отложений.

На рис. 81 приведена геологическая карта с изображением наклонно залегающих слоев. Все породы на этой карте наклонены на юго-

ИЗОБРАЖЕНИЯ НАКЛОННО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

При наклонном залегании и выравненном, слабо расчлененном рельефе слои вытягиваются вдоль их общего простирания. При расчлененном рельефе наклонно залегающие слои плавно или зигзагообразно изогнуты при сохранении их общего простирания (рис. 82).



Рис. 82. Наклонно залегающие слои, обнаженные на расчлененном рельефе. Масштаб аэрофотоснимка 1:20 000

Элементы залегания слоев на аэрофотоснимках могут быть установлены по форме их выхода на поверхности. Конфигурация выхода слоя, как об этом говорилось выше (см. стр. 105), зависит от формы рельефа и угла наклона слоя.

При выравненном рельефе, ввиду отсутствия долин и возвышенностей, составить представление об условиях залегания пород по аэрофотоснимкам чрезвычайно трудно, а нередко и совершенно невозможно. Резкий, расчлененный рельеф, наоборот, создает благоприятные условия для выявления элементов залегания по аэрофотоснимкам.

Элементы залегания при наклонном положении слоев определяются по пластовым треугольникам (см. стр. 112). При плавных водоразделах, широких долинах и небольших превышениях рельефа пластовые треугольники обычно широкие и плавные (рис. 83). При расчлененном крутом рельефе пластовые треугольники оказываются частыми и резкими. Выходы слоев



Рис. 83. Пластовые треугольники при пологом залегании пород и плавном залесенном рельефе



Рис. 84. Изменение формы пластовых треугольников с изменением угла падения. Масштаб аэрофотоснимка 1:20 000

а — круто наклоненные слои; *б* — полого наклоненные слои

на поверхность в этих случаях нередко имеют вид непрерывных зигзагов.

При пологом залегании слоев пластовые треугольники вытягиваются, а угол, указывающий на направление падения, становится острым. Этот угол с увеличением угла падения слоев становится менее острым, и при крутом залегании он превращается в тупой (рис. 84). При вертикальном залегании слоев их выходы образуют на снимках ровные 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.

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, углы 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 будет истинным. В разрезах, направление которых совпадает с направлением линии простирания, слои будут иметь горизонтальное положение (рис. 85).

При косом положении разреза относительно линии простирания угол наклона слоев на разрезе будет иметь промежуточное значение между 0° и истинным углом падения. Мощность слоев на таких разрезах окажется больше истинной, т. е. видимой.

Для нахождения угла падения слоев в косом разрезе в конце книги приведены таблицы (приложение № 1) и специальная номограмма (приложение № 2).

При изображении наклонно залегающих слоев вертикальный масштаб разрезов необходимо брать равным горизонтальному. На таких разрезах углы падения слоев будут соответствовать углам, наблюдающимся в действительности. Однако могут встретиться такие условия, при которых вертикальный масштаб разрезов приходится увеличивать. Это приходится делать в тех случаях, когда на разрезе, имеющем мелкий вертикальный масштаб, показываются слои с небольшой мощностью и незначительным углом наклона или тогда, 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 стано-

ваться больше истинных углов. Следовательно, на таком разрезе с увеличенным вертикальным масштабом изображение положения слоев будет не действительным, а искаженным, что заставляет геологов по возможности избегать увеличения вертикального масштаба и строить разрезы при соотношении масштабов 1:1.

При увеличении вертикального масштаба разрезов новые, увеличенные углы падения слоев находятся по таблице, приведенной в приложении № 3.

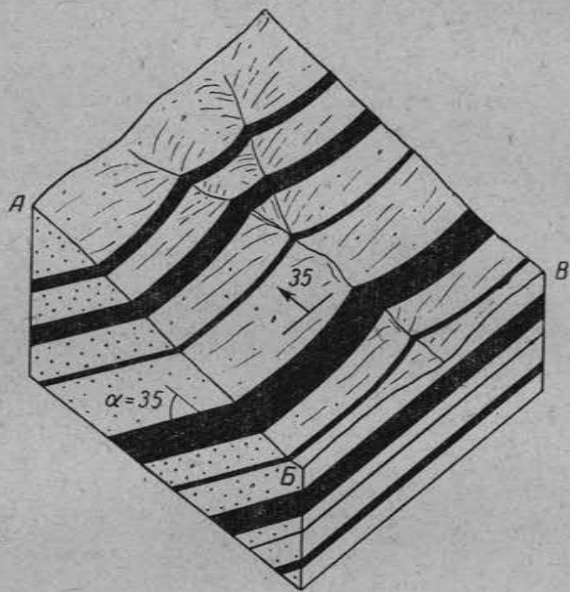


Рис. 85. Блок-диаграмма наклонно залегающих слоев. На разрезе, направленном по линии падения, углы наклона и мощности пород истинные (разрез по *АВ*); на разрезе, параллельном линии простирания, слои имеют горизонтальное положение (разрез по *ВВ'*)

Если разрез с увеличенным вертикальным масштабом строится по косому направлению относительно линии простирания, вначале вычисляют измененный угол для косога 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 наносятся на разрезе не в горизонтальном масштабе, а в увеличенном вертикальном масштабе.

Необходимо иметь в виду, что на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом искажаются не только углы падения

слоев, но и их мощность. Поэтому замеры мощностей на таких разрезах, даже направленных по линии падения, производить нельзя.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 8

Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, стр. 69—85; 161—170, 1952.

Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостехиздат, стр. 50—60; 217—237, 1956.

ГЛАВА 9

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

В этой главе рассматриваются складчатые формы залегания слоистых толщ, выраженные изгибами слоев, разнообразными по своей форме и происхождению.

СКЛАДКИ И ИХ ЭЛЕМЕНТЫ

Складками называются полные перегибы в слоях горных пород (до обратного падения).

Среди складок выделяются две основных разновидности: антиклинальные и синклиналильные складки. Антиклинальными

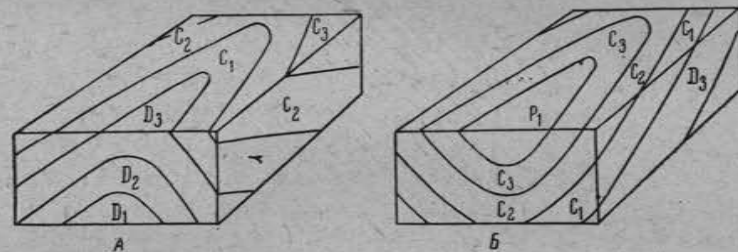


Рис. 86. Антиклинальная (А) и синклиналильная (Б) складки

складками (антиклиналями) называются складки, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых, периферических частей (рис. 86, А). В синклиналильных складках (синклиналях) центральные части сложены породами более молодыми по сравнению с породами, слагающими их краевые части (рис. 86, Б).

У смежных антиклинали и синклинали одна часть является общей.

В складке выделяются следующие элементы. Часть складки в месте перегиба слоев называется замком, сводом или ядром (1—2; 3—4; 5—6; 7—8 рис. 87). Термин «ядро складки»

употребляется при характеристике пород, слагающих замок складки. При описании формы складки употребляются термины «свод» или «замок».

Части складок, примыкающие к своду (замку), называются крыльями (2—3; 4—5; 6—7, рис. 87).

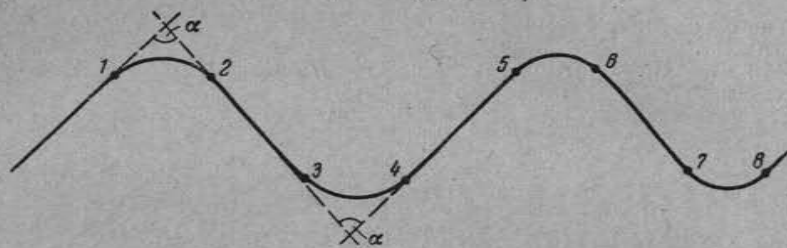


Рис. 87. Элементы складки (объяснение в тексте)

Угол, образованный линиями, являющимися продолжением крыльев складки, называется углом складки (α на рис. 87). Осевой поверхностью складки называется поверхность, делящая угол складки пополам (рис. 88).

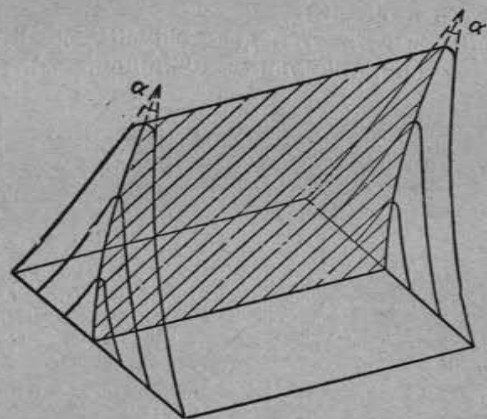


Рис. 88. Осевая поверхность складки (заштриховано). α — угол складки

Осевой линией складки или осью складки называется проекция на горизонтальную плоскость линии пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа. Осевая линия характеризует ориентировку складки в плане. Ее положение определяется азимутом простирания. На карте осевая линия находится путем деления пополам угла, образуемого крыльями складки. На рис. 89 приведены примеры условных знаков для изображения осевых линий на картах.

Шарниром складки (кровлей или подошвой) называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев, составляющих складку (рис. 90). Шарнир характеризует строение складки в вертикальном разрезе вдоль осевой поверхности складки (рис. 91). Его положение определяется азимутом погружения (или воздымания) и углом погружения (или воздымания).

При изображении шарнира на картах его положение не всегда совпадает с осью складки. Лишь в том случае, если осевая поверхность складки вертикальна, изображение шарнира и оси совместится на карте в одну

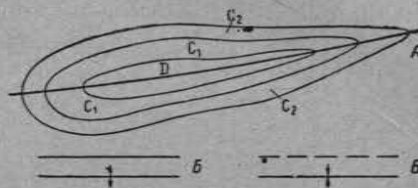


Рис. 89. Осевая линия антиклинальной складки, построенная по карте (А). Условные знаки для изображения на картах осевых линий антиклинальных (Б) и синклинальных (В) складок

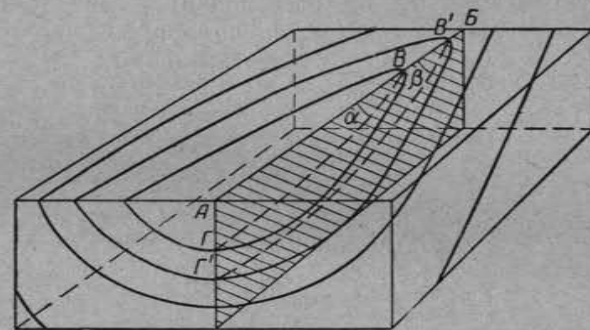


Рис. 90. Положение осевой линии (АВ) и шарнира (ВГ и В'Г') в складке; α и β — углы погружения шарнира

линию (рис. 92-I). В складках с наклонной осевой поверхностью положение шарнира на карте может сильно отличаться от положения оси (рис. 92-II).

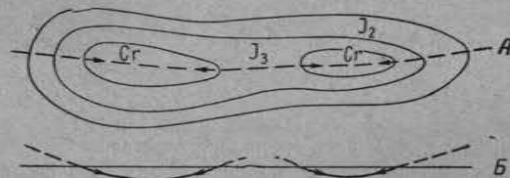


Рис. 91. Положение шарнира в синклинальной складке в плане (А) и в разрезе (Б), построенного по кровле меловых пород. Осевая поверхность складки вертикальна

Однако, 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

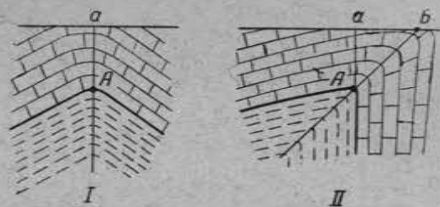


Рис. 92. Примеры, поясняющие различие в положении шарнира и осевой линии в складке. (Изображены вертикальные разрезы, перпендикулярные осевой поверхности складки)

могут быть указаны прямо на осевой линии. На рис. 93 приведены примеры условных знаков для шарниров складок.



Рис. 93. Условные знаки для изображения шарниров складок на карте.

А и Б — для антиклинальных складок. В — для синклинальных складок. Направление погружения шарниров на рис. А и В указано стрелками, на Б — утолщениями осевой линии. Цифры — углы погружения шарниров

Гребневой поверхностью складки называется поверхность, соединяющая самые высокие точки в складке

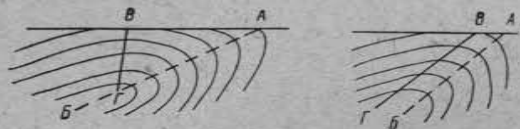


Рис. 94. На рисунках изображено положение осевой (АВ) и гребневой поверхностей (ВГ) в вертикальном поперечном разрезе складки

(рис. 94). Гребнем складки называется линия пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки.

Определение гребневой линии в складках бывает важно при

изучении наклонных и опрокинутых складок, 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. 95).

Длиной складки называется расстояние вдоль осевой линии между пунктами погружения одного и того же стратиграфического горизонта на различных концах складки. Ширина складки (или горизонтальный размах) составляет расстояние между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. 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.

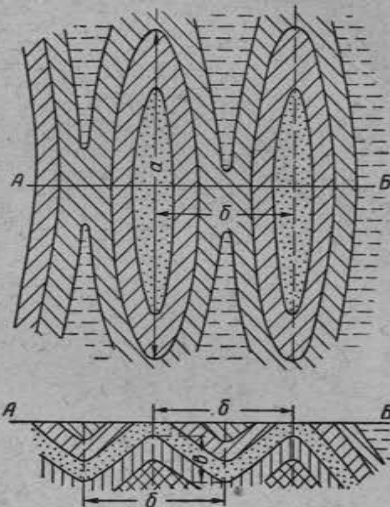


Рис. 95. Размеры складок: а — длина; б — ширина (горизонтальный размах); в — высота (вертикальный размах)

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.

1. По положению осевой поверхности выделяют:

А. Симметричные складки с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 96, 1).

Б. Асимметричные складки с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев (рис. 96, 2).

Асимметричные складки, в свою очередь, могут быть разделены на четыре вида складок:

1. Наклонные складки с падением крыльев в противоположные стороны под различными углами и наклонной осевой поверхностью (рис. 96, 3).

2. Опрокинутые складки с крыльями, наклоненными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью (рис. 96, 4).
 В опрокинутых складках различают нормальное и опрокинутое (или подвернутое) крылья (рис. 96, 5; 6). В нормаль-

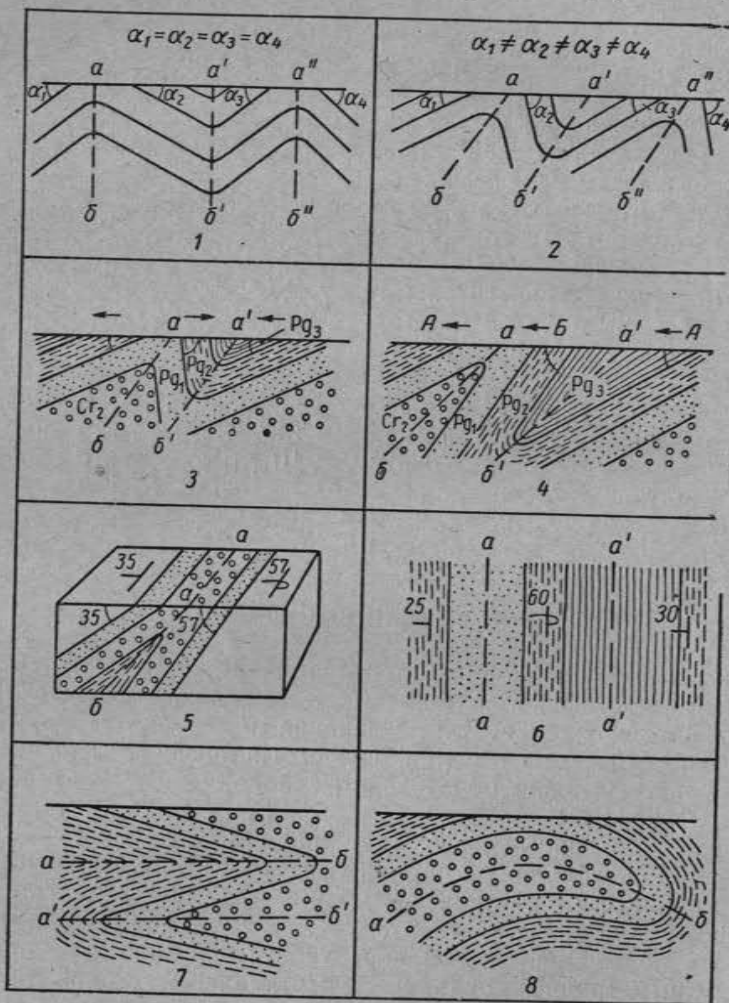


Рис. 96. Деление складок по положению осевой поверхности:
 1 — симметричные складки; 2 — асимметричные складки; 3 — наклонные складки;
 4 — опрокинутые складки в вертикальном разрезе; 5 — опрокинутые складки на блок-диаграмме; 6 — опрокинутые складки в плане; 7 — лежачие складки; 8 — ныряющие складки (изображены разрезы)

ном 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. 96, 7).

4. Ныряющие складки с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения (рис. 96, 8).

II. По соотношению между крыльями складки выделяются:

1. Простые или нормальные складки с падением крыльев в различные стороны (рис. 97, 1).

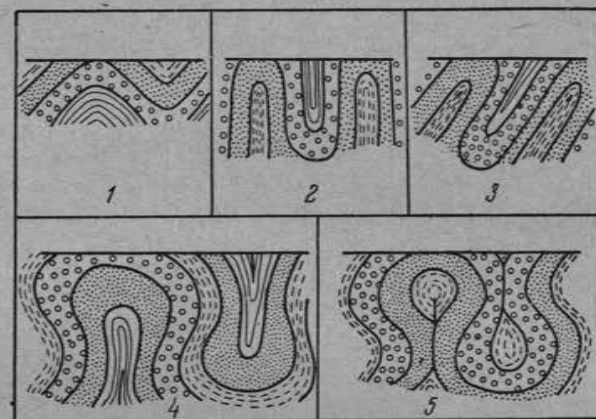


Рис. 97. Деление складок по соотношению между крыльями.

1 — простые складки; 2 — изоклиальные прямые складки; 3 — изоклиальные опрокинутые складки; 4 — веерообразные складки; 5 — веерообразные складки с пережатым ядром (изображены разрезы)

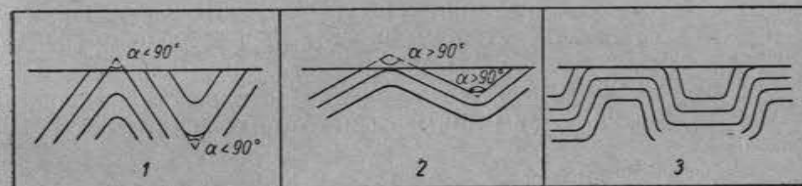


Рис. 98. Деление складок по форме замка

1 — крутые складки; 2 — пологие складки; 3 — коробчатые (сундучные) складки (изображены разрезы)

2. Изоклиальные складки с параллельным расположением крыльев. При вертикальном расположении крыльев изоклиальные складки называются прямыми, при наклонных крыльях — опрокинутыми (рис. 97, 2, 3).

3. Веерообразные складки с веерообразным расположением слоев. Ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатыми, т. е. отделенными от остальных их частей (рис. 97, 4, 5).

III. По форме замка различаются:

1. Крутые складки с углом складки меньше 90° (рис. 98, 1).
2. Пологие складки с углом складки больше 90° (рис. 98, 2).
3. Сундучные (или коробчатые) складки с плоскими замками и крутыми крыльями (рис. 98, 3).

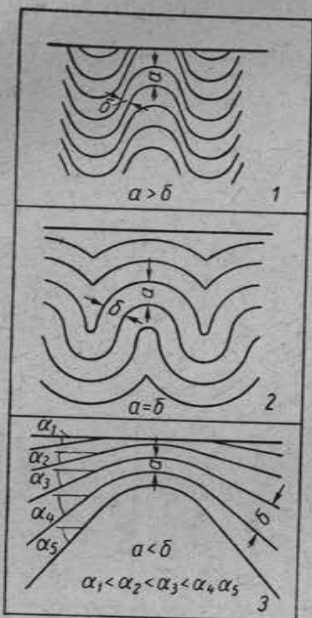


Рис. 99. Деление складок по соотношению мощностей на сводах и на крыльях.

1 — подобные складки; 2 — концентрические складки; 3 — складки с утоняющимися слоями в своде (изображены разрезы)

них характерно увеличение угла падения на крыльях с глубиной. На рис. 100 приведены примеры некоторых форм складок.

ДЕЛЕНИЕ СКАДОК В ПЛАНЕ

В плане складки делятся на три группы: линейные, брахиформные и куполовидные.

Линейными складками называются складки, у которых отношение длины к ширине больше трех (рис. 101). Складки, у которых это отношение меньше трех, называются брахиформными (брахиантиклиналями и брахисинклиналями, рис. 101, 102). В случае приблизительно одинаковых поперечных размеров складки называются куполовидными (синклинальные складки этого вида называются чашевидными складками).

IV. По соотношению мощностей слоев на крыльях и в сводах складок различают:

1. Подобные складки, у которых мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной (рис. 99, 1).

2. Концентрические складки с одинаковой мощностью слоев в своде и на крыльях. С глубиной радиус кривизны свода таких складок должен изменяться и антиклинали становятся более резкими, а синклинали расплываются (рис. 99, 2).

Следует отметить, что 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. Складки с утоняющимися замками (рис. 99, 3). В складках этого вида мощности пород в сводах меньше, чем на крыльях, вследствие чего для

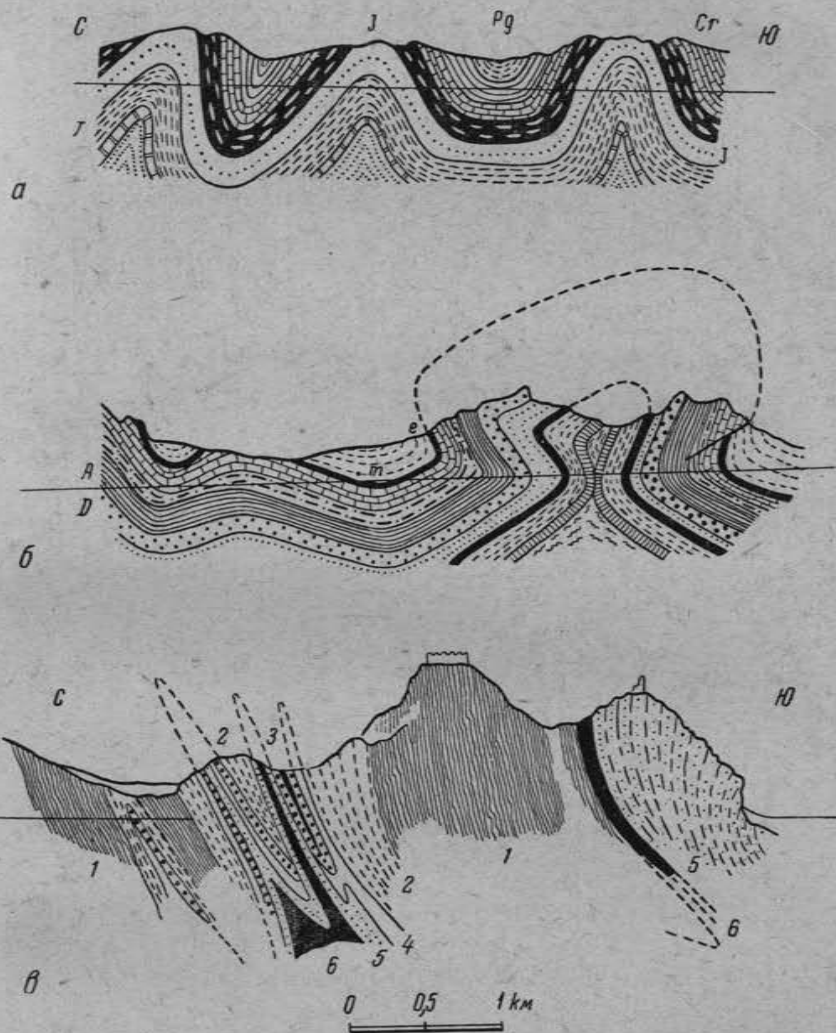


Рис. 100. Формы складок:

a — прямые и наклонные складки; б — веерообразная складка в юрских горах (по А. Гейму); в — изоклинальные складки во Французских Альпах (по М. Люжону); 1 — лейасовые сланцы („блестящие сланцы“); 2 — лейасовый известняк; 3 — доломитизированный известняк; 4 — гипс; 5 — кварцит; 6 — каменноугольные породы

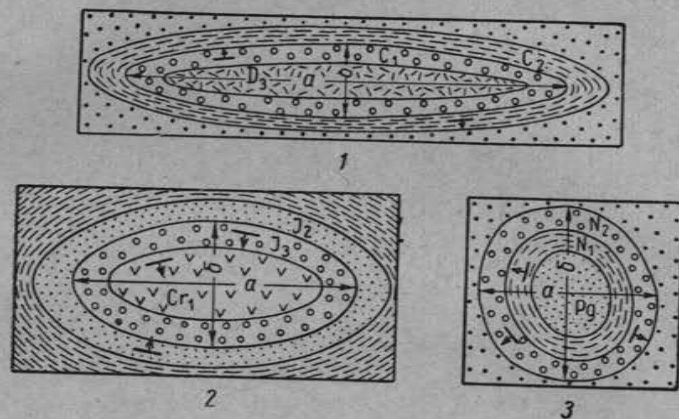


Рис. 101. Деление складок в плане:

1 — линейные складки $\frac{a}{b} > 3$; 2 — брахиформные складки $\frac{a}{b} < 3$;
3 — куполовидные складки $\frac{a}{b} \approx 1$



Рис. 102. Брахисинклиальная складка, сложенная красноцветными пермскими породами. Центральный Казахстан (аэрофотоснимок)

На форму складок в плане большое влияние оказывает положение их шарниров. При горизонтальных шарнирах крылья складок параллельны осевой линии. Там, где шарнир погружается или воздымается, слои огибают осевую линию. Участки антиклинальных складок с погружением шарнира носят название периклинального замыкания (рис. 103, 104). Слои на таких участках падают в стороны от ядра складки. В синклинальных складках участки с погружением шарнира называются центриклинальным замыканием. 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 очень крутые или равны 90° (рис. 103, 4).

ДИАПИРОВЫЕ СКЛАДКИ

Диапировые складки (или складки протыкания) образуются благодаря внедрению пластичных горных пород в окружающие их менее пластичные и более хрупкие породы. К горным 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.

9 Михайлов А. Е.

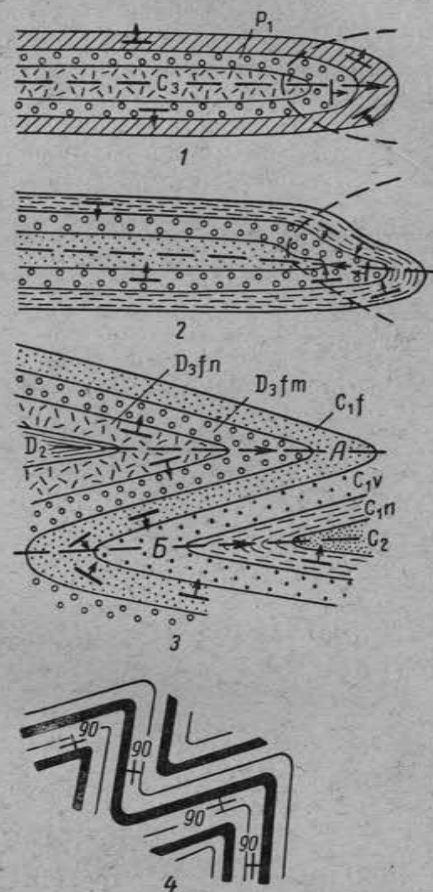


Рис. 103. Периклинальные погружения антиклинальной складки (1); центриклинальное погружение синклинальной складки (2); периклинальное (3, А) и центриклинальное (3, Б) погружение складок; складки с вертикальными шарнирами (4)

На рис. 103 — 3 — А — периклинальное погружение; Б — центриклинальное погружение складок. На рис. 103 — 4 — складки с вертикальными шарнирами

Пунктир — оси складок. Стрелки — направления погружения шарнира

Наиболее широко развитыми разновидностями диапировых складок являются соляные куполы и глиняные диапиры.

В соляных куполах следует различать ядро, сложенное пластичными породами, и окружающие ядро вмещающие породы. На рис. 105 приведена схема строения диапировой складки в вертикальном разрезе. На схеме отчетливо видно резкое различие между строением ядра и вмещающими породами. Ядро носит все черты активного перемещения слагающих его пластичных



Рис. 104. Периклинальное погружение антиклинальной складки, сложенной известняками визе. Центральный Казахстан (аэрофотоснимок)

масс, 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 очертания ядра неодинаковы на различных глубинах. В этом отношении интересен купол Ромны на Украине. В верхнемеловых отложениях ядро складки, сложенное девонской каменной солью, 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 могли образоваться только при течении вещества. Отдельные прослои, слагающие

эти складки, местами очень сильно растянуты, местами же завернуты в сложные извивы или образуют сгустки и неправильные раздувы.

Вмещающие породы на контакте с ядром раздроблены и срезаны пластичными породами ядра. Вблизи ядра вмещающие породы имеют крутое залегание, нередко они поставлены на голову или запрокинуты. В них развиваются многочисленные разрывы и поверхности скольжения, по которым отдельные пачки или свиты отрываются от ограничивающих их пород и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния. Перемещение сопровождается развитием зон дробления и тектониче-

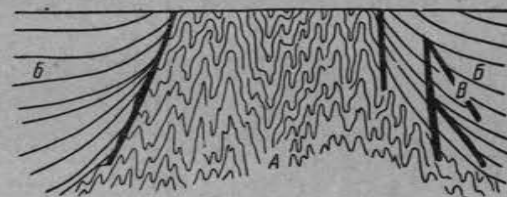


Рис. 105. Схема строения диапировой складки

А — пластичное ядро; Б — вмещающие породы; В — разрывы

ских брекчий, придающих строению вмещающих пород вблизи контакта очень большую сложность. Нарушения во вмещающих породах быстро затухают по мере удаления от ядра, и в нескольких сотнях метрах от нарушенной зоны во вмещающих породах обычно исчезают всякие следы диапиризма.

В зависимости от того, обнажается ядро на поверхности или нет, соляные куполы делятся на закрытые и открытые. В открытых куполах пластичные породы ядра выходят на поверхность. Однако из-за легкой растворимости солей и гипсов участки, в пределах которых располагается ядро, в областях с влажным климатом, в рельефе обычно выражены низинами, сильно заболочены и закарстованы. На поверхности солей развивается так называемая «соляная шляпа», представляющая собой глинистую массу, вымытую из растворенных соленосных отложений и оставшуюся на месте. Мощность соляной шляпы нередко достигает нескольких десятков метров.

В закрытых куполах пластичные породы ядра не достигают поверхности, а располагаются на той или иной глубине. На поверхности вмещающие породы куполообразно изогнуты, что легко позволяет заметить ядра закрытых куполов.

В сводах куполов нередко происходит интенсивное дробление и проседание и куполы в таких случаях принимают в плане очень сложный вид, напоминающий разбитую тарелку. Большое значение при этом может иметь циркуляция подземных вод

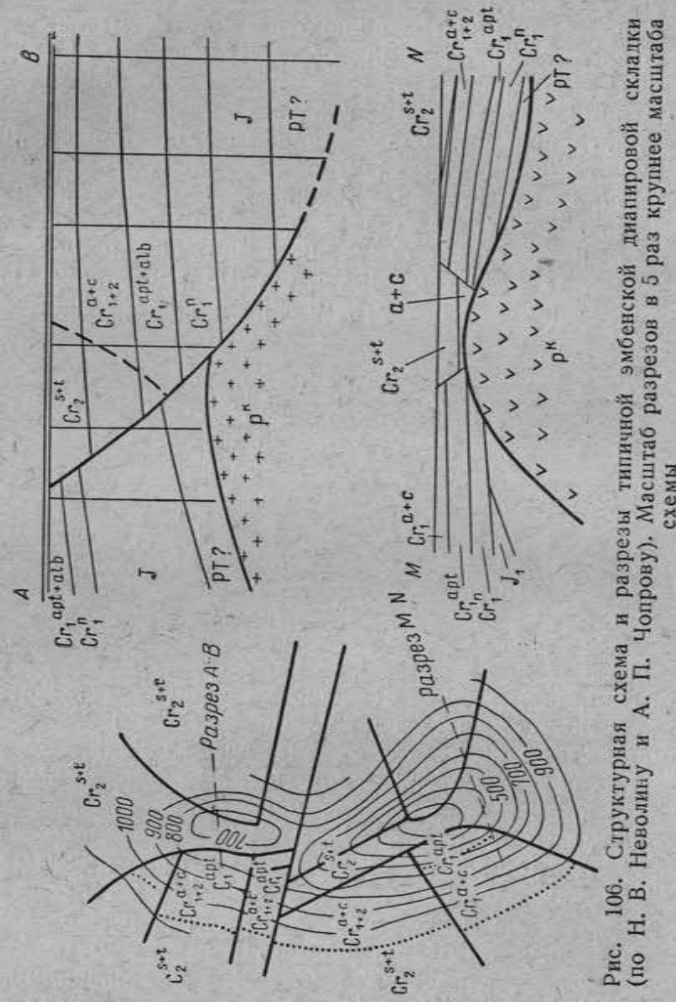


Рис. 106. Структурная схема и разрезы типичной эмбенской диапировой складки (по Н. В. Неволнину и А. П. Чолрову). Масштаб разрезов в 5 раз крупнее масштаба схемы

в пределах ядра, вызывающая растворение и вынос слагающих ядро пород. Центральные части раздробленных куполов нередко проседают и на поверхности оказываются сложенными более молодыми породами по сравнению с породами, слагающими крылья. Закрытые соляные куполы особенно широко развиты в Эмбенском районе.

По очертаниям соляных складок в плане среди них выделяются куполовидные и линейные.

Куполовидные складки имеют овальные и округлые очертания. Их поперечные размеры обычно не превышают 5 км; более крупные складки, достигающие 10 км и более в поперечнике, относительно редки. Примерами куполовидных складок являются складки Днепровско-Донецкой впадины, а также Эмбен-

ского района, где ядра складок сложены каменной солью, гипсами и ангидритами нижней перми. 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 спокойное, почти горизонтальное и нарушается лишь вблизи диапиров (рис. 106).

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 линейных складок является Оренбургское Приуралье. Складки здесь вытянуты в меридиональном направлении, в соответствии с простираем вмещающих пород. Ядра складок сложены каменной солью, гипсами и ангидритами нижнепермского возраста (рис. 107) и в плане образуют цепочки, из которых составляются огромные кольца и овалы (рис. 108). Вмещающие породы собраны в плавные складки с широкими синклиналями и узкими антиклиналями, сложенными карбонатно-терригенными отложениями верхней перми и триаса.

Соляные куполы развиваются очень медленно, в течение длительного времени. Рост соляных куполов часто происходит параллельно с формированием пород, перекрывающих пластичные массы. Об этом свидетельствует уменьшение мощностей вмещающих пород в сводовых частях куполов, выпадение отдельных свит из разрезов и появление местных размывов и несогласий.

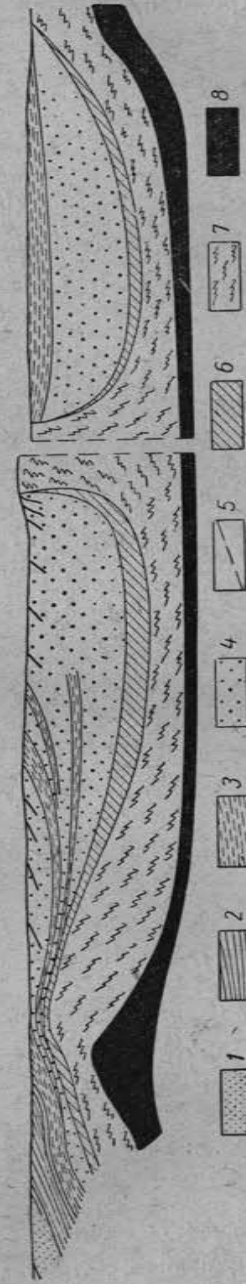


Рис. 107. Геологический разрез через одну из диапировых складок Ишимбаевского Приуралья (по А. А. Богданову и С. Г. Саркисяну)

1 — 5 пермская красноцветная толща; 6 — переходная толща; 7 — кунгурская галогенная толща; 8 — сакмарско-артистские отложения

Нередко в сводовых частях куполов выше поверхностей разрыва встречаются конгломераты, прорванные породами, слагаю-

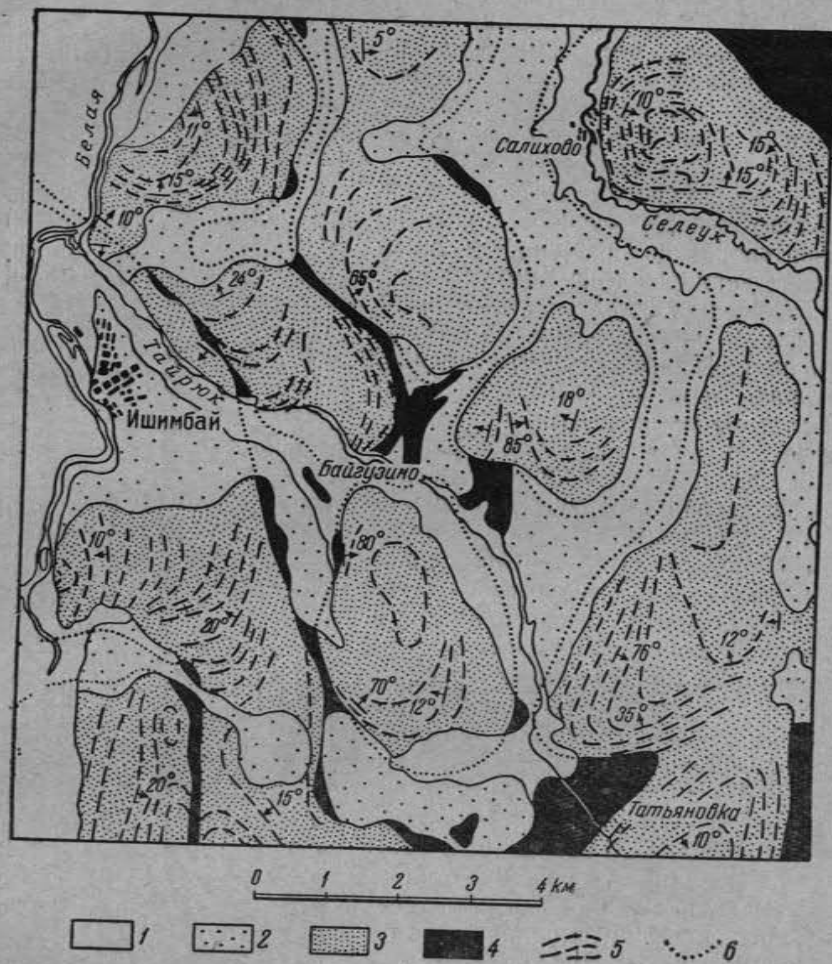


Рис. 108. Схематическая геологическая карта Ишимбаевского района (по А. А. Богданову)

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные и меловые отложения; 3 — пермские отложения; 4 — гипсы кунгурского яруса; 5 — выходы на поверхность маркирующих пластов; 6 — граница между гипсами и пермскими отложениями под покровом новейших отложений

щими ядро, в гальке которых присутствуют те же породы ядра. Такие взаимоотношения свидетельствуют о непрерывном росте купола до и после перерыва в осадконакоплении.

По подсчетам Ю. А. Косыгина формирование диапировых складок 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 большое количество гипотез. А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Г. Шгилле полагают, что образование диапировых складок связано с тангенциальным сжатием земной коры. Пластичные породы, будучи вовлечены в процесс сжатия, вместе с окружающими их хрупкими породами выжимаются из крыльев в ядра антиклиналей, где при благоприятных условиях они могут прорвать перекрывающие их породы и образовать диапировые складки (рис. 109).

Иной точки зрения придерживаются А. А. Богданов и др. Изучая строение приуральских диапировых складок, А. А. Богданов обратил внимания 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, решающими в образовании диапировых складок являются силы гравитации, которые вынуждают массы пластичных пород перемещаться с крыльев к центральным частям тех впадин, в которых происходило осадконакопление. Скопление пластичных пород в центральных частях впадин могло приводить к прорыву перекрывающих их толщ и к образованию диапировых складок (рис. 110).

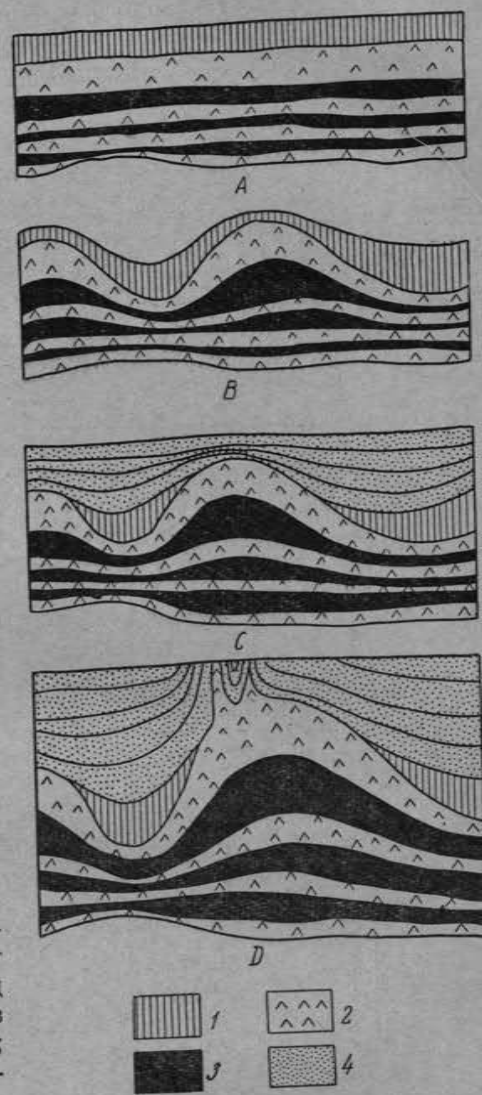


Рис. 109. Схема развития диапировых явлений в Ишимбаевском Приуралье (по Н. М. Страхову)

1 — переходная толща; 2 — ангидриты; 3 — соль каменная; 4 — уфимские отложения; А — конец кунгурского века; В — начальная (предуфимская) фаза соляной тектоники; С — дальнейший рост впадин в уфимское время; D — заключительная послепермская фаза развития соляно-тектонических форм: возникновение ангидритных интрузий

Ю. А. Косыгин и американские исследователи (Бартон, Нетльтон и др.) рост соляных куполов объясняют различием удельных весов солей (2,2) и вмещающих пород (2,5). При вер-

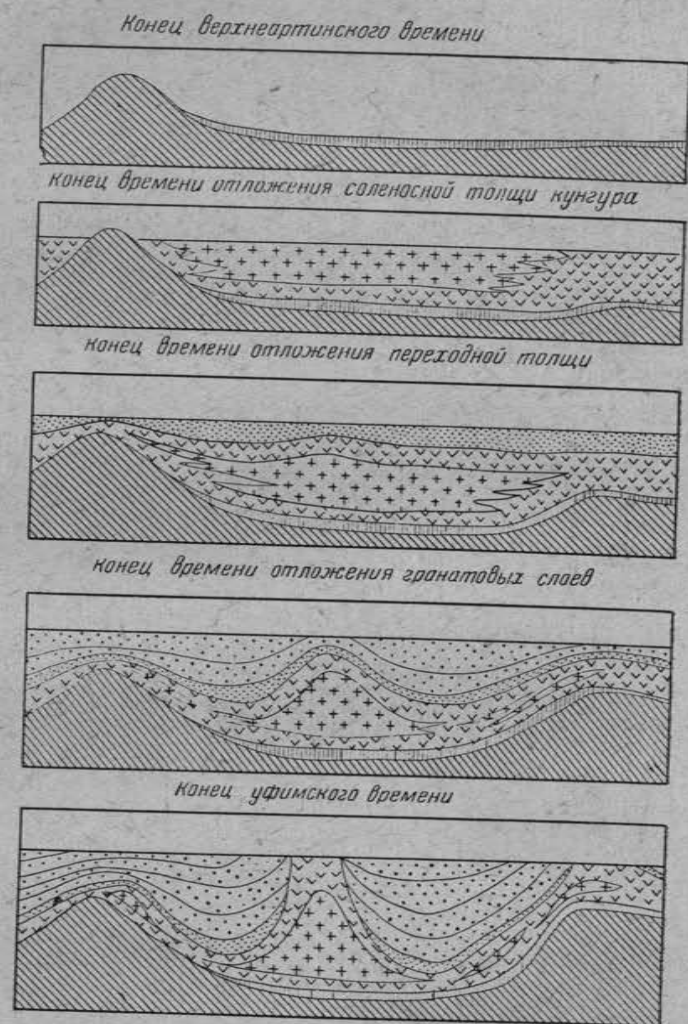


Рис. 110. Схема формирования диапировых складок Ишимбаевского Предуралья (по А. А. Богданову)

тикальной амплитуде складки, составляющей не менее 1 км, разница в давлении над сводом купола и над его крыльями может явиться причиной, вызывающей перемещение легких пластичных масс ядра складки вверх.

Касаясь оценки приведенных выше взглядов на образование соляных куполов, следует отметить, что каждый из рассмотренных процессов оказывается доминирующим при благоприятной динамической обстановке. В Предкарпатье (Румыния) в образовании соляных куполов в зоне линейной складчатости главную роль играло, по-видимому, тангенциальное сжатие миоценовых толщ. В Эмбенском районе и в Днепровско-Донецкой впадине решающее влияние оказали гравитационные силы. При достижении куполами определенной высоты в продвижении соляного ядра вверх большое значение начинает приобретать различие в удельных весах солей и вмещающих пород.

Глиняные диапирсы 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 измятым породам происходит подток воды, газа, а потом и 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.

ФЛЕКСУРЫ

Флексурами называются изгибы в слоистых толщах, характеризующиеся наклонным положением слоев при общем их горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного залегания.

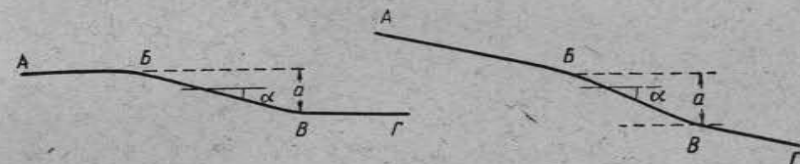


Рис. 111. Схема строения флексуры

А—В—верхнее или приподнятое крыло; В—Г—нижнее или опущенное крыло; Б—В—смыкающее крыло, α —угол наклона смыкающего крыла; а—вертикальная амплитуда смыкающего крыла

В флексурах выделяются следующие элементы (рис. 111): верхнее или приподнятое крыло (АВ), нижнее или опущенное крыло (ВГ), смыкающее крыло (БВ), угол наклона смыкающего крыла (α); вертикальная амплитуда смыкающего крыла—а.

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. Флексуры осложняют строение крыльев синеклиз и особенно широко развиты по окраинам платформ. В складчатых областях флексуры

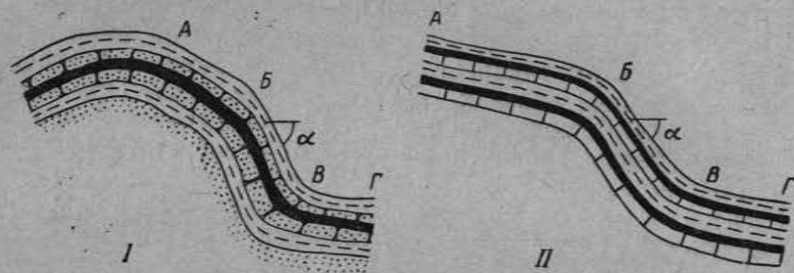


Рис. 112. Флексуры, образовавшиеся после накопления осадков. Мощность и фации на крыльях одинаковы (обозначения те же, что и на рис. 111)

I — флексуры, развивавшиеся на крыле складки; II — флексуры при наклонном залегании пород



Рис. 113. Флексура в верхнемеловых отложениях Грозненской области, развивавшаяся на крыле складки (по М. А. Семихатову)

осложняют строение крыльев складок и имеют меньшую протяженность, чем флексуры, развитые на платформах, но углы наклона их крыльев значительно круче.

Флексуры можно разделить на две группы. К первой относятся флексуры, развивавшиеся позже процессов накопления осадков, образовавших породы, слагающие флексуры. Ко второй — флексуры, развивавшиеся на фоне процессов осадконакопления. Каждая из групп флексур имеет ряд существенных отличий в своем строении.

Флексуры, образовавшиеся позже осадконакопления, не имеют различий в мощностях и в фациях на крыльях (если только фации не менялись под влиянием каких-либо общих причин в процессе осадконакопления). Флексуры в этих случаях устанавливаются по чисто геометрическим признакам: увеличению

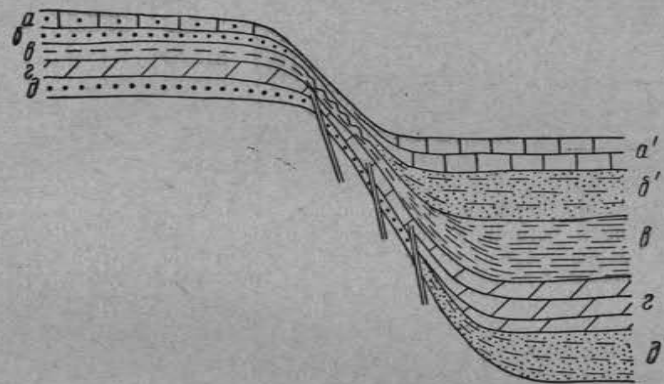


Рис. 114. Схема строения флексуры, развивавшейся параллельно с осадконакоплением. Характерны различия в мощностях и фациях на крыльях; смыкающее крыло осложнено разрывами

a — песчаные известняки; a' — известняки; б — песчаники; б' — алевролиты; в — аргиллиты; г — мергели

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 (рис. 112). Флексуры, образовавшиеся позже осадконакопления, широко развиты в складчатых областях (рис. 113) и краевых прогибах. Реже они встречаются на платформах.

Значительно сложнее строение флексур, образующихся одновременно с накоплением осадков. Отличительные черты этих флексур выражаются в резком изменении мощностей и фаций на их крыльях. На нижних, опущенных крыльях обычно отмечаются наиболее полные стратиграфические разрезы пород с наибольшими мощностями и тонкообломочные глинистые или карбонатные фации. На смыкающих крыльях мощности пород наименьшие, часто здесь появляются перерывы с выпадением отдельных членов стратиграфического разреза. Смыкающим крыльям

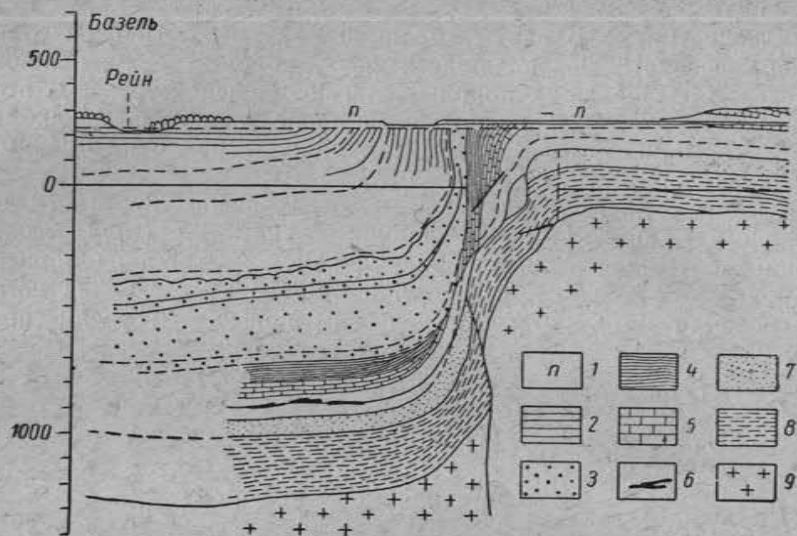


Рис. 115. Флексура в слоях юрского и палеогенового возраста, отражающая движения по сбросу в кристаллическом фундаменте. Разрез через долину Рейна у Базеля (по А. Гейму)
 1 — аллювиальные террасы; 2 — третичные; 3 — юра; 4 — верхний триас; 5 — средний триас; 6 — ангидрит и гипс; 7 — нижний триас; 8 — пермь; 9 — породы кристаллического фундамента



Рис. 116. Флексуры на юго-западной окраине Русской платформы (по А. Е. Михайлову и Д. П. Найдину)
 А — окраина Русской платформы; В — Прикарпатский краевой прогиб
 1 — границы верхнемеловых отложений; 2 — ось Львовской мульды; 3 — флексуры; 4 — область наиболее высокого положения поверхности верхнемеловых отложений

свойственны грубообломочные фации и нередко рифогенные образования. На верхних, приподнятых крыльях мощности пород значительно меньше, чем на опущенном крыле. Слагающие их фации обычно грубообломочные. Схема и пример строения описываемых флексур приведены на рис. 114, 115.

На юго-западной окраине Русской платформы южнее Львова развиты флексуры, протяженность наиболее крупной из них составляет более 200 км, амплитуда смыкающего крыла 1,2—1,5 км (рис. 116). На глубине смыкающее крыло осложнено разрывами. Последние нередко развиваются на смыкающих крыльях флексур, особенно в глубоких горизонтах.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОВ

Процесс возникновения и развития складок в земной коре, по-видимому, весьма сложен и разнообразен. В настоящее время выяснены далеко не все стороны этого процесса и поэтому о механизме образования складок можно судить лишь предположительно, привлекая для объяснения известные нам явления из истории формирования земной коры.

Следует отметить, что до недавнего времени многие исследователи в вопросах складкообразования стремились найти такое решение, которое было бы универсальным и могло бы однозначно объяснить происхождение всех разнообразных форм складок. Даже в тех работах, в которых признавалась многопричинность в образовании складок, также обычно указывалась основная, главная причина складкообразования, а остальные считались второстепенными.

Однако накопленный при геологических исследованиях опыт свидетельствует о многообразии процессов складчатости, которые не являются следствием одной какой-либо причины, а отражают различные стороны развития земной коры.

Наиболее плодотворным в разрешении вопросов, связанных с происхождением складок, является путь признания многих причин, приводящих к формированию складчатости более или менее равноценной по своему значению, но проявляющейся с различной интенсивностью как во времени, так и в пространстве, в полной зависимости от конкретного геологического строения отдельных участков земной коры.

При изучении складок, обнаженных на поверхности на обширных территориях, прежде всего легко выявляется одна особенность их строения. В одних районах, даже в самых сложных по форме складках, слагающие их породы не обнаруживают существенных изменений своего первоначального состава. Развивающиеся иногда новые минералы, чаще всего слюды, не играют заметной роли. В других же районах слагающие складки породы полностью перекристаллизованы и сложены комплексом минералов, совершенно отличных от ранее их

составляющих. Изучение условий образования новых минералов и их расположение в складках указывает на то, что они возникли и развивались главным образом в процессе складкообразования, т. е. перекристаллизация пород и складчатость является 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, оказываются почти неизменными, в то время как 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, кварц, полевой шпат и ряд других, составляющих основную массу гнейсов и кристаллических сланцев, возможно только в условиях достаточно высокого давления и температуры. Такие условия могут возникнуть в земной коре на глубине не менее чем в несколько километров, поэтому складки, сложенные породами, образовавшимися при перекристаллизации пород первоначального 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 сдавливания, складки облекания, складки гравитационного скольжения, приразрывные складки, складки, связанные с внедрением интрузий и диапировые складки.

Складки регионального сдавливания. Эти складки образуются под влиянием сил, действующих на огромных территориях параллельно поверхности земли. Возникновение таких сил в верхней зоне земной коры обуславливается движениями по глубинным разломам, достигающим глубины в сотни километров и протягивающихся в длину на сотни и тысячи километров. Эти разломы устанавливаются по концентрации в их пределах очагов землетрясений, приуроченности интенсивной вулканической и интрузивной деятельности, анализом мощности и фаций осадочных толщ. Один из таких современных разломов выявлен у восточной окраины Азиатского материка на территории Охотского моря и Курильских островов (рис. 117, 1). Распределение очагов землетрясений показывает, что этот разлом наклонен под углом 40—50° к поверхности земли под

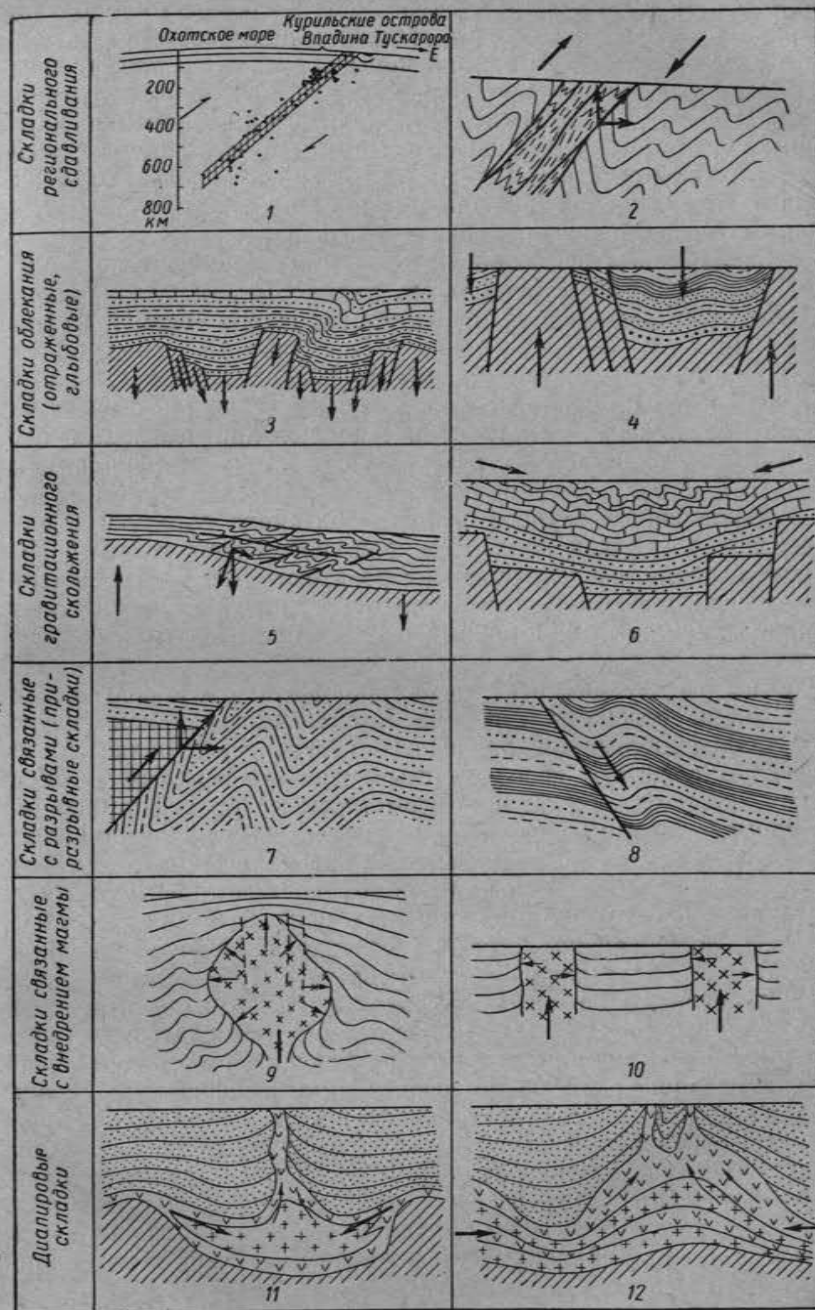


Рис. 117. Схемы образования поверхностной складчатости

материк. При движении земной коры по поверхности разлома возникает горизонтальная составляющая, которая может вызвать в верхней зоне земной коры образование поясов линейных складок, вытянутых параллельно направлению разлома (рис. 117, 2). Для складок регионального сдвигания характерны линейные симметричные и асимметричные формы с общей ориентировкой осей. Возможно, что именно так следует объяснить образование складок в палеозойских толщах Урала и Тянь-Шаня, в мезозойских отложениях Памира.

Под влиянием движений по разломам возникают впадины и сводовые поднятия в фундаменте платформы, обуславливающие распределение мощностей и фаций осадочного чехла платформ.

Складки облекания¹ («отраженные складки» по В. Е. Хаину, «глыбовые складки» по В. В. Белоусову). Складки облекания представляют собой изгибы в верхнем структурном этаже (осадочном чехле), образующиеся при глыбовых перемещениях нижнего структурного этажа (фундамента) (рис. 117, 3, 4).

В большинстве случаев складки облекания образуются одновременно с осадконакоплением при перемещениях глыб фундамента вдоль разделяющих их разрывов. Это подтверждается закономерным уменьшением мощностей в сводах антиклиналей и появлением грубообломочных фаций, перерывов и несогласий, а также увеличением мощностей отложений в ядрах синклиналей. Разрывы из фундамента могут проникать и в породы осадочного чехла, осложняя строение развивающихся в нем складок.

Складки облекания различных структурных областей земной коры обладают своеобразными чертами строения. В складчатых областях они имеют изометричные, брахиформные или коробчатые формы, реже линейные асимметричные, иногда с подвернутыми крыльями. В их расположении отсутствует общая ориентировка осей или она сохраняется лишь для отдельных районов. Нередко ориентировка осей и форма небольших складок, осложняющих строение основной складки, неодинаковы.

Складки облекания в платформенном осадочном чехле весьма различны по своей морфологии. Их характерные особенности выражаются в плавных очертаниях, незначительных углах наклона пород на крыльях, увеличивающихся обычно с глубиной, в различной форме на разных стратиграфических уровнях.

Складки гравитационного скольжения. 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. Амплитуда перемещения может достигать значительных размеров; максимальные амплитуды известных перемещений составляют 20—30 км. Большое значение при образовании складок гравитационного скольжения могут иметь пластичные толщи (соли, гипсы, ангидриты, глины), нередко играющие роль своеобразной смазки, значительно облегчающей скольжение пород.

Складки гравитационного скольжения широко распространены в складчатых областях, в которых им свойственны наклонные, опрокинутые и лежащие формы, осложненные надвигами (рис. 117, 5). Оси складок ориентируются параллельно наиболее прогнутым частям впадин. Рассматриваемые складки нередко развиваются и на незначительных по площади участках, осложняя складки регионального сдвигания и складки облекания (рис. 117, 6).

Широко распространены складки гравитационного скольжения в краевых прогибах, где они представлены наклонными и опрокинутыми линейными складками, нарушенными надвигами или гребневидными антиклиналями, разделенными широкими синклиналиями. Эти складки развиты также на отдельных участках в осадочном чехле платформ, где они осложняют крутые крылья куполовидных складок и обычно описываются под названием «мелкой складчатости».

Складки, связанные с разрывами (приразрывные складки). При перемещении пород вверх по наклонным разрывам, главным образом по взбросам и надвигам, в нижнем, лежащем крыле развиваются горизонтально или наклонно ориентированные силы, вызывающиеся давлением висячего крыла. Эти силы могут обусловить образование складок в нижнем опущенном крыле разрыва, интенсивность и форма которых 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, интенсивно проявленные 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 (рис. 117, 7). Приразрывные складки могут развиваться и на опущенных крыльях сбросов, там, где крылья при опусканиях испытывают изгибы и коробления (рис. 117, 8).

Складки, связанные с внедрением магмы. Вблизи контактов интрузий, застывающих в непосредственной близости от поверхности земли, во вмещающих породах нередко наблюдаются мелкие складки и разрывы, особенно характерные

¹ Термин «складки облекания» предложен Н. П. Херасковым в 1932 г.

для приконтактных зон гипабиссальных интрузий (рис. 117, 9, 10). Ширина полосы пород, смятых в складки, не превышает обычно нескольких десятков или сотен метров. Складки в мезозойских и третичных породах у контактов гипабиссальных интрузий широко развиты в Крыму, на Кавказе и в других местах.

Диapiroвые складки подробно описаны выше (см. стр. 129, рис. 117, 11, 12).

Приведенные выше данные далеко не исчерпывают всех возможных условий, при которых происходит образование и развитие поверхностной складчатости. Из описанных выше типов складок складки регионального сдвигания, облекания и гравитационного скольжения по площади своего распространения в поверхностных зонах земной коры составляют основную массу складчатых сооружений. Остальные типы складок имеют более узкое, местное значение, хотя в тех районах, в которых эти складки развиты, они встречаются очень часто.

Значительно менее полно изучены процессы образования глубинной складчатости.

Глубинные складки развиты преимущественно в докембрийских и, в меньшей степени, в нижнепалеозойских породах. В средне- и верхнепалеозойских, а также в мезозойских породах глубинные складки развиваются лишь в том случае, если эти породы были погружены на достаточно большую глубину.

Основную роль при перекристаллизации пород на больших глубинах играет, по-видимому, огромное одностороннее давление и перемещение вещества под воздействием этого давления. Сложные складки в таких породах, как гнейсы, особенно хорошо заметные по смятию прорывающих их жильных образований, позволяют рассматривать глубинную складчатость как складчатость течения, развивающуюся в условиях пластичного состояния горных пород при высокой температуре и большом давлении. Силы, вызывающие образование глубинной складчатости, могут действовать в горизонтальном или вертикальном направлениях. Горизонтальные силы обуславливают формирование складчатости вертикального течения; вертикальные силы — складчатости горизонтального течения.

Складки вертикального течения. Горизонтально действующие силы играют, по-видимому, основную роль в развитии глубинной складчатости. Они вызываются, по нашему мнению, общей контракцией (сжатием) нашей планеты. Основное значение в этом процессе имеют перемещения огромных сегментов земной коры (и подкорового вещества) вдоль глубинных разломов, направленных под углом к поверхности земли, благодаря чему при общем тангенциальном сжатии огромные клинья выдавливаются вверх.

Складки вертикального течения характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутыми крыльями.

горизонтальным и слабо наклонным положением шарниров, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям и кливажем.

Складки горизонтального течения. Вертикально действующие силы в глубоких зонах земной коры, приводящие к образованию складок горизонтального течения, возникают при общих поднятиях. Они вызываются главным образом перемещением магматических очагов, выдавливаемых в верхние части земной коры, которые, встречая гравитационное сопротивление вышележащих толщ, обуславливают растекание их в горизонтальном направлении.

Складки горизонтального течения обладают плавными очертаниями, крутонаклонными или вертикальными шарнирами, крутым или вертикальным падением пород на крыльях.

ДИСГАРМОНИЧНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Дисгармоничной складчатостью называется сочетание различных по своей форме складок, развитых в разнородных по составу комплексах горных пород. Появление дисгармоничной складчатости зависит от условий, в которых развиваются складки, и от состава слагающих их пород.

До недавнего времени существовало распространенное мнение о постепенном усложнении складчатости от поверхности в глубину. Накопленный за последние годы материал и в особенности данные глубокого бурения показывают несостоятельность этого мнения. При дисгармоничной складчатости породы, смятые в самые сложные складки, нередко подстилаются толщами, в которых развиты лишь плавные пологие изгибы.

Наиболее интенсивная складчатость возникает в слоистых толщах аргиллитов, мергелей, известняков, ангидритов, доломитов, гипсов и солей. В мощных массивных алевролитах, песчаниках, известняках, конгломератах и вулканогенных образованиях развиваются крупные плавные складки. При смешанном



Рис. 118. Пример дисгармоничной складчатости в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях северо-западной части Центрального Кара-Тая (по В. В. Эзу). Карбонатно-глинистые породы нижнего карбона: 1 — шукурганатский горизонт; 2 — аккалинский горизонт. Карбонатно-глинистые породы верхнего девона: 3 — жаккурганский горизонт; 4 — джидгалтинский горизонт; 5 — карпешский горизонт; 6 — песчаный французского яруса и среднего девона (толщубашская емта).

составе толщ складчатость в них зависит от состава преобладающих пород. Если среди толщи аргиллитов или известняков оказываются подчиненные прослои песчаников, не способных в силу своей малой пластичности повторить изгибы окружающих их пород, они ломаются и растаскиваются на части, приспособляясь к изгибам более пластичных пород.

Немалую роль в образовании дисгармоничной складчатости играет и механизм образования складок. Самыми сложными по своему строению оказываются складки гравитационного скольжения. Поэтому, если сформировавшиеся складки облекания или регионального сдавливания оказываются перекрытыми породами с развитыми в них складками гравитационного скольжения, складчатые комплексы, располагающиеся один над другим, резко дисгармоничны.

В качестве примера дисгармоничной складчатости могут служить складки, развитые в девонских и каменноугольных отложениях западной части Центрального Казахстана и хребта Каратау. Отложения 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 наклонные и опрокинутые складки. Складчатость верхнего этажа ориентирована параллельно осям прогибов и особенно интенсивна на их крыльях (рис. 118).

СКЛАДКИ ВОЛОЧЕНИЯ

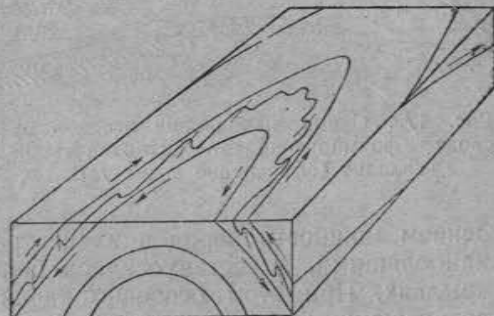
Складки волочения представляют собой разновидность дисгармоничной складчатости, отличающуюся незначительными размерами складок.

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 наложения ограничивающего их слоя (рис. 119). Этот угол может быть неодинаковым в слоях различного состава. Обычно он меньше в более пластичных породах и больше в породах менее пластичных.

В плане осевые линии складок волочения ориентированы приблизительно параллельно оси основной складки и их шар-

ниры погружаются согласно с погружением шарнира основной складки. 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 синклинали складки к замкам смежных антиклиналей, нижние слои — в обратном направлении. Острый угол между осевыми поверхностями складок волочения и поверхностями наложения обращен в сторону движения слоев.



Следует отметить, что при ином направлении скольжения слоев друг относительно друга при формировании складок, взаимоотношения между основной складкой и складками волочения могут отличаться от вышеописанных.

Рис. 119. Схематическое изображение складок волочения в плане и разрезе (по Невину). Стрелки указывают движения непластичных слоев

СВЯЗЬ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК С ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕМ

Образование складок в ряде случаев теснейшим образом связано с осадконакоплением. Оба эти процесса в таких случаях развиваются одновременно, хотя следует подчеркнуть, что обычно развитие складчатости не оканчивается с прекращением осадконакопления, а происходит и позже и нередко 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 объясняется следующим образом. Представим себе, что в морской бассейн выносится терригенный материал различной размерности, осаждающийся относительно равномерно на его дне. Если свод антиклинали окажется поднятым выше нижнего

уровня действия волн, тонкие осадки будут выноситься из его пределов во время волнений и захороняться на крыльях антиклинали. Таким образом, произойдет обогащение свода антиклинали крупнозернистым материалом и сильно уменьшится мощность осадков (рис. 120).

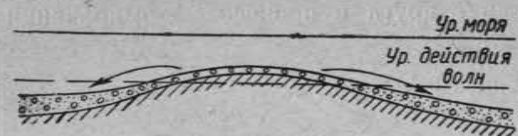


Рис. 120. Схема накопления осадков на своде формирующейся антиклинальной складки (объяснение в тексте)

Если свод антиклинали поднимется выше уровня воды, произойдет размыв ранее накопившихся на нем осадков, а образование новых толщ может начаться с отложения базальных конгломератов. При образовании синклинальных складок параллельно с осадконакоплением мощности пород в их центральных частях оказываются наибольшими, а состав осадков более мелкозернистым, чем на крыльях. При этом особенно характерны краевые несогласия, развивающиеся по краям синклиналей по мере их роста, характеризующиеся полным перекрытием ранее отложившихся



Рис. 121. Схема накопления осадков в формирующейся синклинальной складке (объяснение в тексте)

пород более молодыми и переходом последних к своду прилегающих антиклиналей на все более древние образования (рис. 121). Нередко крылья синклиналей оказываются благоприятными для накопления рифогенных известняков.

ИЗОБРАЖЕНИЯ СКЛАДОК НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

Нормальные складки на аэрофотоснимках дешифрируются по падению пород, направленному в противоположные стороны от осевой линии складки (рис. 122). Значительную помощь при этом может оказать симметричное расположение относительно осевой линии пород, одинаковых по окраске, рисунку рельефа или другим признакам (рис. 124).

Большое значение при дешифрировании складок имеют их замыкания. Периклинальные и центриклинальные замыкания складок позволяют точно наметить их оси, направления погружения шарниров, а при опрокинутых и изоклинальных



Рис. 122. Синклинальная складка, выявленная по падению пород, направленному в противоположные стороны от осевой линии. Падение пород установлено по пластовым треугольникам (указаны стрелками)

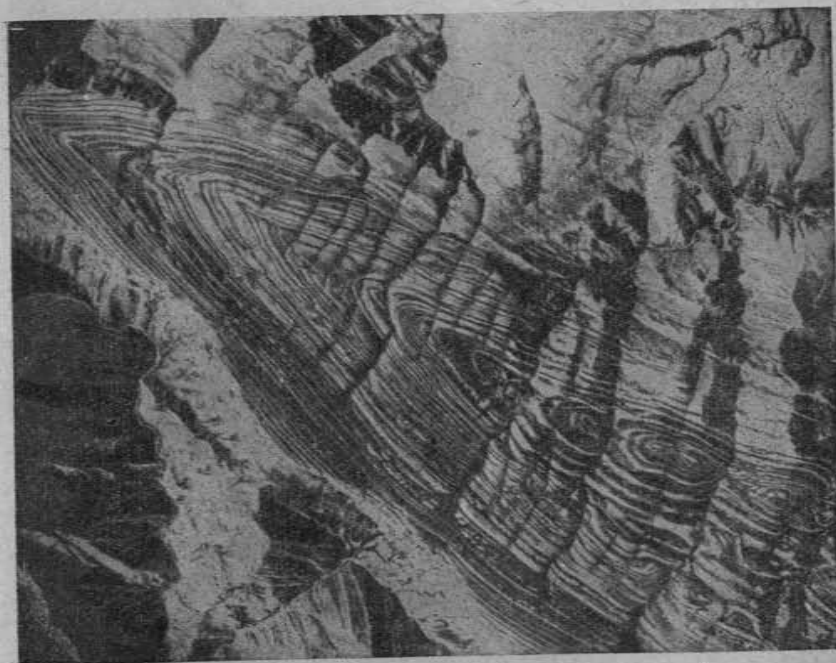


Рис. 123. Центриклинальное замыкание синклинальной складки. Масштаб аэрофотоснимка 1:30 000



Рис. 124. Антиклинальная складка с симметричным расположением слоев на крыльях.
Масштаб аэрофотоснимка 1:30 000



Рис. 125. Изоклиальные складки, дешифрируемые по периклиналильным и центриклиналильным замыканиям

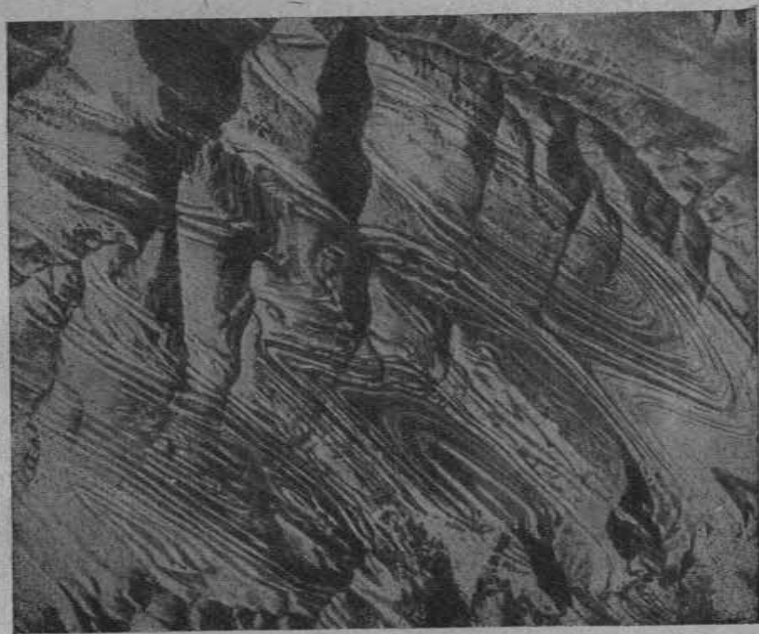


Рис. 126. Синклиальные и антиклинальные складки.
Масштаб аэрофотоснимка 1:100 000

складках — служат основным дешифрировочным признаком (рис. 123). Выявить опрокинутые и изоклиальные складки без изображения их замыканий чрезвычайно трудно, так как падения слоев на крыльях в таких складках направлены в одну и ту же сторону (рис. 125). Лишь внимательное наблюдение над симметричным расположением пород относительно оси складки позволит высказать предположение о наличии опрокинутой или изоклиальной складки, подтвердить которое можно только после обнаружения их замыкания. На рис. 126 приведен аэрофотоснимок с антиклинальными и синклинальными складками.

СПОСОБЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ СКЛАДОК НА КАРТАХ

Складки могут изображаться на обычных геологических картах или специальных структурных картах. Нанося на геологическую карту обнажающиеся на поверхности выделенные в разрезе стратиграфические горизонты, можно достичь большой детальности и выразительности в изображении складок.

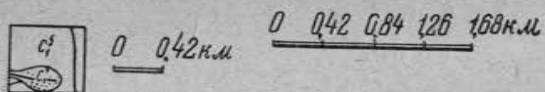
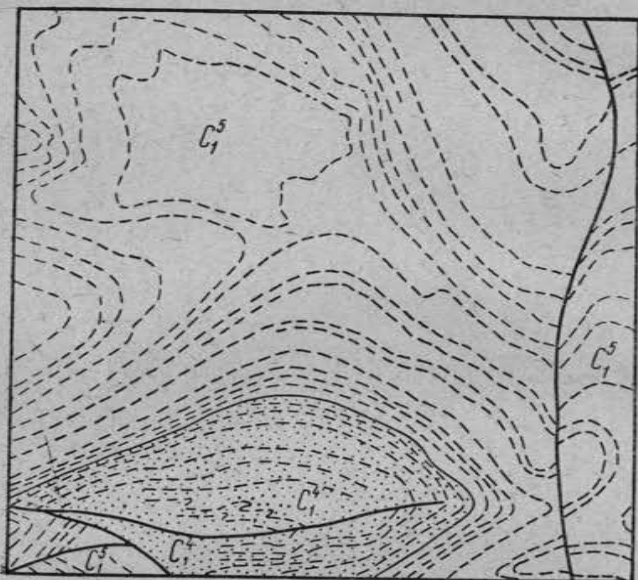


Рис. 127. Пример геологической карты масштаба 1:420 000 — внизу; сверху — та же карта в масштабе 1:42 000 с нанесенными маркирующими горизонтами песчаников и известняков.

Жирные линии — разрывы, пунктирные линии — маркирующие горизонты

Чрезвычайно важно найти правильные соотношения между дробностью стратиграфического расчленения разреза и масштабом карты. При недостаточной для заданного масштаба карты расчлененности разреза, отдельные складчатые структуры могут быть не уловлены и, наоборот, при чрезмерной дробности стратиграфического разреза карта получается мелкой и читается с трудом.

Нередко, однако, в однообразных по составу породах или при отсутствии в них окаменелостей достичь необходимой для масштаба карты расчлененности разреза не удается. В этом случае для изображения складок прибегают к выделению маркирующих горизонтов внутри стратиграфических комплексов.

Маркирующими горизонтами называются слои горных пород, обладающие широким распространением, выдержанной мощностью и признаками, позволяющими легко выделить их среди окружающих пород. Величина мощности при этом существенного

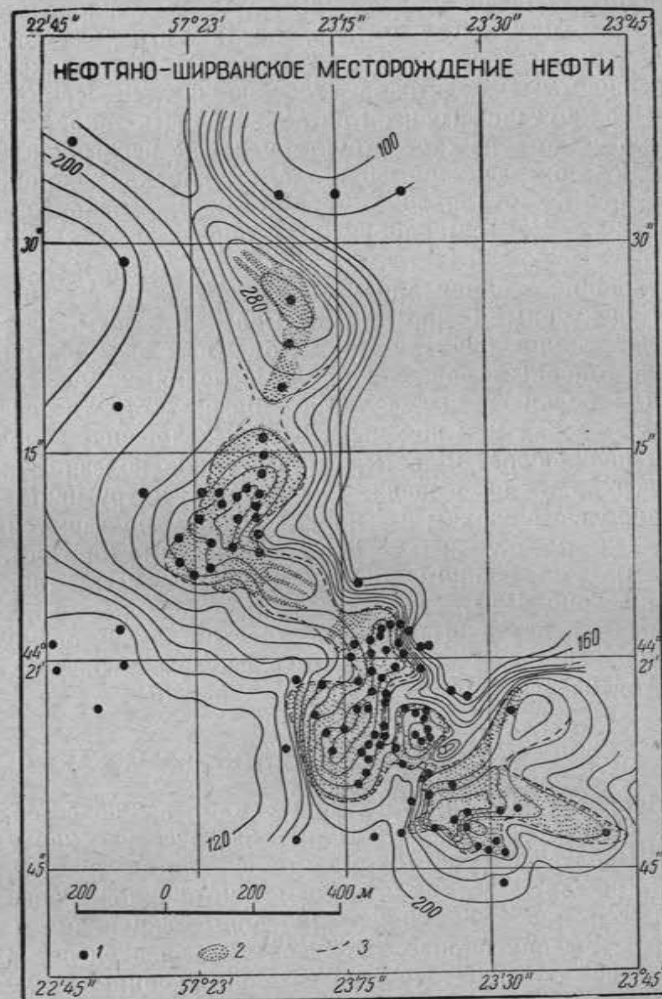


Рис. 128. Структурная карта поверхности размыва в фораминиферных слоях. (по И. М. Губкину).

1 — буровые скважины; 2 — песчаные линзы с легкой нефтью, залегающие в руслообразном размыве; 3 — граница распространения нефтеносной залежи. Подземный рельеф изображен в линиях равной высоты

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 и, наоборот, известняков среди терригенных пород; слои доломитов, гипсов, солей, и т. д. Важное значение при выделении маркирующих горизонтов имеет также характерная окраска, присутствие какого-либо одного или нескольких видов окаменелостей, конкреций (например гипсов, фосфоритов и др.), различного рода включений (пирита, марказита, 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. На рис. 127 приведен пример геологической карты, при составлении которой картирование маркирующих горизонтов играло важную роль. Если маркирующие горизонты с карты снять, она потеряет свою выразительность и детальность.

Широко применяются для изображения складок структурные карты. Структурными картами называются карты, на которых с помощью линий одинаковых высот (изогипс) изображается положение опорных поверхностей. Последними могут явиться кровля или подошва выделяемых в разрезе стратиграфических горизонтов, кровля или подошва резко выделяющегося по составу слоя или пачки слоев, пласты, заключающие полезные ископаемые, поверхности несогласия, поверхность интрузивных пород, и др. Наиболее широким распространением пользуются карты, составленные по опорным стратиграфическим горизонтам или горизонтам, включающим полезные ископаемые: газ, нефть, уголь и др. (рис. 128).

Изогипсы, проведенные по поверхности горизонтов, имеющих определенное положение в стратиграфическом разрезе, называются стратозогипсами.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ КАРТ

Методика построения структурных карт заключается в следующем. На топографическую или геологическую карту с изображением рельефа в горизонталях наносятся все пункты, позволяющие вычислить 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.

Вычисление абсолютных отметок опорного горизонта по данным буровых скважин производится следующим образом. Из буровых журналов берется высота устья скважины и глубина до опорной поверхности. Вычитая из первой вторую, получим абсолютную высоту поверхности опорного горизонта (рис. 129). Необходимо при этом учесть искривление скважин и внести соответствующую поправку.

Вычислив высотные отметки 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 треугольниками были по возможности равноугольными. Выбрав вертикальное расстояние между стратозогипсами, находят нужные отметки на сторонах треугольников и соединяют однозначные отметки плавными кривыми линиями — стратозогипсами. Весь процесс составления структурной карты очень близко напоминает изображение рельефа земной поверхности с помощью горизонталей. Интерполяция данных по сторонам треугольников производится с помощью палетки, вычерчиваемой на восковке (рис. 130).

Качество структурной карты во многом зависит от правильно построенной сети треугольников. Стремиться строить равноугольные треугольники необходимо для того, чтобы избежать появления на карте отсутствующих в действительности изгибов поверхности опорного горизонта, обусловленных только интерполяцией высотных отметок. На рис. 131 приведен пример правильной и неправильной разбивки сети треугольников.

Следует внимательно следить за тем, чтобы стороны треугольников не пересекали участки, 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. На рис. 132 приведены примеры, иллюстрирующие важность высказанного выше положения.

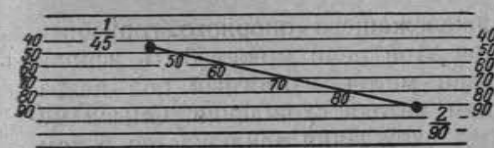


Рис. 130. Палетка для интерполяции высотных отметок по сторонам треугольников

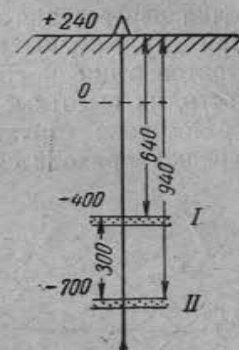


Рис. 129. Нахождение по данным бурения абсолютных отметок поверхностей верхнего (I) и нижнего (II) опорных горизонтов. Высота устья скважины +240 м;

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 в метрах; -700 — абсолютная отметка поверхности нижнего опорного горизонта

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

Рис. 132. 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

Рис. 132. 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 стратоизогипс с границами выхода горизонта. При правильно составленной карте в точках пересечения стратоизогипс и границ выхода опорного горизонта на поверхность, их высотные отметки должны быть одинаковыми.

Построив структурную карту опорного горизонта, геологам нередко приходится на той же площади определять строение

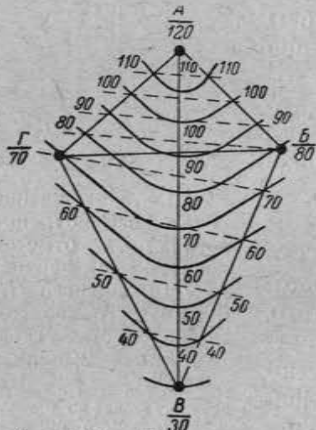


Рис. 131. Два варианта структурной карты. Первый вариант (сплошные линии) построен по сторонам треугольников АВВ и АВГ. Второй вариант (пунктирные линии) построен по треугольникам АВГ, ВВГ. Во втором варианте карты отсутствует поднятие, хорошо выраженное при первом варианте, получившееся за счет неверной интерпретации высотных отметок по линии АВ. Цифры — абсолютные высоты в метрах

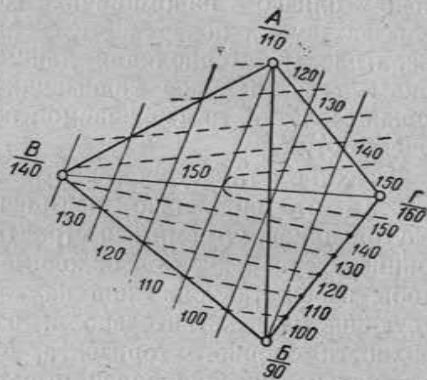


Рис. 132. Два варианта структурной карты. Первый вариант карты построен по трем скважинам А, В и В. Второй вариант карты построен по четырем скважинам А, В, В, Г. Различие в положении стратоизогипс первого и второго вариантов объясняется неверно построенной стороной треугольника между скважинами А и В (см. объяснение в тексте). Высотные отметки даны в метрах

нижележащего опорного горизонта. Для этой цели может быть использован метод, известный под названием метода схождения. Смысл метода схождения заключается в том,

что, пользуясь структурной картой верхнего горизонта и сопоставляя с ней мощность пород, отделяющих верхний опорный 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. 133).

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 чего нужно иметь данные не менее чем по трем скважинам. После добурирования до нижнего продуктивного горизонта еще двух скважин вычисляем по каждой из них мощность промежуточной толщи, оказывающейся равной в скважине А — 300 м, в скважине В — 500 м, в скважине В — 450 м. Для вычисления мощности промежуточной толщи пород необходимо из значения глубины залегания нижнего продуктивного горизонта вычесть значение глубины залегания верхнего продуктивного горизонта (см. рис. 129).

Как видно из приведенных цифр, мощность промежуточной толщи непостоянна. Для выяснения направления изменения мощности строим карту равных мощностей промежуточной толщи пород.

На картах мощностей положение равных мощностей указывается условными линиями. Линии равных истинных мощностей называются изопактами, 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 страто-

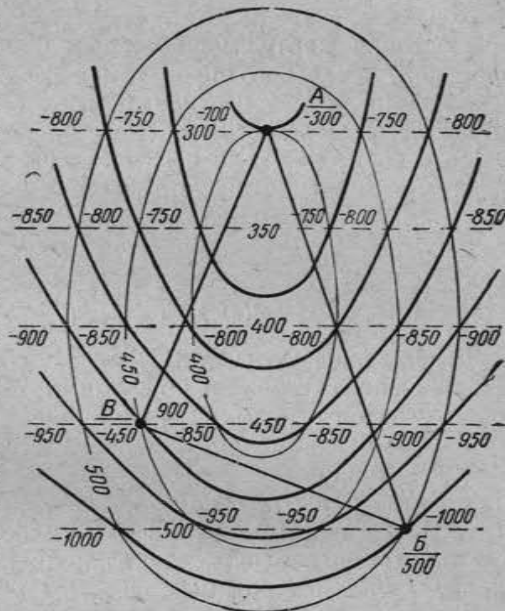


Рис. 133. Структурная карта, построенная методом схождения (объяснение в тексте). Тонкие линии — стратоизогипсы поверхности верхнего опорного горизонта; жирные линии — стратоизогипсы поверхности нижнего опорного горизонта. Пунктирные линии — изохоры. Цифры на изохорах — мощности в метрах; остальные цифры — абсолютные высоты в метрах

изогипсами верхнего продуктивного горизонта. Например, если стратонизогипсы проведены через 100 м, интервалы между изохорами также должны быть равны 100 м. Точки с одинаковыми значениями мощности на сторонах треугольников соединяют прямыми линиями, которые будут представлять собой изохоры промежуточной толщи. Если количество 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 стратонизогипс и изохор. В каждой такой точке вычисляется абсолютная отметка поверхности нижнего продуктивного горизонта, для чего из значения высоты стратонизогипсы вычитают значение изохоры. Например, если высота стратонизогипсы составляет минус 400 м, а значение изохоры равно 300 м, абсолютная отметка кровли нижнего продуктивного горизонта равна:

$$(-400 \text{ м}) - (+300 \text{ м}) = -700 \text{ м}.$$

Вычислив высоты для каждой точки, соединяем одноименные значения плавными кривыми, которые и будут представлять собой стратонизогипсы нижнего опорного горизонта.

Изображение складок на структурных картах отличается большой точностью, что обуславливает широкое использование этих карт при разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, имеющих форму пластовых залежей. Структурные карты позволяют дать площадное изображение рельефа складок, скрытых под поверхностью земли, что выгодно отличает структурные карты от геологических карт и разрезов. Однако у структурных карт существует и ряд неудобств. Основное заключается в том, что на структурной карте изображается один или два горизонта, а не весь комплекс пород, слагающих изображаемый на карте участок. В этом отношении геологическая карта имеет ряд преимуществ перед структурными картами, так как на них 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 выправлены построением стратонизогипс непосредственно на геологической карте — приемом, получающим все большее и большее распространение.

Из других недочетов структурных карт отметим сложность изображения на них опрокинутых складок и складок, нарушенных разрывами.

ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ КАРТАМ С ИЗОБРАЖЕНИЕМ СКЛАДОК

При построении разрезов через складчатые структуры направление разрезов следует выбирать так, чтобы они были ориентированы вкрест простирания осей складок. При ориентировке разреза под углом к линии простирания пород, составляющих складки, в значение угла их наклона на разрезе вводятся поправки (приложение № 1). Вертикальный масштаб разрезов должен соответствовать горизонтальному. Если вертикальный масштаб разрезов по каким-либо причинам увеличивается, то в значение углов наклона вводятся соответствующие поправки (приложение № 3). Следует, однако, помнить, что изменение углов наклона слоев на разрезе ведет к искаженному изображению строения 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 изменения в мощностях сводов и крыльев складок не отражается на масштабе построения. 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 построенных у поверхности углов наклонов слоев.

При изображении сводов складок на разрезе следует ориентироваться на форму их замыкания на карте, которая в той или иной степени повторяется в разрезе (рис. 134). 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 большую

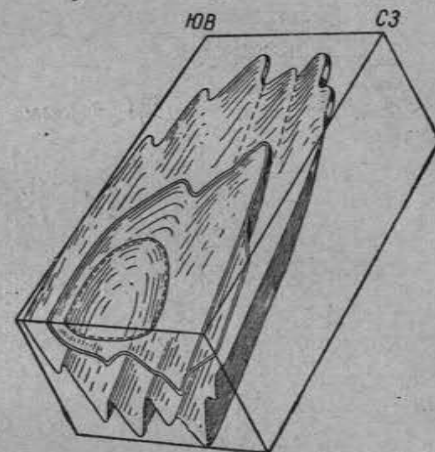


Рис. 134. Форма складки в плане повторяет форму складки в разрезе (по Р. Бертингу)

осторожность. В таких случаях большое значение приобретает изображение на разрезах осевых поверхностей складок.

На рис. 135 даны разрезы через складку. На одном из разрезов по линии ВГ положение осевых поверхностей складок не учтено, но сохранены углы падения пород (разрез по линии В'Г'), мощность пород оказалась при этом искаженной. На разрезе по линии В''Г'' положение осевых поверхностей также не учтено, сохранены мощности пород, однако углы падения оказываются искаженными. Лишь при учете положения на разрезе

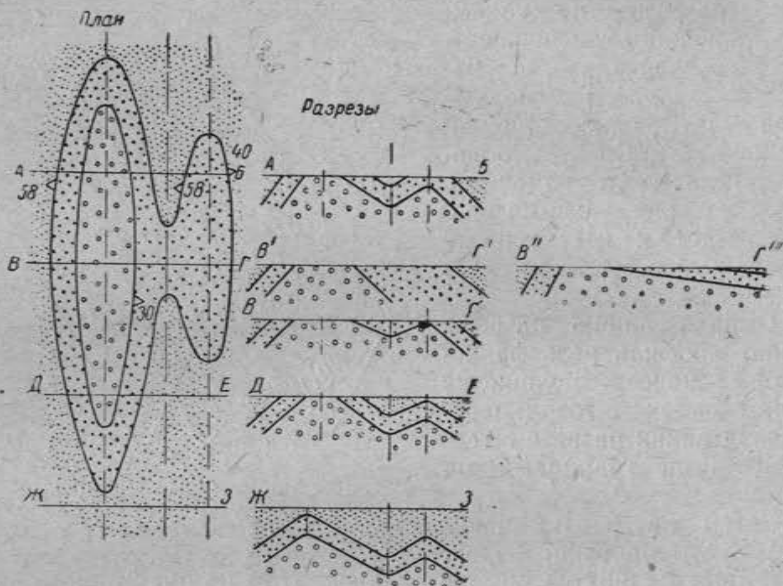


Рис. 135. Разрезы через складчатые структуры, построенные с учетом положения осевых линий (разрезы А—Б, Д—Е, Ж—З) и без учета положения осевых линий (разрезы В'—Г' и В''—Г'')

осевых поверхностей складок (третий вариант разреза — по линии ВГ) удастся достичь правильного изображения складок. Остальные разрезы построены с учетом положения осевых поверхностей складок.

Описанные выше приемы дают возможность строить 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.

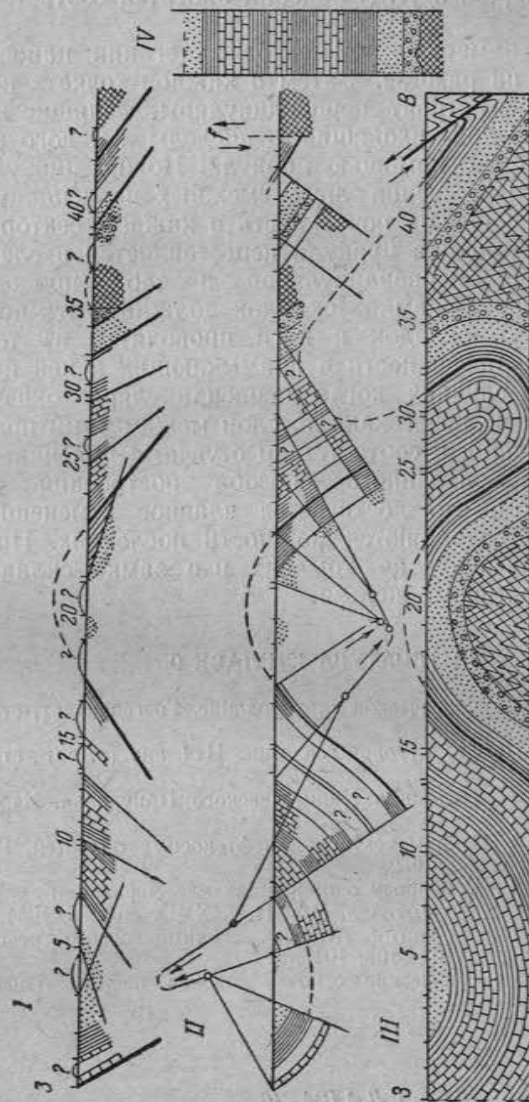


Рис. 136. Построение геологического разреза методом радиусов (по В. Н. Веберу) — нанесение на разрез геологических данных и углов падения слоев, I — построение разреза, II — окончательный составленный разрез, III — стратиграфическая колонка

На разрез с вычерченным профилем рельефа сносят все точки пересечения линии разреза с геологическими маркирующими горизонтами и осями складок (рис. 136). Далее на разрез 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

по сместителю (a_1-b_1), вертикальная амплитуда (a_1-b_2) горизонтальная амплитуда (b_1-b_2); стратиграфическая амплитуда (a_1-b_1), вертикальный отход (a_2-b_1), горизонтальный отход (b_1-a_3).

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 в разрезе.

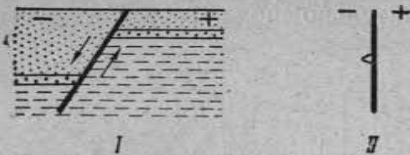


Рис. 138. Схема сброса в разрезе (I) и в плане (II)

По углу наклона сместителя выделяются: пологие сбросы, с углом наклона сместителя до 30° ; крутые — с углом наклона сместителя от 30 до 80° и вертикальные сбросы с углом наклона сместителя от 80 до 90° .

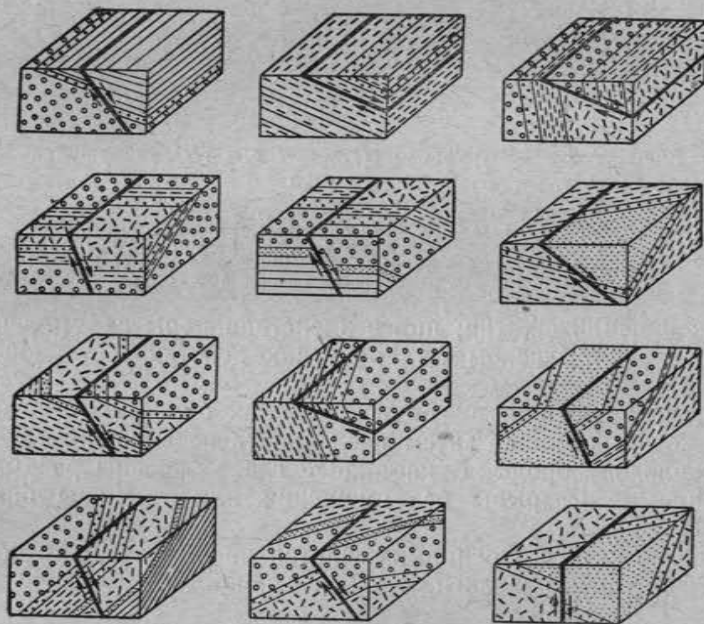


Рис. 139. Различные виды сочетания сбросов и слоистости

По отношению к простиранию нарушенных пород различаются: продольные сбросы, у которых общее простирание сместителя совпадает с простиранием нарушенных пород; косые или диагональные сбросы, сместитель которых ориентирован под

углом к простиранию пород, и поперечные сбросы, направленные вкрест простирания пород (рис. 141).

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются согласные и несогласные сбросы (рис. 142). 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 всячее крыло перемещается вниз; в обратных сбросах — лежачее крыло вверх. В шарнирных сбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси, перпендикулярной к простиранию сместителя (рис. 143). 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 сбросы.

В параллельных сбросах поверхности сместителей в плане и разрезе параллельны, а смещение по таким сбросам носит не-

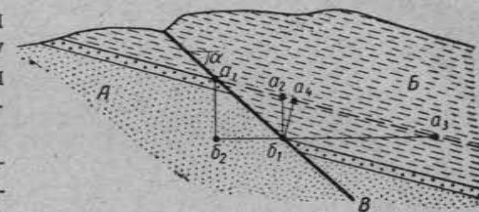


Рис. 140. Элементы сброса (объяснение в тексте)

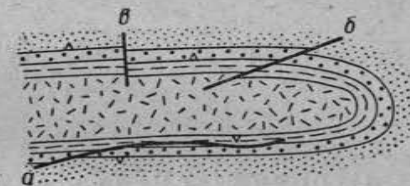


Рис. 141. Деление сбросов по отношению к простиранию нарушенных пород.

a — продольный сброс; b — косой (диагональный) сброс, v — поперечный сброс

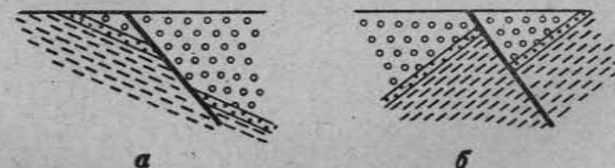


Рис. 142. Согласный (a) и несогласный (b) сброс в вертикальном разрезе

редко ступенчатый 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 сбросы (рис. 144).

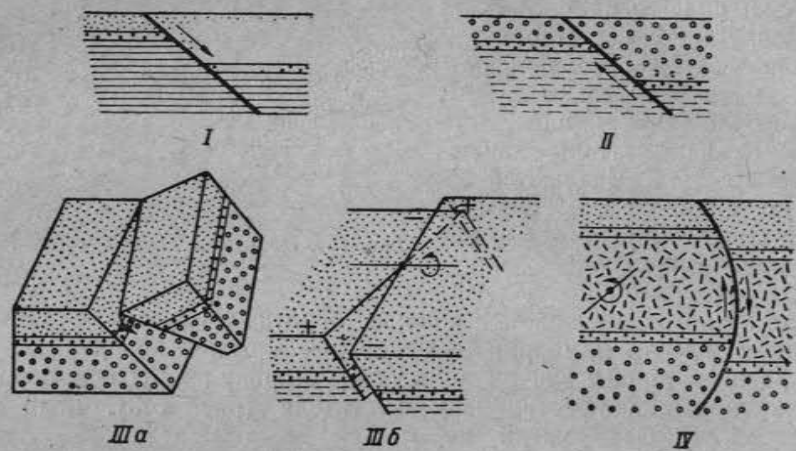


Рис. 143. Деление сбросов по направлению движения крыльев. Прямой сброс (I), обратный сброс (II), шарнирный сброс (III, а, б), цилиндрический сброс (IV). Стрелками указано направление движения крыльев.
На рис. I, II, III изображены вертикальные разрезы

Строение сместителей. Поверхность сместителя не всегда бывает ровной и может быть искривлена. При перемещении крыльев вдоль изогнутого сместителя между ними нередко возникают полости, которые впоследствии могут заполняться жильными и рудными минералами или водой (рис. 145).

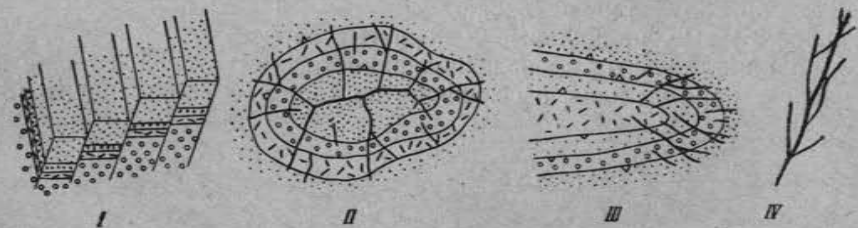


Рис. 144. Ступенчатые сбросы (I), радиальные сбросы на куполе (II) и периклинальном замыкании складки (III), перистые сбросы (IV)

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 сколь-

жения»), ориентированные по направлению движения крыльев (рис. 146). Зеркала скольжения возникают даже при относительно небольших перемещениях крыльев. При смещениях с амплитудами в десятки и сотни метров в результате разрушения неровностей и выступов поверхности сместителя, помимо зеркал скольжения, между крыльями сброса развивается «брекчия трения», представляющая собой раздробленную и перетертую массу

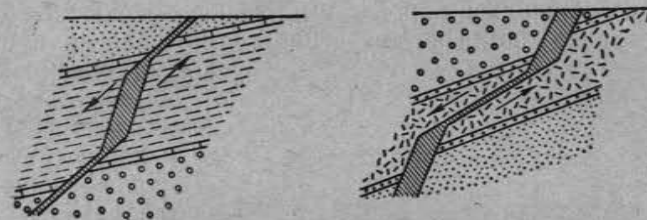


Рис. 145. Полости, образующиеся при перемещении крыльев сброса по искривленной поверхности сместителя

обломков пород. 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 разлинзованию с образованием внутри брекчии многочисленных зеркал скольжения (рис. 147). Известны случаи, когда

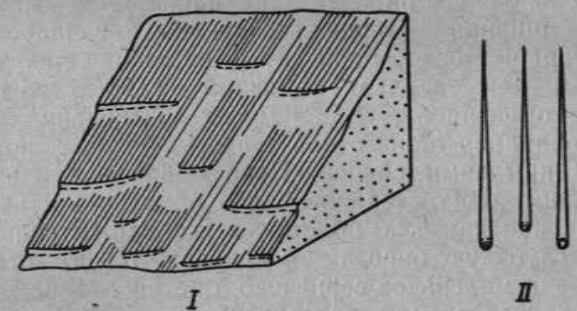


Рис. 146. Строение зеркала скольжения с поперечными отрывами (I) и борозд скольжения (II)

в брекчиях трения оказывались обломки пород, не обнажающихся на поверхности земли, вынесенные из глубины. В брекчии трения часто проникают гидротермальные растворы, из которых отлагаются жильные и рудные минералы; брекчии нередко сильно обводнены.

Определение направления перемещения крыльев сбросов.

Различаются два вида перемещения крыльев сброса: абсолютное и относительное. При выяснении направления абсолютного перемещения определяется смещение каждого крыла отно-

сительно горизонта. При этом возможны три случая: перемещение висячего крыла вниз при неподвижном лежащем крыле; перемещение лежащего крыла вверх при неподвижном висячем крыле; перемещение обоих крыльев: лежащего вверх и висячего вниз, или 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 выявлению абсолютного перемещения нередко помогает изучение геоморфологии и строения рельефа; подвижное крыло обычно оказывается более сильно раздробленным и нарушенным.

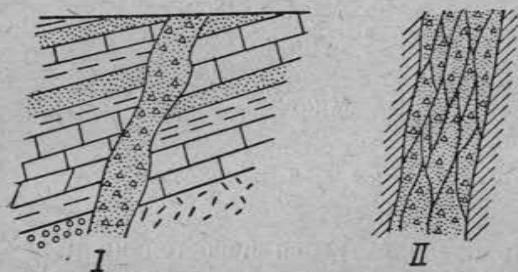


Рис. 147. Брекчия трения (I) и разлинзованная брекчия трения (II)

скольжения. Царапины 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 слабо заметную царапинку. По мере сближения крыльев, обломочек истирается сильнее, оставляя более глубокую борозду и, наконец, тогда, когда от него остается очень маленькое зернышко, оно раздавливается, оставляя на поверхности сместителя углубление или комочек. Таким образом, направление расширения борозды скольжения указывает на направление относительного смещения. Нередко бороздки скольжения располагаются отдельными группами, объединенными общей поверхностью отрыва (см. рис. 146). Если провести рукой по зеркалу скольжения с бороздками вдоль них в одном направлении, пальцы будут скользить и не встретят сопротивления; скольжение пальцев в обратном направлении будет затруднено, так как поверхности отрыва препятствуют скольжению. Направление свободного скольжения руки совпадает с направлением смещения крыльев.

Большое значение для определения направления движения крыльев имеют изгибы слоев у поверхностей сместителя. Слой

отгибаются в направлении перемещения крыльев. Нередко возникает не изгиб слоев, а их смещение по ряду параллельных сбросов с небольшой амплитудой (рис. 148).

Относительное направление перемещения может быть определено по соотношению возраста пород на крыльях сбросов.

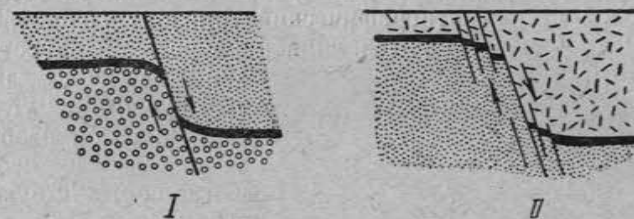


Рис. 148. Определение относительного перемещения крыльев сброса по загибам слоев у поверхности сместителя (I) и по смещению слоя по мелким сбросам (II)

Рассмотрим в качестве примера синклираль, центриклинальное окончание которой нарушено двумя параллельно расположенными сбросами (рис. 149). Строя 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 сравнить возраст пород, обнажающихся на поверхности по линии разрыва. Приподнятым крылом окажется то, на котором обнажены относительно более древние породы; на опущенном крыле обнажаются относительно молодые породы.

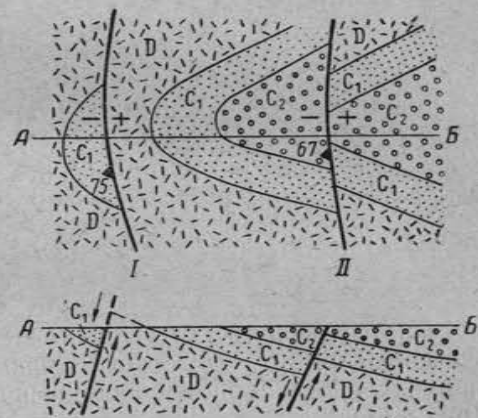


Рис. 149. Определение относительного перемещения крыльев сброса по возрасту слагающих их пород (объяснение в тексте)

Определение амплитуды смещения. Определение амплитуды сбросов представляет собой сложную задачу, решение которой осуществляется различными графическими приемами. Обычно для этой цели строится разрез вкрест простирания сместителя сброса с таким расчетом, чтобы на опущенном и приподнятом крыльях линией разреза был пересечен один и тот же слой или стратиграфический горизонт (рис. 150). Если при этом слои пересекаются линией разреза не вкрест простирания, а под каким-либо

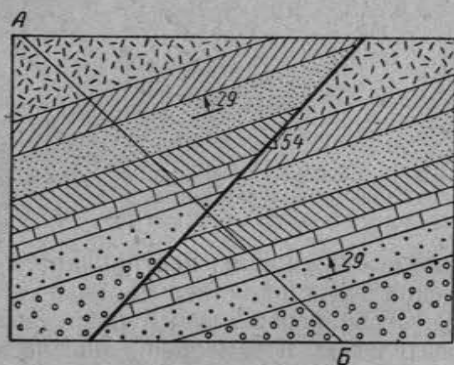


Рис. 150. Пример, иллюстрирующий определение амплитуды сброса на разрезе, построенном вкрест простирания сместителя

на крыльях сброса составляет величину вертикального отхода. Описанный метод может быть применен при условии сохранения направления простирания пород на обоих крыльях сброса (рис. 151).

Вертикальный отход может быть определен с помощью заложения (рис. 152). 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 поверхности на другом крыле сброса (линия АБ). Если бы смещение 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.

Определение возраста сбросов. Определение возраста сбросов представляет собой также сложную задачу,

а под каким-либо углом, в углы падения пород при изображении их на разрезе необходимо ввести соответствующие поправки.

В том случае, если на карте рельеф изображен с помощью горизонталей, величину вертикального отхода можно определить с помощью линий простирания. Для этого определяется положение линии простирания какого-либо слоя на одном из крыльев сброса и ее высотная отметка. Затем линия простирания продолжается на второе крыло сброса до пересечения с выходом этого же слоя на поверхности и вновь определяется высотная отметка линии простирания. Разница в высотных отметках линий простирания

обычно разрешаемую лишь приближенно. Основным признаком, позволяющим судить о времени образования сброса, является

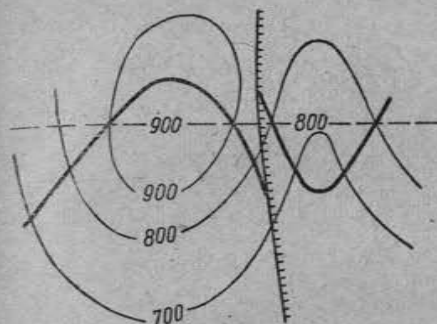


Рис. 151. Определение вертикального отхода сброса по линиям простирания (объяснение в тексте)

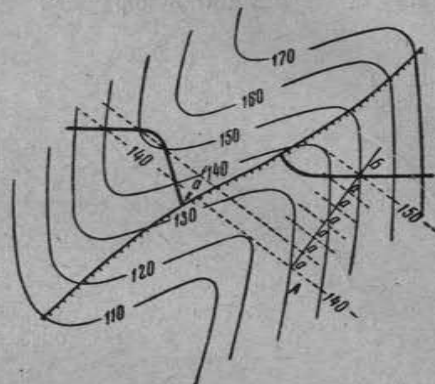


Рис. 152. Определение вертикального отхода сброса с помощью заложения (объяснение в тексте)

возраст нарушенных пород. Большое значение имеют и косвенные данные, например время формирования складчатости в данном районе, время проявления интенсивных вертикальных движений и внедрения интрузий и т. д.

На рис. 153 изображено геологическое строение одного из участков Южного Урала, сложенного смятыми в складки отложениями нижней перми и карбона, нарушенными сбросом. Северное продолжение сброса скрыто под налегающими на палеозойские породы нижнеюрскими сложенными, залегающими почти горизонтально. Юрские отложения сбросом не затронуты и, следовательно, можно говорить о том, что сброс образовался позже нижней перми, но раньше нижней юры. Для времени образования сброса получается, таким образом, широкий возрастной интервал, однако, учитывая, что складчатые сооружения Урала сформировались в верхнем палеозое, вероятнее считать возраст сброса верхнепермским, но не более поздним.

Нередко перемещения по поверхности сместителя происходят неоднократно. На рис. 154 приведен разрез одного из участков Алайского хребта. В опущенном крыле сброса на смятых в сложные

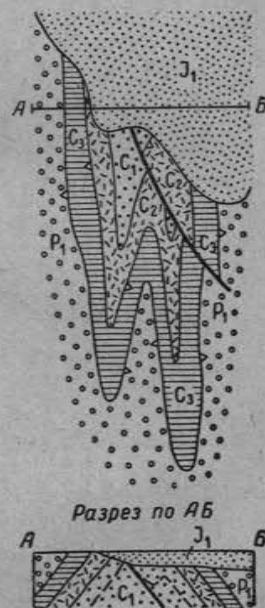


Рис. 153. Пример определения возраста сброса (объяснение в тексте)

складки известняках, аргиллитах и песчаниках нижнего карбона несогласно залегают нижнепермские конгломераты. В приподнятом крыле нижнепермские конгломераты с размывом лежат

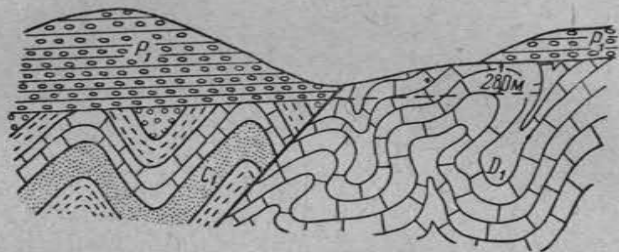


Рис. 154. Сброс с повторными движениями по сместителю (объяснение в тексте)

на дислоцированных нижнедевонских известняках. Вертикальная амплитуда сброса, измеренная по подошве конгломератов нижней перми, составляет 280 м. Однако эта величина не может

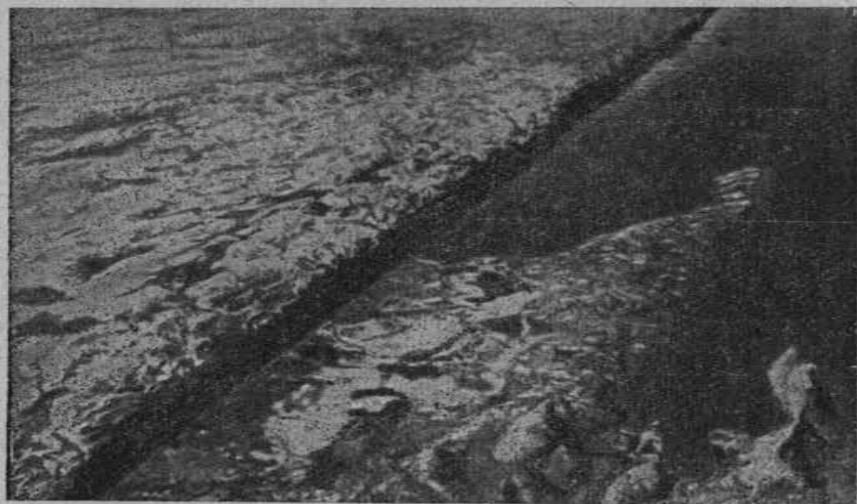


Рис. 155. Региональный сброс в древних кристаллических породах Канадского щита, подпруживающий озеро (по А. Джолифе)

объяснить факт примыкания нижнего карбона к нижнему девону и, по-видимому, следует предположить существование допермских подвижек по сбросу.

Последовательность движения по сбросу может быть намечена следующим образом. Сброс образовался в донепермское время после формирования пород нижнего карбона. В ре-

зультате смещения, составлявшего несколько сот метров, отложения нижнего карбона были опущены и приведены в соприкосновение с приподнятыми известняками нижнего девона. Позже вся территория подверглась размыву и на эрозионной поверхности в нижней перми сформировалась мощная толща конгломератов. В посленижнепермское время подвижки по сбросу возоб-

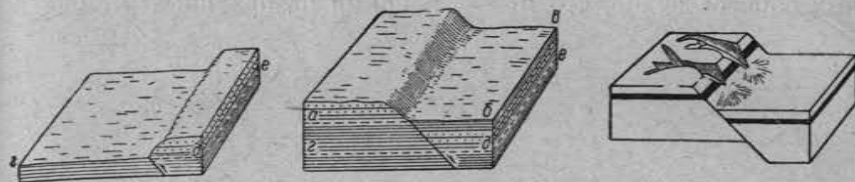


Рис. 156. Различные случаи отражения молодых сбросов в рельефе (по М. П. Биллингсу)

новились 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. Особенно частая смена направлений смещения отмечается в шарнирных сбросах.

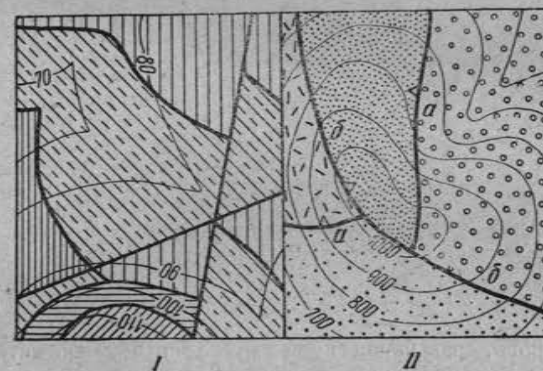


Рис. 157. Примеры пересечения разновозрастных сбросов: вертикальных (I) и наклонных (II). Сброс б моложе сброса а

Молодые сбросы, образовавшиеся в четвертичном периоде, нередко отражаются в рельефе, образуя резко выраженные уступы, подпруживая озера и реки (рис. 155, 156).

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 при сбросах, разделенных значительным

промежутком во времени их образования. При пересечении разновозрастных вертикальных сбросов линии выхода сместителей на поверхности не изменяют своего положения; при наклонных сбросах более древний из сбросов окажется смещенным (рис. 157).

Происхождение сбросов. Из схемы строения наклонных сбросов видно, что между концами разорванных и смещен-

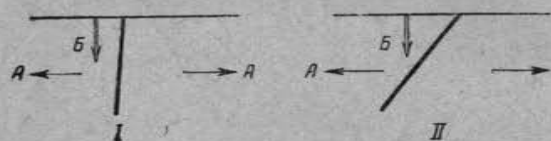


Рис. 158. Схемы образования сбросов при отрыве (I) и скальвании (II).

А — растягивающие усилия, Б — направление действия силы тяжести

ных слоев образуется «зияние», т. е. концы разобщенных слоев как бы отходят друг от друга. Объяснить «зияние» можно только предположив растяжение тех участков земной коры, в которых развиваются сбросы. Как уже указывалось, при растяжении разрушение пород возможно либо хрупким путем (отрыв), либо вязким (скальвание) (рис. 158).

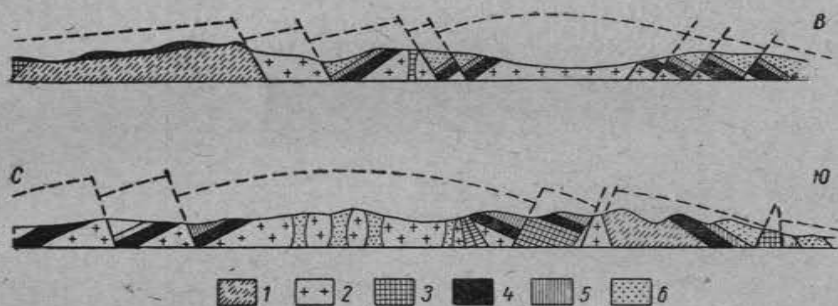


Рис. 159. Сбросы, развившиеся на куполовидном поднятии Морван (Франция) — из В. В. Белоусова

1 — гнейс; 2 — гранит; 3 — палеозой; 4 — триас; 5 — ляс; 6 — средняя и верхняя юра

В обоих случаях, кроме того, действует сила тяжести, направленная вниз. При отрыве поверхность сместителя развивается перпендикулярно действию растягивающих усилий; так образуются параллельные ступенчатые сбросы.

При скальвании поверхность сместителя располагается под углом, близким к 45° к направлению растягивающих усилий. Примером могут явиться сбросы, образующиеся в сводах куполов (рис. 159).

Помимо описанных типов сбросов широко развиты сбросы, связанные только с действием силы тяжести. Такие сбросы образуются при оползневых процессах.

Далеко не все сбросы образуются после формирования пород. Многие из них развиваются одновременно с осадконакоплением. У таких сбросов разрезы на опущенных крыльях оказываются более полными и более мощными по сравнению с разрезами, слагающими приподнятые крылья.

ВЗБРОСЫ

Определение и элементы взбросов. Взбросами называются разрывы, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения приподнятых пород (рис. 160, 161).

Во взбросах различаются следующие элементы (рис. 162): опущенное или лежащее крыло (А), приподнятое или висячее крыло (Б), сместитель (В), угол наклона сместителя (α); амплитуда по сместителю (a_1-b_2), вертикальная амплитуда (a_1-b_3), горизонтальная амплитуда или перекрытие (b_1-b_2); стратиграфическая амплитуда (a_1-b_4); вертикальный отход (a_1-b_3), горизонтальный отход (b_1-a_2).

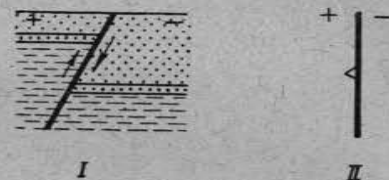


Рис. 160. Схема взброса в разрезе (I) и в плане (II). Сравни с рис. 138

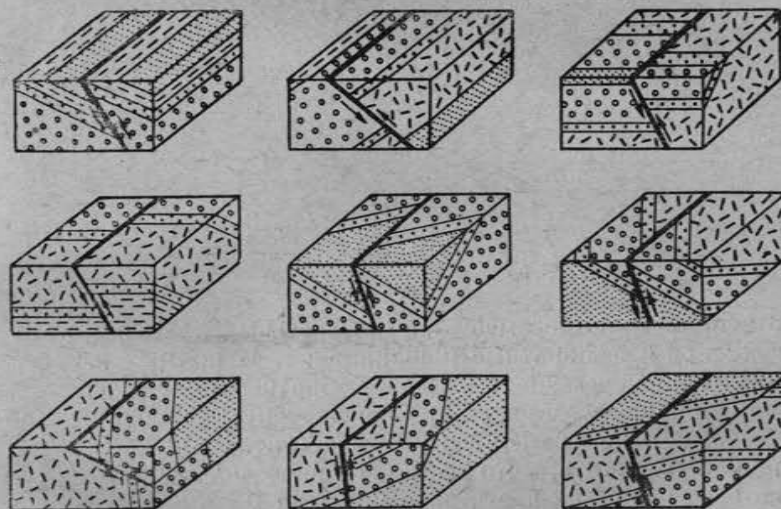


Рис. 161. Различные виды сочетания взбросов и слоистости

Классификация взбросов. Классификация взбросов почти совпадает с классификацией сбросов. Взбросы, так же

как и сбросы, 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 взбросы с углом наклона сместителя от 80 до 90° . По отношению к простиранию нарушенных пород различаются продольные взбросы, у которых простирание сместителей совпадает с направлением простирания пород, косые или диагональные взбросы, ориентированные под углом к простиранию пород и поперечные — направленные под прямым углом к простиранию пород (см. рис. 141). По соотношению наклона пород и сместителя (в вертикальных

разрезах) выделяют согласные и несогласные взбросы (рис. 163). У согласных взбросов наклон пород и сместителя направлен в одну и ту же сторону, у несогласных взбросов породы и сместитель наклонены в противоположные стороны.

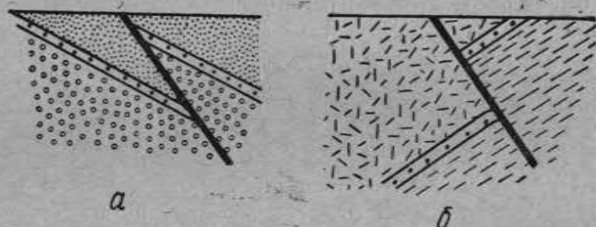


Рис. 163. Согласный (а) и несогласный (б) взбросы в вертикальном разрезе

По направлению перемещения крыльев выделяются три вида взбросов: прямые, обратные и шарнирные. В прямых взбросах всячее крыло перемещается вверх; в обратных — лежащее крыло вниз. В шарнирных взбросах крылья повернуты вокруг оси, находящейся на одном из концов разрыва (рис. 164).

Следует отметить, что в цилиндрических сбросах (см. рис. 143) в верхней их части разрыв может быть классифицирован как сброс, в нижней части как взброс. Исходя из этого, некоторые исследователи предлагают отказаться от деления разрывов на сбросы и взбросы, и все разрывы, относящиеся к сбросам и взбросам называть сбросами. С этим предложением со-

178

гласиться нельзя по следующим причинам. В подавляющем большинстве случаев движение крыльев по сместителю происходит прямолинейно. В этом случае отделение сбросов от взбросов не вызывает затруднений. В цилиндрических и шарнирных сбросах крылья смещаются по кривым направлениям (близким к дугам), в связи с чем обычные классификационные признаки оказываются недостаточными для отнесения разрыва к сбросу или

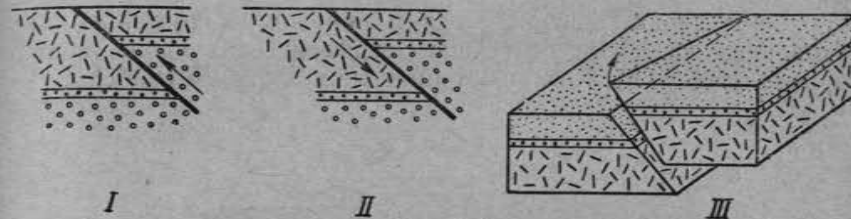


Рис. 164. Деление взбросов по направлению движения крыльев. Прямой взброс (I), обратный взброс (II), шарнирный взброс (III)

взбросу. В таких случаях разрыв следует называть сбросом, за исключением тех разрывов, в которых устанавливается перемещение одного из крыльев вверх. К сбросам следует относить и разрывы с вертикальным положением сместителя, если только, как и в цилиндрических сбросах, не устанавливается перемещение одного из крыльев вверх.

По взаимному расположению в плане различают ступенчатые, радиальные и перистые взбросы (см. рис. 144). 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 для сбросов.

Происхождение взбросов. Строение взбросов, характеризующееся перекрытием одного крыла другим, указывает на сокращение участков, поражаемых взбросами в горизонтальном направлении, что можно объяснить лишь сдавливанием земной коры. С механической точки зрения взбросы представляют собой поверхности скалывания (рис. 165). При горизонтальной ориентировке сил, вызывающих сдавливание, сместители возникающих взбросов окажутся крутыми; если действующие силы ориентированы под углом к горизонту, сместители могут быть наклонены полого или круто.

ГРУППОВЫЕ СБРОСЫ И ВЗБРОСЫ

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные по размерам территории. Широко



Рис. 165. Схема образования взбросов.

Сплошные стрелки — действующие силы; пунктирные стрелки — направление перемещения

распространены групповые сбросы и взбросы, носящие название грабенов и горстов.

Грабены

Грабенами называются структуры, образованные сбросами и взбросами, центральные части которых сложены на поверхности более молодыми породами, чем породы, обнажающиеся в их краевых частях.

Грабены характеризуются, таким образом, погружением их центральных частей относительно периферических вдоль линий разрывов (рис. 166). Различают простые и сложные грабены.

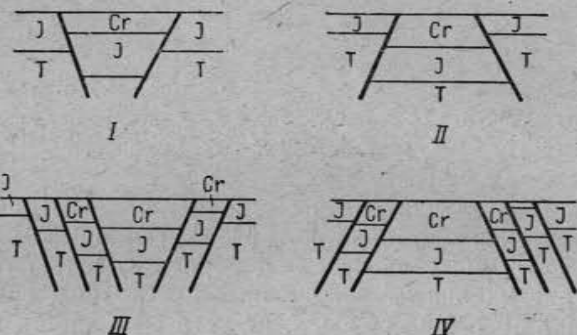


Рис. 166. Схемы грабенов в разрезах: простого — образованного двумя сбросами (I), простого — образованного двумя взбросами (II), сложного — образованного сбросами (III) и сложного — образованного взбросами (IV)

По отношению ко времени формирования горных пород, слагающих грабен, различают наложенные грабены и грабены, формировавшиеся параллельно с осадконакоплением.

Наложённые грабены развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород, нередко смятых в складки и прорванных интрузиями. Такие грабены как бы накладываются на ранее сформированные структуры и могут возникнуть много позже процессов осадконакопления и складчатости. В наложенных грабенах мощности пород в их центральных и периферических частях остаются одинаковыми, при этом не происходит изменения ни в фациях, ни в составе пород. Амплитуды смещения по сбросам или взбросам таких грабенов могут достигать сотен метров, а протяженность по простиранию может исчисляться многими километрами. Нередко наложенные грабены развиваются 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, отсутствующих совер-

шенно или имеющих небольшую мощность в периферических участках. Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабенов, нередко служат источником сноса обломочного материала, накапливающегося в их центральных частях. Грабены, формирующиеся параллельно с осадконакоплением, развиваются в течение длительного времени и проявляют актив-

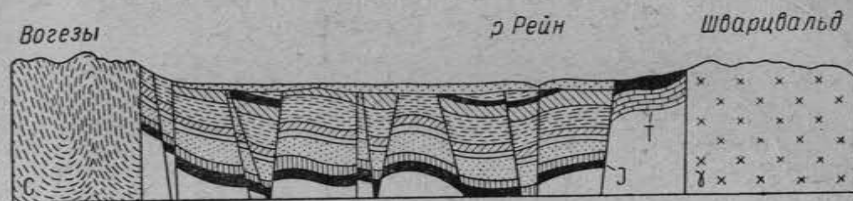


Рис. 167. Разрез через Рейнский грабен (по А. Холмсу)

ность на протяжении целых периодов и даже эр. Они обладают значительной шириной и протяженностью. Грабен долины р. Рейн имеет 288 км в длину и от 32 до 40 км в ширину (рис. 167). Амплитуда смещения по сбросам, ограничивающим грабен, равна более чем 1 км. Примеры некоторых крупных грабенов приведены на рис. 168.

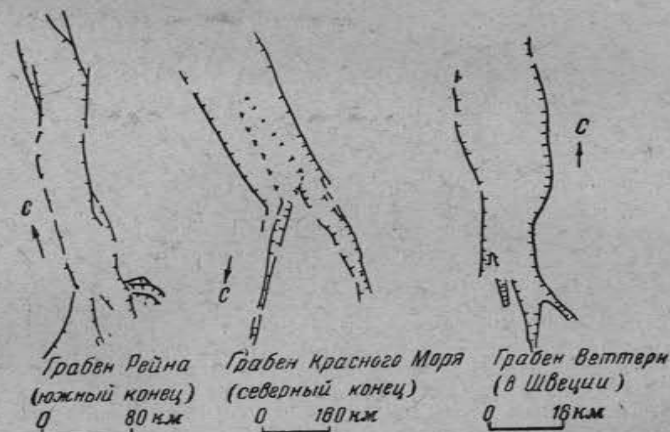


Рис. 168. Примеры некоторых крупных грабенов (из М. П. Биллингса, по Г. Клоосу)

Наибольшим развитием пользуются грабены, образованные сбросами. Возникновение подобных грабенов связывается с растяжением отдельных участков земной коры и последующим оседанием их центральных частей. Таким путем возникают грабены в сводах куполов и антиклинальных складок, затухающие обычно на глубине. Для образования больших грабенов типа

рейнского или байкальского, этого недостаточно и отвечающее им опускание с амплитудой до 2 км и более может, по-видимому, как указывает В. Е. Хаин, возникать лишь при оттоке из глубины значительного количества магматического материала. Этот материал сосредоточивается в основании приподнятых крыльев грабенов, где нередко наблюдаются вулканические излияния преимущественно базальтового состава.

Горсты

Горстами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых на поверхности сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в их крайних частях. Таким образом, в горстах в отличие от грабенов центральные части приподняты относительно опущенных периферических участков. Различают простые и сложные горсты

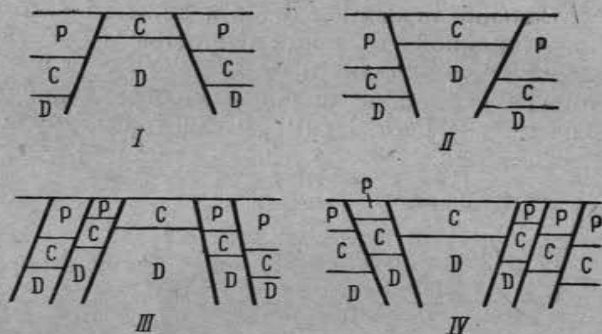


Рис. 169. Схемы горстов в разрезах: простого — образованного двумя сбросами (I), простого — образованного двумя взбросами (II), сложного — образованного сбросами (III), сложного — образованного взбросами (IV)

(рис. 169). Простые горсты образуются двумя сбросами или взбросами; в сложных горстах принимает участие большое количество разрывов.

Горсты, так же как и грабены, могут развиваться как позже процесса осадконакопления, налагаясь на уже сформированные структуры, так и одновременно с осадконакоплением. В последних случаях осадконакопление осуществляется в крайних частях 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 десятки или сотни метров. Примером района развития горстов может явиться Центральный Казахстан, где высоко приподняты центральные части горстов,

сложенные древнепалеозойскими и допалеозойскими образованиями, разделены грабенами, заполненными снесенным с горстов обломочным материалом.

СДВИГИ

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении (рис. 170, 171). В сдвиг

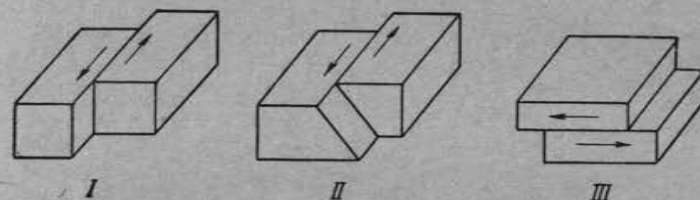


Рис. 170. Вертикальный (I), наклонный (II) и горизонтальный (III) сдвиги

гах различаются: крылья, сместитель, угол наклона сместителя и амплитуда смещения. По углу наклона сместителя сдвиги делятся на горизонтальные с углом наклона сместителя от 0 до 10°; пологие с углом наклона сместителя от 10 до 45°; крутые с углом наклона сместителя от 45 до 80° и вертикальные с углом наклона сместителя от 80 до 90°.

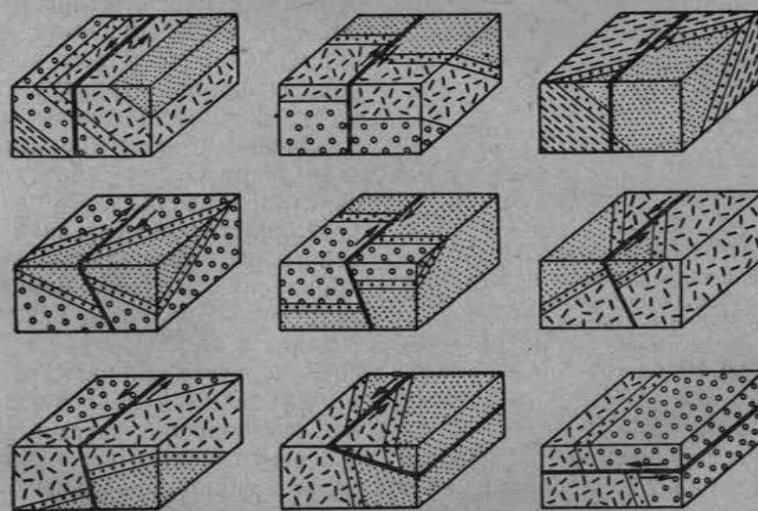


Рис. 171. Различные виды сочетания сдвигов и слоистости

По отношению к простираению нарушенных пород сдвиги, так же как и сбросы, делятся на продольные, косые или диагональные и поперечные (см. рис. 141).

Отделение сдвигов от сбросов и взбросов нередко представляет собой сложную задачу. Перемещение крыльев разрыва в горизонтальном направлении может быть установлено по бороздам скольжения, которое на поверхностях сместителей сдвигов имеют горизонтальное положение. Сдвиги, изображенные на

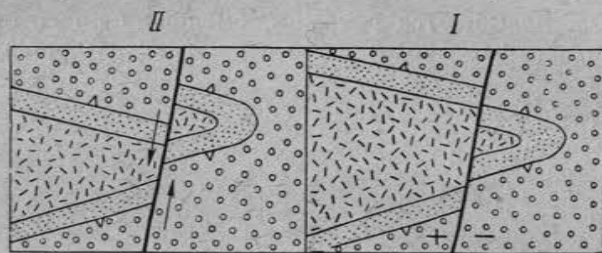


Рис. 172. Схемы иллюстрирующие различие в плане между сбросом (I) и сдвигом (II)

картах, отличаются от сбросов и взбросов по характеру смещений крыльев. В сдвигах при перемещении крыльев в положение, существовавшее до возникновения разрыва, концы оборванных структур сходятся и структура восстанавливается как целая (рис. 172). В сбросах и взбросах геологическое строение крыльев на поверхности обычно резко

отлично и перемещение их по сместителю в горизонтальном направлении не может восстановить форму структуры, существовавшей до разрыва.

Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх или вниз по поверхности сместителя и не строго в горизонтальном направлении. В этом случае в разрывах появляется как сдвиговая, так и сбросовая и взбросовая составляющие и разрывы называются сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами. При

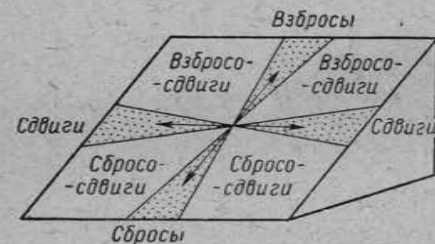


Рис. 173. Схема, показывающая различие в направлении смещения сбросов, взбросов, сдвигов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов. Изображена поверхность сместителя. Стрелками указано направление относительного смещения

таким 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 наибольшего 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 относятся к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам

(рис. 173). Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил (пары сил). Особенно часто сдвиги развиваются вдоль ранее возникших крупных трещин.

РАЗДВИГИ

По предложению В. В. Белоусова (1952 г.) разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва, следует называть раздвигами. При раздвиге увеличивается зияние между крыльями разрыва. Амплитуда

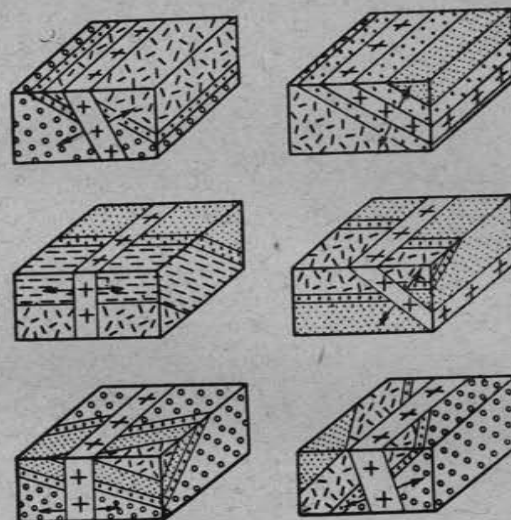


Рис. 174. Различные виды сочетания раздвигов и слоистости. Раздвиг выполнен жилой гранита (крестики)

раздвига измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва и может быть различной. В некоторых случаях она достигает десятков метров, но чаще не выходит за пределы нескольких метров. Раздвиги чаще, чем другие виды разрывов, оказываются заполненными жилами горных пород и минералов. На рис. 174 приведены различные примеры раздвигов.

Образуются раздвиги при растягивающих усилиях, действующих перпендикулярно поверхности отрыва.

НАДВИГИ

Все рассмотренные выше виды разрывов со смещениями характеризуются хрупким отрывом или вязким сколом горных пород без заметных пластических деформаций или сопровождаются очень незначительными пластическими деформациями.

Существуют, однако, широко распространенные разрывы, возникающие и развивающиеся параллельно с образованием складок. Разрывы взбросового характера, возникающие одновременно со складчатостью, называются надвигами.

Надвиги обладают рядом характерных свойств. Они развиты преимущественно в сильно сжатых наклонных или опрокинутых складках. Значительно реже надвиги осложняют строение плавных пологих складок. В складках, сложенных относительно однородными породами, надвиги обычно возникают в замках складок и ориентированы параллельно осевой поверхности.

В неоднородных толщах пород надвиги нередко развиваются в крыльях по границам между пластичными и хрупкими породами. Такие надвиги широко распространены, например, среди меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат, где они сосредоточены в нормальных крыльях опрокинутых складок, в мягких олигоценовых аргиллитах. Однако и в этих случаях надвиги сохраняют общую параллельность осевым поверхностям складок. В плане надвиги обнаруживают пространственную связь с отдельными складками. Они развиваются вдоль осевых линий складок или на их крыльях параллельно осевым линиям. При затухании складок надвиги выклиниваются. На рис. 175 приведен ряд разрезов с изображением складки с развивающимся в ней надвигом. Надвиг возникает там, где складка становится сильно сжатой и опрокинутой. На рис. 176 даны примеры складок, осложненных надвигами. Надвиги выклиниваются при выполаживании и затухании складок. Нередко отдельные надвиги объединяются, охватывая две или большее количество складок. В опрокинутых складках часто развиваются параллельные надвиги, придавая общей структуре чешуйчатое строение (рис. 177).

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

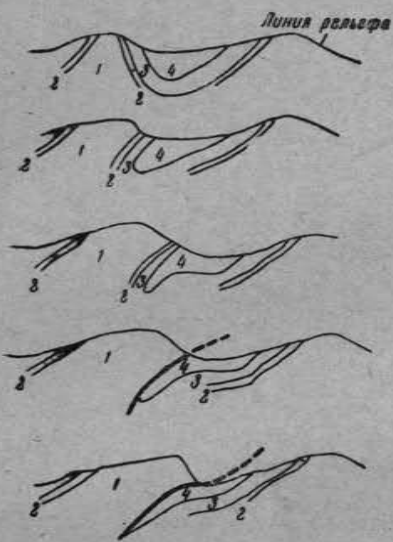


Рис. 175. Схема образования надвига в опрокинутой складке в Восточных Карпатах (по Ю. М. Пуцаровскому)

1 — флиш верхнего мела; 2 — песчаники верхнего мела; 3 — эоценовый и палеоценовый флиш; 4 — аргиллиты олигоцена

разрыва, обладающей на отдельных участках наклоном, обращенным в сторону видимого перемещения пород (рис. 178).

Образование надвигов связано со скалыванием, развивающимся при пластических деформациях слоистых толщ.

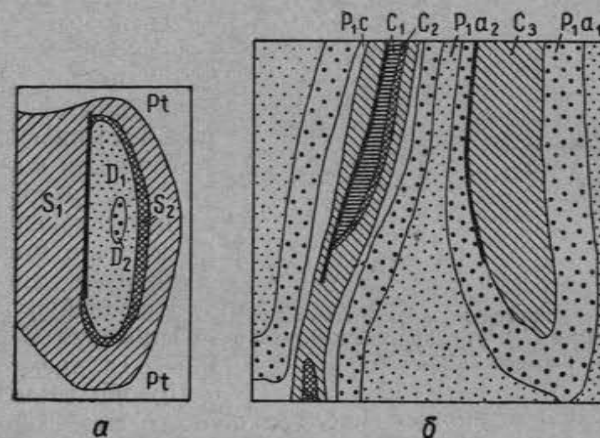


Рис. 176. Примеры, указывающие на связь надвигов со складками (Урал)

а — надвиг, осложняющий синклинали, б — надвиги в антиклинальных складках. Надвиги обозначены жирными линиями

Следует подчеркнуть, что надвиги и складки развиваются одновременно. Как показывают опыты В. В. Белоусова, Е. И. Чертовой и В. В. Эз, появление первых поверхностей скалывания в искусственно создаваемых складках в большинстве

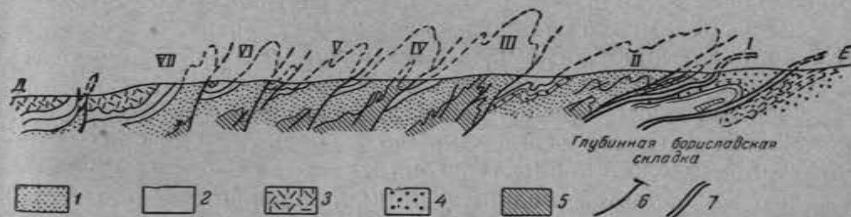


Рис. 177. Чешуйчатые надвиги внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат (по Ю. М. Пуцаровскому)

1 — иноперамовая (Cr, sn) и яменская (Pg₁) свиты; 2 — карпатская (Pg₂) и менилитовая (Pg₃) — свиты; 3 — кросненская (Pg₄) свита; 4 — нижний миоцен; 5 — нижнемеловые отложения; 6 — надвиги; 7 — покровы

случаев совпадает с образованием первых изгибов. Развитие складчатых и разрывных форм в дальнейшем протекает одновременно; растет число и амплитуда складок, растут количество разрывов и амплитуда смещения по ним. Таким образом, нельзя рассматривать надвиги без учета влияния пластических дефор-

маций. 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

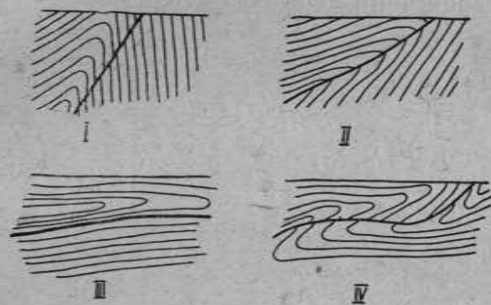


Рис. 178. Различные виды надвигов. Крутой (I), пологий (II), горизонтальный (III), ныряющий (IV)

зарождаются в антиклиналях, причем с такой ориентировкой, что по ним происходит надвигание антиклинали на соседнюю синклинали. Авторы уже упоминавшихся опытов пришли к выводу, что «наличие разрывов, иногда пересекающих 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 указывает на возможность одновременного развития складок и разрывов.

ПОКРОВЫ

Покровами называются крупные надвиги, характеризующиеся перемещениями на километры и десятки километров по пологим горизонтальным или волнистым поверхностям. Покровы развиваются в областях со сложным складчатым строением. Смещения обычно охватывают огромные массы горных пород, заключающих целые складчатые комплексы. В покрове выделяются перемещенные массы висячего крыла, называемые аллохтоном, и оставшееся на месте лежачее крыло — автохтон. Обычно породы автохтона моложе пород аллохтона, так как смещение масс происходит из областей поднятия в направлении смежного прогиба. При этом в подошве покровы располагаются породы с резко повышенной пластичностью, служащие как бы смазочным материалом при движении покровы. Поверхность, по которой перемещается аллохтон, называют поверхностью волочения.

В аллохтоне различают переднюю лобовую часть или фронт покровы, в той или иной степени размытую эрозией, и тело покровы (рис. 179).

В лобовой части покровы эрозия нередко отчленяет части аллохтона, которые утрачивают непосредственную связь с основным телом покровы. Такие останцы называются «останцами покровы» или «экзотическими останцами».

Нередко при расчлененном рельефе в долинах рек или на участках с высоким гипсометрическим положением поверхности волочения эрозия удаляет часть покровы и обнажает породы автохтона. Такие выходы автохтона на поверхность называются «тектоническими окнами».

По условиям образования различаются два вида покровы. Первый из них образуется из крупных лежачих складок. Перемещение этих покровы достигает 15—20 км. Примером может служить покров, развитый вдоль северного края Восточных Карпат (рис. 177), где палеогеновые и меловые отложения,

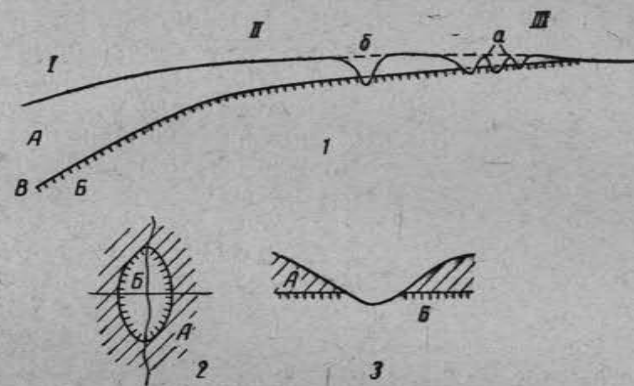


Рис. 179. Схема строения покровы

Рис. 179-1 — I — корни покровы; II — тело или панцирь покровы; III — голова или фронт покровы; а — эрозийные останцы, б — эрозийное окно
рис. 179-2 — тектоническое окно в плане; рис. 179-3 — тектоническое окно в разрезе

A — аллохтон, Б — автохтон; В — поверхность волочения

смятые в опрокинутые складки, перемещены по очень пологой поверхности к северо-востоку на 20—25 км и перекрывают породы миоцена. Другой пример покровы первого вида приведен на рис. 180.

Покровы второго вида развиваются из надвигов в наклонных и опрокинутых складках. Они обладают, по-видимому, большей амплитудой смещения, в отдельных случаях достигающей 40—50 км. Такие покровы представляют, вероятно, результат свободного гравитационного скольжения по поверхности земли из зоны орографически повышенной в орографически пониженную зону (рис. 181).

Нередко перемещение аллохтона происходит не по одной поверхности волочения, а по нескольким, в результате чего покровы оказываются состоящими как бы из нескольких чешуй или пластин.

Следует кратко остановиться на истории развития представлений о значении покровы в строении земной коры. После обна-

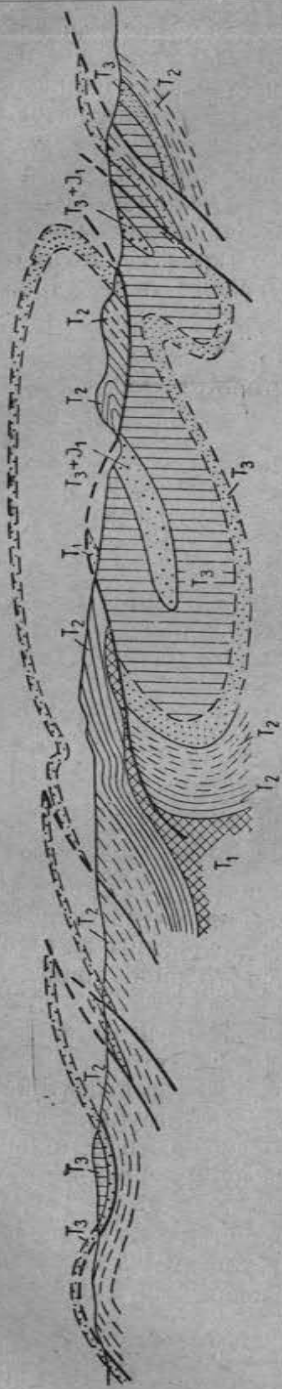


Рис. 180. Покров, развивающийся из лежащей складки в Восточных Альпах (по Е. В. Белоусову)

ружения покровных явлений в Альпах (1903 г.) со стороны многих геологов стало наблюдаться увлечение покровной тектоникой. Структура целых складчатых областей и прежде всего самих Альп и затем Карпат, Балкан и других горных систем стала рисоваться как сплошное нагромождение покровов, передвинутых на многие сотни километров, при этом сложно изогнутых и даже завернутых друг в друга. Это увлечение покровами имело крайне отрицательные последствия и надолго задержало установление действительной истории развития и подлинной структуры многих складчатых областей.

По существу, признание всеобщей аллохтонности слоев, когда ни один пласт не считается находящимся на месте или даже близ места своего отложения, вообще исключает возможность изучения геологической истории развития такой страны.

Советские геологи также пережили период известного увлечения гипотезой покровного строения. Однако, несмотря на признание гипотезы покровного строения вообще, почти все описанные в литературе случаи установления покровного строения в пределах СССР, как правило, довольно скоро были опровергнуты позднейшими исследованиями.

В 1928 г. М. М. Тетяев описал тектонику Забайкалья и Дальнего Востока как систему грандиозных покровов, указав, что последовательность разреза в Забайкалье является не стратиграфической, а тектонической. Корни покровов М. М. Тетяев предлагал искать на территории Китая.

Противником указанных идей был В. А. Обручев (1928, 1930 гг.). Он указал на обогащение нижне-

юрских слоев Забайкалья грубой галькой, состоящей из пород палеозоя. Эти слои являются базальными конгломератами трансгрессивно налегающих на палеозой юрских толщ, а не тектоническими брекчиями, как полагал М. М. Тетяев. Детальное геологическое картирование отдельных районов Забайкалья, выполненное рядом геологов (Е. А. Пресняков, Ю. П. Деньгин, Д. С. Соколов и др.), подтвердило правильность точки зрения В. А. Обручева. Попытки установления покровов были предприняты и на Урале Г. И. Фредериксом (1927, 1929 гг.) и А. А. Блохиным (1932). Указанные исследователи считали, что на Западном Урале развита система покровов с минимальными амплитудами перемещения в 70—80 км. Однако ряд последующих детальнейших работ (А. А. Иванов, 1928 г.; Д. К. Зеgebарт, 1936 г. и др.) позволил опровергнуть эти предположения и установить присутствие на Западном Урале чешуйчато-надвиговых структур с незначительным масштабом перемещения.



Рис. 181. Покров Гларус в Альпах. Поверхности волочения показаны толстыми линиями

Покровное строение границы между Памиром и Алаем отстаивает в своих работах И. Е. Губин (1940, 1949, 1955 гг.). Однако детальнейшие съемки в бассейне р. Вахш показали присутствие в этом районе не пологого покрова, а крутого взброса.

Показательна также в этом отношении история установления упоминавшегося выше покрова, развитого на северном краю Восточных Карпат. Польскими геологами (Свидерский, Свидзинский, Толвинский и др.) тектоника Восточных Карпат изображалась в виде ряда надвинутых друг на друга покровов (плащевин), перемещенных на десятки (или, может быть, сотни) километров. Детальное картирование Восточных Карпат, проведенное советскими геологами (А. А. Богданов, М. В. Муратов и др., 1946—1950 гг.), показало отсутствие покровных перемещений. Основной чертой строения этой складчатой страны является длительное развитие отдельных зон с образованием ряда крупных антиклинальных и синклиналильных систем. Широким развитием в Восточных Карпатах пользуются чешуйчатые надвиги. Перемещение по наиболее крупному надвигу, который может рассматриваться как покров, развитому по северо-восточному краю Карпат, не превышает 20—25 км.

Основные данные, на которые опиралась покровная гипотеза, следующие.

1. Тесное сближение зон с различным фациальным типом осадков, разделенных тектоническими контактами.

2. Широкое развитие опрокинутого залегания слоев.

3. Наличие лежащих складок с разорванными и подвернутыми крыльями.

Детальное картирование показало ошибочность интерпретации перечисленных выше фактов в свете гипотезы покровного строения.

1. Сближение фациальных зон с резко отличным типом пород отражает естественный ход исторического развития структур земной коры и прежде всего характер вертикальных движений.

2. Тектонические контакты в складчатых областях в основной своей массе являются малоамплитудными крутыми надвижками, нередко придающими складчатым сооружениям чешуйчатое строение.

3. Развитие опрокинутых складок во многих случаях объясняется гравитационной складчатостью. Осложняющие их разрывы часты, но они не имеют большой протяженности и значительных амплитуд смещения.

Следует, таким образом, отказаться от представлений, согласно которым покровы образуют грандиознейшие перемещения, приводящие к формированию последовательно надвинутых друг на друга чешуй и составляют основу тектонического строения складчатых областей.

Анализ строения складчатых зон показывает, что основные фациально-структурные зоны развивались и формировались на том месте, где мы их находим.

Покровы безусловно распространены, но они не играют ведущей, принципиальной роли в строении складчатых областей.

ИЗОБРАЖЕНИЯ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЯМИ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

Разрывы на аэрофотоснимках нередко четко дешифрируются по смещениям слоев (рис. 182). Крупные разрывы, сопровождающиеся обычно мощными тектоническими брекчиями, нередко на аэрофотоснимках непосредственно не видны, так как вдоль тектонических брекчий развиваются пониженные участки рельефа, часто заболоченные или затянутые делювиальными, аллювиальными и иными образованиями. В таких случаях разрывы опознаются по резкой смене пород с различным тоном окраски, по рисунку и форме рельефа (рис. 183), по срезанию слоистости, выклиниванию отдельных стратиграфических горизонтов и т. д. Важное значение при дешифрировании разрывов могут иметь выходы родников и источников на склонах и в тальвегах долин. Нередко выходы источников вытягиваются в одну линию, пересекающую несколько долин поперек или под углом (рис. 184).



Рис. 182. Сброс, смещающий крутонаклоненные каменноугольные известняки (Казахстан). Аэрофотоснимок масштаба 1:30 000



Рис. 183. Молодой сброс (указан стрелкой), четко фиксирующийся в рельефе в виде уступа. Аэрофотоснимок масштаба 1:15 000



Рис. 184. Разрыв, дешифрирующийся по выходам источников (черные пятна), расположенных на одной линии, и срезыванию слоев в нарушенных толщах. Выше разрыва — сланцы архея, ниже — известняки карбона (Ц. Казахстан). Масштаб аэрофотоснимка 1:30 000

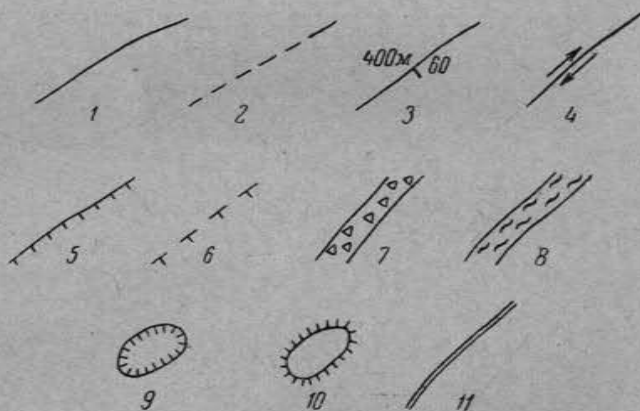


Рис. 185. Условные знаки для изображения разрывов со смещениями (на картах указываются красным цветом)

1 — тектоническая граница достоверная; 2 — то же, предполагаемая; 3 — сброс (или взброс) с установленной амплитудой смещения и наклоном сместителя; 4 — сдвиг; 5 — линия тектонического контакта с указанием направления падения поверхности сместителя (достоверная); 6 — та же линия, предполагаемая; 7 — тектоническая брекчия; 8 — зона дробления и истирания; 9 — тектонический останец; 10 — тектоническое окно; 11 — тектонические контакты, смешивающие четвертичные отложения

Разрывы не следует путать со стратиграфическими несогласиями. При несогласном налегании одних толщ на другие, базальные слои верхней толщи следуют параллельно поверхности несогласия, а не срезаются этой поверхностью, как это обычно отмечается у разрывов.

На рис. 185 приведены условные знаки для различных видов разрывов.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 10

Белоусов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба, БМОИП, т. XXX, вып. 5, 1955.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, стр. 416—472, 1954.

Биллингс М. П. Структурная геология. Изд. иностранной литературы, стр. 147—227, 1949.

Богданов А. А., Высоцкий Б. П., Пущаровский Ю. М. Основные черты истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат. Труды МГРИ, т. XXVI.

Высоцкий Б. П. «Теория шарьяжей» в русской геологической литературе и ее современное положение. Вопр. геол. Азии, АН СССР, 1955.

Гзовский М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. Сб. Сов. геол., № 41.

Пущаровский Ю. М. Очерк тектоники внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. БМОИП, т. XXVI, 6, 1951.

Усов М. А. Структурная геология. Госгеолтехиздат, стр. 55—58, 87—99, 1940.

Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, стр. 577—608, 1954.

ГЛАВА 11

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ (РАЗРЫВЫ БЕЗ СМЕЩЕНИЙ)

Определения. Трещинами называются разрывы в горных породах, перемещения по которым либо совершенно отсутствуют, либо имеют очень незначительную величину. 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 оказываются сближенными до такой степени, что заметить полость по разрыву не удастся. Скрытые трещины очень тонки и при обычных наблюдениях не замечаются, но они легко обнаруживаются при разбивании или прокрашивании горных пород.

Трещины, имеющие одинаковую или близкую ориентировку, объединяются в ряды трещин. Трещины одного ряда могут ветвиться, но они не пересекаются. Обычно в горных породах развивается несколько рядов трещин. Нередко при этом ряды трещин оказываются взаимосвязанными и изменения в ориенти-

ровке одного ряда сопровождаются в таких случаях соответствующими изменениями в ориентировке и другого ряда.

Отдельностью называются блоки и глыбы, на которые разделяется трещинами горная порода. Форма отдельности обуславливается расположением трещин. В осадочных горных породах



Рис. 186. Параллелепипедная отдельность в песчаниках нижней перми. Северный Казахстан (фото Я. Г. Каца)

обычно развивается прямоугольная, кубическая, параллелепипедная, 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, параллелепипедная и др. (рис. 186, 187).

К л а с с и ф и к а ц и я .

Трещины, развитые в горных породах, можно классифицировать либо по текстурным особенностям горных пород (по слоистости, сланцеватости, ориентировке линейных и пластинчатых минералов) и по ориентировке трещин в пространстве, либо исходя из условий их образования. В первом случае классификация трещин будет отражать лишь одни геометрические особенности; такая классификация называется геометрической. Во втором случае классификация имеет генетический характер. Обе классификации не исключают одна другую, трещиноватость в них рассматривается с различных точек зрения и они дополняют друг друга.



Рис. 187. Шаровая отдельность в пермских красноцветных песчаниках Северного Казахстана (фото Я. Г. Каца)

В геометрической классификации в осадочных и метаморфических породах, обладающих ясно выраженной слоистостью или имеющих неясную слоистость, но четкую сланцеватую текстуру, выделяются (рис. 188):

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	—	"	"	"	"	45	"	80°
пологие	—	"	"	"	"	10	"	45°
горизонтальные	"	"	"	"	"	0	"	10°

В генетической классификации выделяются следующие типы трещин, в каждом из которых по ряду признаков выделены 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 с разрывом сплошности пород.
2. Кливаж.

В приведенной классификации за основу приняты геологические условия формирования трещин. К основным признакам, положенным в основу разделения трещин по видам, относятся: геологическая обстановка, характер механического разрушения пород, источник возникновения нагрузок и морфологические особенности трещин.

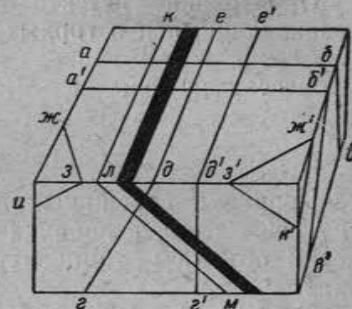


Рис. 188. Геометрическая классификация трещин

Черный слой указывает слоистость; $ab\bar{a}$ и $a'b'e'$ — поперечные трещины; gde и $g'd'e'$ — продольные трещины; $жзи$ и $ж'з'и'$ — косые трещины; $к, л, м$ — согласные трещины

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Образование нетектонических трещин вызывается силами, развивающимися в горных породах при изменении их внутренних свойств, под влиянием сил, проявляющихся при экзогенных процессах на поверхности земли или вблизи от нее.

Первичные трещины

Первичные трещины развиваются в результате проявления внутренних сил в породах при их усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры и физико-химических превращениях.

Первичные трещины осадочных пород. Первичные трещины в осадочных породах или диагенетические трещины

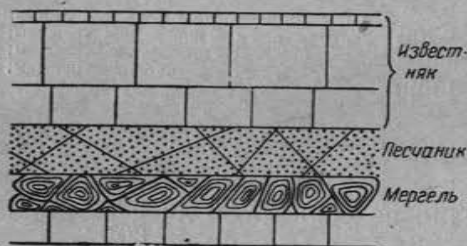


Рис. 189. Схема расположения первичных трещин в зависимости от состава пород (по А. С. Новиковой)

нарушенным залеганием пород. Там, где породы смяты в складки и испытали интенсивные тектонические движения, первичные трещины обычно замаскированы более поздней тектонической трещиноватостью.

Первичные трещины бывают как открытыми, так и закрытыми. Строение поверхности стенок трещин зависит от состава пород. В глинах и мергелях стенки трещин гладкие, в песчаниках и конгломератах — грубые, шероховатые, с выступающими на поверхность зернами; поверхность стенок трещин, развитых в известняках и доломитах, бугристая.

Диагенетические трещины не пересекают сколько-нибудь мощные толщи тех или иных пород, а тесно связаны с отдельными слоями или пачками слоев. Обычно они резко заканчиваются у поверхностей наслоения.

По отношению к слоистости трещины располагаются в различных положениях: перпендикулярно, косо, параллельно; нередко они имеют изогнутые поверхности, а также неправильную сложную форму (рис. 189).

На поверхностях наслоения диагенетические трещины образуют полигональную сеть (рис. 190, 191).

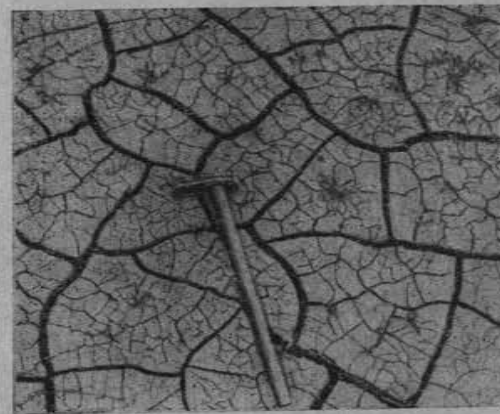


Рис. 190. Трещины усыхания, образовавшиеся в палеогеновых красноцветных глинах после дождя. Северный Казахстан (фото Я. Г. Каца)

Частота трещин находится в прямой зависимости от мощности пород. Мощные пласты имеют более редкую сеть трещин по сравнению с пластами менее мощными, сеть трещин в которых, при прочих равных условиях, бывает более густой. Г. А. Смирнов указывает, что среднее расстояние между трещинами равняется приблизительно удвоенной мощности пласта.

Образование диагенетических трещин объясняется уменьшением объема осадка при превращении его в породу. Отличие в степени уменьшения объема пород различного состава в слоистых толщах вызывает появление трещин, ориентированных согласно со слоистостью. Трение, развивающееся при этом, по мнению



Рис. 191. Трещины первичной отдельности в верхнекаменноугольных известняках. Северный Казахстан (фото Я. Г. Каца)

В. В. Белоусова, является причиной стяжения породы не к одному, а ко многим центрам с распадением породы на большое число отдельных.

Первичные трещины эффузивных пород. Первичные трещины в эффузивных породах развиваются под воздействием напряжений, возникающих при их охлаждении.

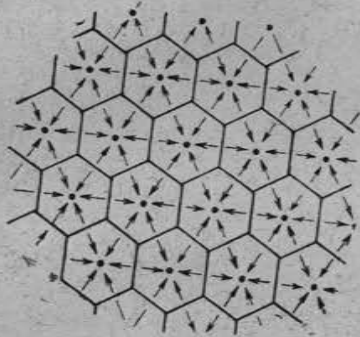


Рис. 192. Образование столбчатой отдельности, возникающей от натяжения вокруг одинаково удаленных друг от друга точек при охлаждении лавы. Пунктиры и стрелки указывают направление сил, действующих вокруг каждой точки

Уменьшение объема всегда вызывает появление растягивающих усилий, которые являются непосредственной причиной образования трещин. Наиболее характерны для лав плитчатая, столбчатая и шаровая отдельности, реже встречаются прямоугольная и остроугольная отдельности. Особенно примечательными являются 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, то появляются трещины, перпен-



Рис. 193. Шаровая отдельность в спиллитах средней юры (Крым)

дикулярные этим линиям. Как видно на рис. 192, трещины пересекаются таким образом, что получаются шестиугольники. По

мере охлаждения лавы столбы удлиняются от поверхности в глубину лавового покрова, образуя многочисленные призмы.

Столбчатая отдельность иной формы (пятиугольная, четырехугольная) встречается редко и образуется за счет усиленного роста одних граней из-за недоразвитости других.

Шаровая и овальная отдельности в лавах возникают при быстром охлаждении лавовых потоков. Такие условия создаются при соприкосновении лав с морской водой, при излиянии лав под сильным дождем или их внедрении в мягкие, пропитанные водой отложения (рис. 193).

Трещины выветривания

При выветривании породы теряют свою монолитность. В них появляется сеть трещин, вызывающая распадение крупных блоков на отдельные обломки. Одновременно происходит процесс разрушения минеральных зерен, разрыхление цемента. В конечном счете породы могут превратиться в нагромождение щебня, дресвы или глинистую массу. Распадение пород при выветривании происходит за счет главным образом раскрытия и расширения ранее существовавших в породе трещин и образования новых — трещин выветривания.

К основным причинам, вызывающим образование трещин выветривания и расширение ранее существовавших трещин, относятся разрывное действие замерзающей воды, изменение температуры в течение суток (инсоляция), разрывное действие солей и минералов, образующихся в породах в зоне выветривания, разрывное действие корней растений, биохимические реакции и химические процессы, связанные с разложением неустойчивых минералов в зоне выветривания и образованием устойчивых минералов.

Частота и характер трещин выветривания зависят от состава, текстуры и структуры пород, от строения и ориентировки поверхности обнажения. Лёссы и суглинки образуют характерные столбчатые отдельности, известняки распадаются на горизонтальные плиты, сланцы — на тонкие плиты, глины и песчаники — на тонкие скорлупки. Нередко образуется сферическая отдельность. Суточные колебания температуры вызывают шелушение пород.

Степень разрушения пород 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, и в редких случаях глубина их проникновения увеличивается до 30—50 м.

Трещины выветривания лишены каких-либо отложений, либо заполнены продуктами выветривания пород. Очень часто на поверхности стенок присутствуют корочки гидрокислов железа. Иногда заполнителем является гипс или глина.

Трещины оползней, обвалов и провалов

В описываемую группу объединены трещины довольно разнообразного происхождения. Они обычно часты и четко выражены, но имеют местное распространение.

Оползневые трещины развиваются в теле оползня под влиянием деформаций, возникающих при перемещении скользящих масс. Трещины могут достигать дневной поверхности или быть внутренними. Полости трещин бывают открытыми и закрытыми;

у последних поверхности несут следы штриховки и истирания пород. Оползневые трещины делятся на четыре группы: верхние, боковые, центральные и нижние (рис. 194). Верхние трещины отделяют край оползня от коренных пород и являются трещинами отрыва. Боковые трещины образуются у бортов оползня между его частями, двигающимися с различной скоростью. Они представляют собой преимущественно трещины скалывания. Группа центральных трещин обычно вытянута поперек направления движения оползня и образуется в результате интенсивного сжатия.

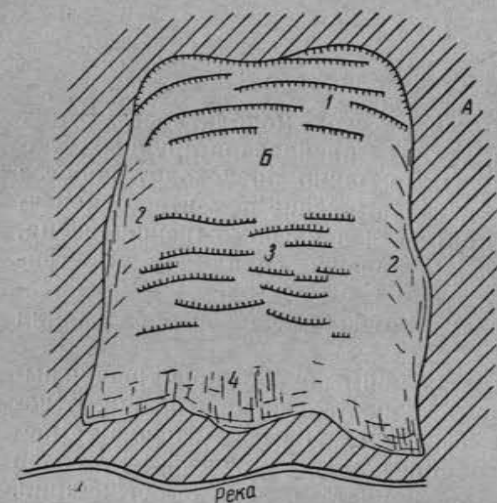


Рис. 194. Схема расположения трещин в оползне.

А — устойчивые участки склона; Б — оползень; 1 — верхние трещины; 2 — боковые трещины; 3 — центральные трещины; 4 — нижние трещины

Нижние трещины развиваются у нижнего края оползневой массы под действием надвигания и опрокидывания оползневых масс.

Трещины провалов образуются под карстовыми подземными пещерами и после проведения горных выработок. Поверхность над ними в таких случаях покрывается ветвящимися и изгибающимися трещинами, повторяющимися в общих чертах контуры провалов.

Трещины обвалов образуются в коренном борту обвала, в виде зияющих на поверхности, но неглубоких трещин. Они бывают обычно извилисты, но в общем ориентированы параллельно поверхности движения обвала.

Трещины расширения пород при разгрузке

Горные породы в земной коре находятся в сильно сжатом состоянии. Одна из основных сил, действующая повсеместно, вы-

зывается тяжестью вышележащей толщи. При высвобождении пород от действия сжимающих сил, что происходит у поверхности земли, в горных выработках, в бортах речных и овражных долин и при других подобных условиях, породы начинают выдавливаться в свободное пространство. В выработках выдавливаются боковые стенки, кровля и почва, стремящиеся заполнить все сечение выработки, у поверхности земли развиваются трещины отслаивания, в бортах речных долин и оврагов появляются характерные «трещины бокового отпора».

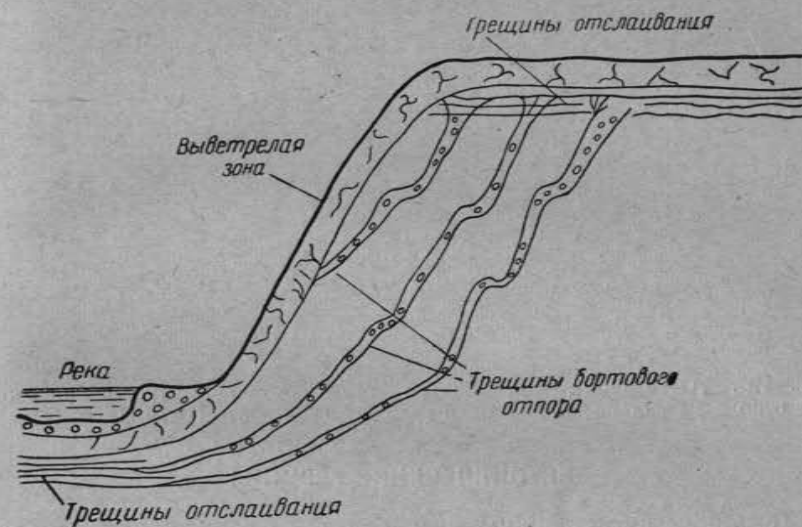


Рис. 195. Схема расположения трещин бортового отпора и трещин отслаивания (по А. Г. Лыкошину, упрощено)

Трещины отслаивания развиваются параллельно обнаженной поверхности. Они часты и хорошо выражены вблизи нее, но становятся более редкими и менее ясными в глубине.

Трещины бортового отпора (отседания, откоса) развиваются в бортах долин рек и оврагов, врезанных в различные скальные и полускальные породы. Трещины бортового отпора бывают наклонены под углом $30-50^\circ$ в сторону долины и в глубину распространяются до уровня реки; простирание их совпадает с современными, либо древними долинами (рис. 195). Описываемые трещины бывают открытыми, часто зияющими и криволинейными (рис. 196). 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.

Трещины бортового отпора благоприятны для развития карста. Их изучение имеет особо важное значение при проведении изысканий для гидроэнергетического строительства.

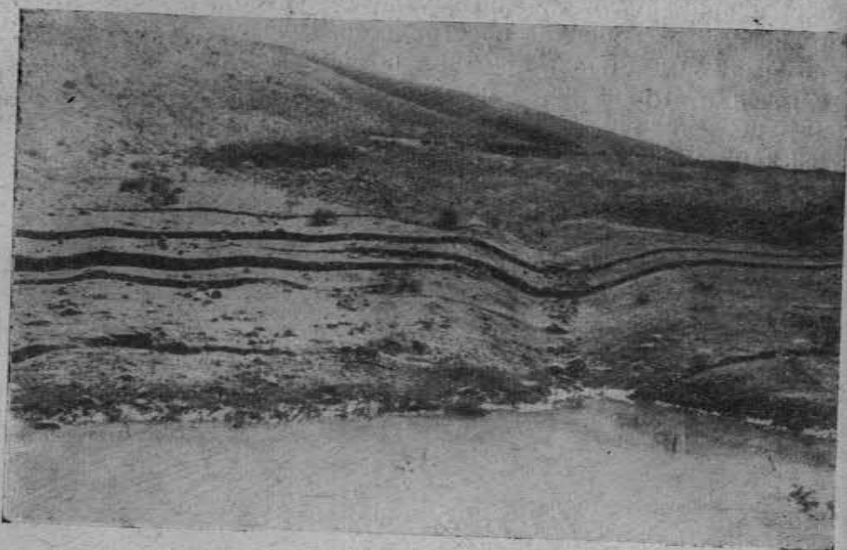


Рис. 196. „Отседание“, развившееся в лёссах по трещинам бортового отпора на склоне долины реки (Таджикистан, фото Чжан-Цзун-Ху)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Тектонические трещины развиваются в горных породах под влиянием тектонических сил, проявляющихся в земной коре в процессе ее развития. 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 неотектонических. Различия выражаются прежде всего в том, что тектонические трещины обладают большей выдержанностью в ориентировке как по простиранию, так и по падению и развиваются по единому плану в различных по составу породах.

Напомним, что тектонические трещины в соответствии с принятой нами классификацией (см. стр. 197) делятся на трещины с разрывом сплошности пород и кливаж. Кливаж, в противоположность другим видам тектонических трещин, не нарушает сплошности пород. В породах с развитым кливажем разрушается их текстура и структура, но они не теряют монолитности, если только поверхности кливажа не расширены какими-либо более поздними процессами (например выветриванием).

Трещины с разрывом сплошности пород

Трещины с разрывом сплошности пород возникают при появлении в породах напряжений, превышающих пределы их прочности.

Ниже описаны только те трещины отрыва и скалывания, которые связаны с тектоническими силами, развивающимися в земной коре. Аналогичные по механизму формирования трещины, возникающие у поверхности земли при экзогенных процессах, описаны выше.

Трещины отрыва. Трещины отрыва обычно приоткрыты, обладают неровной зернистой поверхностью и лишены каких-либо следов перемещений. Гальки и крупные зерна при пересечении их поверхностью отрыва нередко выдергиваются 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 (рис. 197).

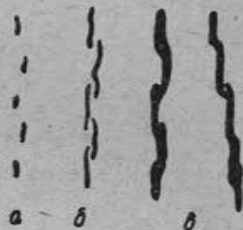


Рис. 197. Схемы роста трещин отрыва: а, б, в — стадии роста (по В. В. Белоусову)

Образование трещин отрыва происходит в разнообразных условиях. Они могут быть развиты на огромных пространствах, в таких региональных структурах как флексуры или крылья прогибов, либо имеют узкое местное распространение.

Региональные трещины отрыва развиваются в породах, испытывающих растяжения в результате проявления вертикальных движений. Возникающие при этом трещины обычно образуют систему из двух рядов крутонаклонных трещин, пересекающихся в плане и разрезе под прямым или близким к нему углом перпендикулярно к поверхности напластования. Один из рядов развивается согласно с простиранием пород, в общем плане параллельно оси поднятия или оси опускания. Второй совпадает с направлением падения пород.

Морфология региональных трещин отрыва имеет ряд характерных черт. Это обычно вертикальные или крутонаклонные ровные трещины, выдержанные по простиранию и падению на десятки и сотни метров. Они бывают открытыми и очень часто речная и овражная сеть вырабатывается согласно с планом расположения таких трещин. Региональные трещины отрыва широко развиты на крыльях многих платформенных прогибов, обладающих большой глубиной.

Местные трещины отрыва возникают на участках, испытывающих растяжения при формировании складок и разрывов.

Морфологически эти трещины не отличаются от описанных выше региональных трещин, но они не имеют такого широкого распространения и обнаруживают тесную зависимость от строения отдельных элементов складок и разрывов. Многочисленные трещины отрыва образуются на сводах пологих куполовидных поднятий, в ядрах складок, на участках крутого погружения шарниров складок и на смыкающих крыльях флексур.

Расположение трещин на сводах куполовидных поднятий зависит от их формы. На куполах изометрической формы трещины отрыва развиваются по радиусам концентрически. Нередко возникает лишь один из этих видов трещин.

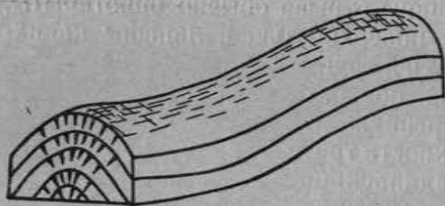


Рис. 198. Схема расположения трещин отрыва в ядре антиклинальной складки

В ядрах линейных складок трещины отрыва развиваются по двум направлениям. Одно из них — продольное — совпадает с простираем осей складок, другое — поперечное (рис. 198).

Трещины отрыва возникают на смыкающих крыльях флексур, совпадающем с их простираем.

Трещины отрыва бывают интенсивно развиты на участках, нарушенных сбросами. Последние, как указывалось выше, чаще образуются в условиях растяжения горных пород и отражают дальнейшее развитие тех напряжений, которые приводят к образованию трещин отрыва. Там, где развиты сбросы, трещины отрыва ориентированы параллельно поверхности сместителя. Они образуются раньше, чем произойдет перемещение крыльев сброса, и имеют наибольшую частоту у сместителя, становясь более редкими вдали от него.

Трещины скальвания. Трещины скальвания обычно бывают плотно сжаты и имеют гладкую поверхность. Гальки и крупные зерна, попадающие на линию разрыва, срезаются, а не выдергиваются из своих гнезд, как это отмечалось для трещин отрыва. Трещины скальвания сохраняют свою ориентировку по простираю и падению и обладают большой протяженностью. Нередко их поверхности носят следы перемещений в виде царапин, бороздок и зеркал скольжения.

Широко распространены трещины скальвания на участках, нарушенных взбросами и сдвигами. Как уже указывалось, образование взбросов и сдвигов происходит в условиях сжатия земной коры или при перемещениях одного участка земной коры относительно другого под действием пары сил. Однако раньше чем напряжения, вызываемые сжатием или сдвигом, сконцентрируются на одной поверхности разрыва и вызовут перемещение вдоль нее, в породах произойдет образование трещин ска-

львания. Эти трещины составляют обычно два ряда, ориентированных под углом к оси сжатия. В реальной обстановке может развиваться лишь одно направление трещин скальвания; если же развиваются оба направления, то они не всегда выражаются одинаково отчетливо.

Непосредственно у поверхностей сместителей многих разрывов нередко образуются боковые оперяющие (рубцовые) трещины. У сбросов с перемещениями крыльев в противоположные стороны трещины отрыва направлены в сторону, противоположную по отношению к падению сместителей. Один из рядов трещин скальвания параллелен поверхности сместителя, второй ряд

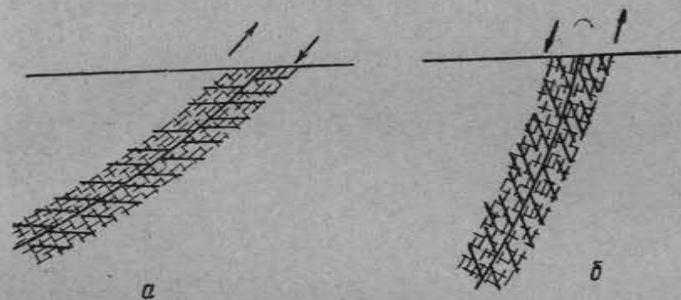


Рис. 199. Боковые оперяющие трещины, образующиеся при сдвиге во взбросах (а) и сбросах (б). Трещины скальвания — тонкие линии; трещины отрыва — толстые линии. Стрелками указано направление действующих сил

ориентирован под углом к первому. При взбросах и надвигах ориентировка трещин скальвания будет такой, как это показано на рис. 199. В плане боковые оперяющие трещины ориентированы параллельно поверхности сместителя.

Помимо трещин скальвания, связанных с формированием отдельных структур, они имеют широкое распространение во многих районах. Трещины скальвания возникают в складчатых областях тогда, когда уплотненные и преобразованные в процессе складчатости породы, неспособные в поверхностных зонах земной коры к дальнейшим пластическим деформациям, вновь испытывают сжимающие напряжения в периоды, следующие за временем формирования складчатости. Трещины в таких случаях располагаются под острым углом по отношению к общему направлению сжатия.

Трещины скальвания 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.

На земной поверхности и вблизи нее в зоне выветривания кливаж имеет вид открытых или закрытых частых параллельных трещин с ровными поверхностями и нередко следами скольжения и притирания (рис. 200). В породах, расположенных вне

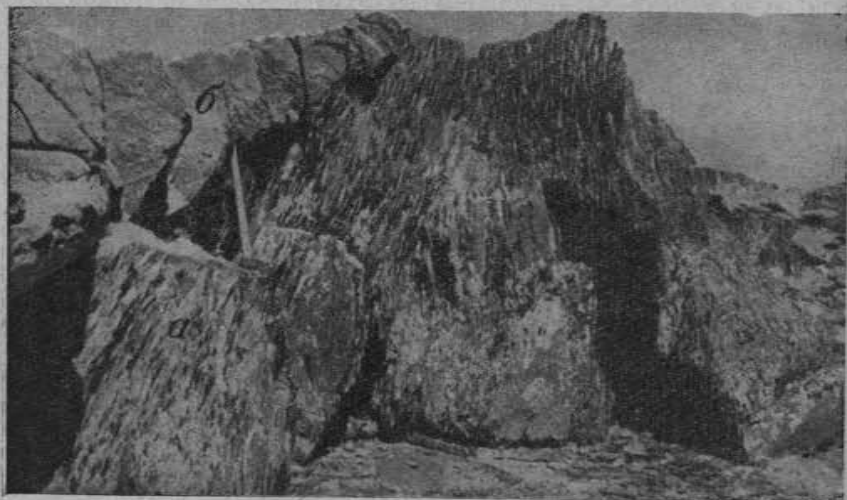


Рис. 200. Кливаж, развитый в аргиллитах (а) верхнего девона под углом к слоистости. В залегающих выше песчаниках (б) кливаж отсутствует (Центральный Казахстан)

зоны выветривания, трещины вдоль поверхностей кливажа имеют скрытое строение и кливаж может быть отмечен только по относительному перемещению по поверхностям скольжения и особенно ясно по смещению резко выраженных границ между слоями (рис. 201).

Из существующих классификаций кливажа наиболее обоснованной является классификация, предложенная В. В. Белоусовым. Им выделяются следующие разновидности кливажа (рис. 202).

Послойный кливаж — развивающийся параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации.

Веерообразный кливаж — располагающийся под острым углом к осевой поверхности и ориентированный таким образом, что он сходится под антиклиналями и над синклиналями, т. е. веерообразно относительно осевой поверхности складки.

Обратный веерообразный кливаж — кливаж, при котором поверхности кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями.



Рис. 201. Кливаж, делящий слои известняка на линзы. Керн из отложений нижнего турне Атасуйского района Центрального Казахстана

S-образный кливаж — кливаж с изменяющейся ориентировкой в пластах различного состава; S-образный кливаж осложняет веерообразный и обратный веерообразный кливажи.

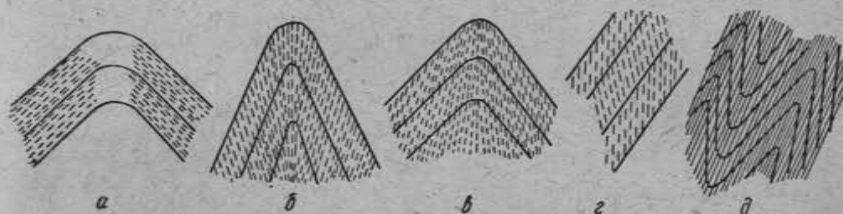


Рис. 202. Разновидности кливажа. а — послойный кливаж. Секущий кливаж: б — веерообразный; в — обратный веерообразный; г — S-образный; д — параллельный

Главный (параллельный) кливаж развивается параллельно осевым поверхностям складок как в замке, так и на их крыльях.

Веерообразный и обратный веерообразный, S-образный и главный (параллельный) кливаж могут быть объединены в одну группу под общим названием «секущего кливажа»

и противопоставлены послойному кливажу. Оба основных типа кливажа — послойный и секущий — связаны с процессами складкообразования.

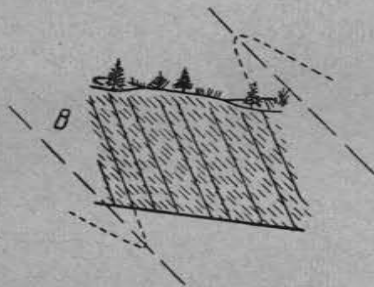
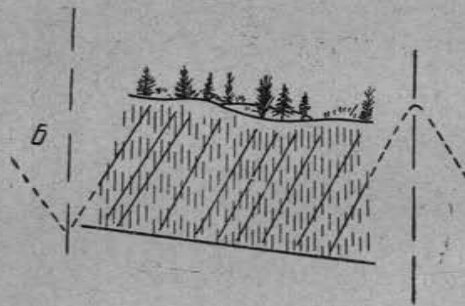
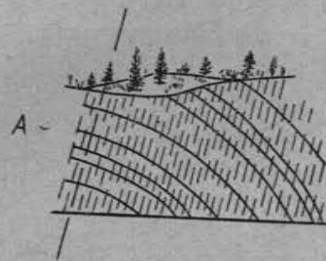


Рис. 203. Соотношения кливажа, слоистости и осевых поверхностей складок в разрезе.

А — кливаж перпендикулярен к слоистости — замок складки; Б — кливаж круче слоистости — крыло нормальной складки; Б' — кливаж положе слоистости — крыло опрокинутой складки. Указано возможное расположение осей антиклинальной и синклинальной складок. На рисунках изображены разрезы. Сплошные линии — слоистость; короткий пунктир — кливаж; длинный пунктир — осевые поверхности складок.

Поэтому эти двух типов кливажа, развитых в складках, явления, имеющие все признаки сходства с кливажем, наблюдаются иногда вблизи крупных разрывов, на что указывал М. А. Усов. Мощность зон, пораженных кливажем, достигает 200—400 м. На более раннее возникновение кливажа относительно образования поверхностных разрыва и перемещений вдоль них указывает присутствие в брекчиях трения раздробленных обломков боковых пород с развитым в них кливажем.

Основываясь на вышеизложенном, общая классификация кливажа может быть дана в следующем виде:

А. Кливаж, связанный со складчатостью

- I. Послойный кливаж
 - 1. Веерообразный кливаж
 - 2. Обратный веерообразный кливаж
 - 3. Параллельный кливаж
- II. Секущий кливаж

Б. Приразрывной кливаж

Веерообразный и обратный веерообразный кливажи могут быть осложнены S-образным кливажем.

Кливаж в механическом смысле выражается в образовании многочисленных поверхностей скольжения или срезания, по которым частицы в процессе пластической деформации смещаются друг относительно друга. В общем ходе деформации образование кливажа соответствует последней ста-

дии развития пластической деформации, характеризующейся потерей прочности перед разрывом.

Остановимся на характерных свойствах кливажа и некоторых примерах его практического использования. В наиболее полной форме это можно показать на секущем параллельном 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. 203). В изоклинальных складках углы падения кливажа и пород на крыльях совпадают.

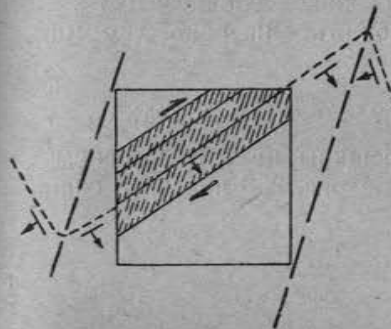


Рис. 204. Соотношение кливажа, слоистости и осей складок в плане. Сплошные линии — слоистость; короткий пунктир — кливаж; длинный пунктир — оси складок; стрелки — элементы залегания

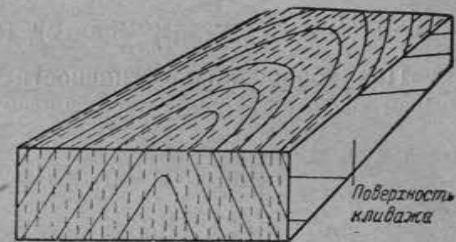


Рис. 205. Схема, поясняющая расположение кливажа в складке. Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает направление погружения шарнира складки

В опрокинутых складках на подвернутых крыльях кливаж ориентирован положе падения пород.

В плане кливаж совпадает с простираем 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 (рис. 204). Наклон слоистости на поверхностях кливажа указывает на направление погружения шарнира складок (рис. 205). Если на кливажных поверхностях слоистость горизонтальна, следовательно, 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 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.

ИЗОБРАЖЕНИЯ ТРЕЩИН НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

При хорошей фотогеничности трещины на аэрофотоснимках могут быть выражены очень четко. На рис. 206 приведен снимок



Рис. 206. Трещины в полого залегающих пермских песчаниках Джезказганского района в Казахстане. Видно два направления трещин. Одно из них ориентировано вдоль линии простирания, второе — вдоль линии падения

трещин, развитых на поверхности наложения в пермских песчаниках Джезказганского района в Казахстане. Песчаники падают на запад под углом 8° . Трещины образуют два взаимно перпенди-

кулярных ряда, один из которых направлен вдоль линии простирания, а второй — вдоль линии падения.

Трещины и в особенности кливаж могут сильно маскировать слоистость и их легко ошибочно 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.

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ТРЕЩИНАМИ В ПОЛЕ

Изучение трещиноватости в горных породах должно быть основано в первую очередь на полевых наблюдениях. Условия, в которых приходится производить изучение трещиноватости, могут быть самыми различными. Район работ может иметь хорошую горизонтальную, либо вертикальную обнаженность, но она может быть и плохой, с редкими выходами коренных пород на поверхность. Изучение трещиноватости производится нередко в карьерах, шурфах, подземных разведочных и эксплуатационных выработках.

Изучение трещиноватости должно направляться таким образом, чтобы прежде всего стремиться выяснить генезис трещин, время их возникновения, возрастные и пространственные взаимоотношения. Не менее важна 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.

Следует отметить, что приемы изучения трещиноватости в поле разработаны до сего времени недостаточно полно и наблюдатель должен избегать субъективного подхода к сбору фактического материала.

Ниже описаны основные приемы полевых наблюдений над трещинами.

Выбор пунктов наблюдений. Выбор пунктов наблюдений при изучении трещиноватости имеет большое значение. Места для наблюдений необходимо выбирать таким образом, чтобы они давали возможность не только легко замерить ориентировку трещин, но и способствовали разрешению задач, стоящих перед наблюдателем.

Практика изучения трещин показывает, что пункты наблюдений могут располагаться более или менее равномерно на всей площади, подлежащей изучению, либо наблюдения производятся лишь на участках, специально выбранных для этой цели.

При равномерном расположении пунктов наблюдений изучение трещин ведут параллельно с выявлением других свойств горных пород. Несомненно, что замерить и изучить трещины можно далеко не во всяком обнажении, но не следует пренебрегать ни одним из них, где это можно сделать. Замеры производятся и в тех случаях, когда обнажения расположены сравнительно близко друг к другу и обладают трещиноватостью одного направления. Подобный способ наблюдений рекомендуется при мелко-масштабных съемках (1 : 50 000, 1 : 100 000 и др.).

При крупномасштабных съемках изучение трещиноватости лучше производить на специально выбранных участках. Такие участки выбираются после достаточно полного знакомства с районами работ. Располагаются они так, чтобы в результате изучения можно было дать характеристику трещиноватости для различных структурных элементов, например для крыльев складок, их осевых частей и погружений; для пород различного состава или комплексов пород; для отдельных свит, толщ и структурных этажей в целом.

Нужно указать, что в естественных условиях зоны наиболее интенсивной трещиноватости наблюдать не удастся, так как к ним часто приурочена овражно-балочная сеть. Это имеет большое значение в том отношении, что недоучет указанной особенности может привести к ошибочной оценке трещиноватости того или иного участка или района в целом.

При изучении нетектонических трещин участки подбираются в зависимости от генезиса трещин и конкретных условий. Учитываются рельеф, глубина от дневной поверхности, контуры выработок, если наблюдения производят в выработках и т. д.

Количество выбранных участков зависит от сложности геологического строения: чем оно сложнее, тем большее количество участков приходится подбирать. Каждый из участков представляет собой достаточно открытую площадку в несколько метров шириной и длиной, на которой и производятся наблюдения над всеми развитыми на ней трещинами. Размер площадки должен быть таким, чтобы на ней располагалось не менее 50—70 трещин. Однако для более полных наблюдений необходима площадка, на которой можно было произвести 100—200 замеров.

Измерение элементов ориентировки трещин. При определении ориентировки трещин в пространстве измеряют элементы залегания поверхности трещин точно так же, как измеряют элементы залегания пластов горных пород. Замеряются азимут простирания, азимут падения и угол падения. При замерах элементов залегания горных пород ограничиваются обычно лишь замерами азимута и угла падения. При замерах трещин необходимо измерять и записывать все три элемента с тем, чтобы в процессе их обработки не производить необходимых вычисле-

ний азимутов простирания. При вертикальном положении трещин измеряются и записываются лишь азимут простирания и угол падения. Азимуты простирания следует отсчитывать только в северных или южных румбах.

При замерах элементов ориентировки трещин отсчеты производятся с особой тщательностью, с точностью до одного градуса. Никогда не следует измерять некоторое среднее значение азимутов простирания и падения или угла падения сразу для нескольких трещин, близких по ориентировке или расходящихся под углом друг к другу. К таким средним измерениям геологи часто прибегают при замерах элементов залегания горных пород; при изучении же трещиноватости каждая из трещин должна быть замерена отдельно, хотя различие в них может исчисляться одним или несколькими градусами. Точные данные ориентировки трещин позволяют полнее проследить изменение их положения в пространстве. Замеры необходимы при количественной оценке и сравнении интенсивной трещиноватости разных направлений.

Прежде чем приступить к замерам ориентировки трещин, совершенно необходимо на участке, где производятся измерения, выяснить элементы залегания пластов горных пород, ориентировку сланцеватости и структур течения. Сделать это всегда следует вначале, так как при большом количестве измерений об этом можно забыть и тем самым обесценить проведенную работу.

В том случае, если трещина сжата и отсутствуют поверхности, по которым можно было бы произвести замеры ориентировки трещин, следует попытаться вставить в трещину лист плотной бумаги, по поверхности которого и произвести нужные измерения. В горных выработках (в шурфах, штольнях, штреках и т. д.), а иногда и в обнажениях трещины видны в стенках в косых срезах. Для выявления истинной ориентировки трещин в вертикальных стенках, сходящихся под тем или иным углом, прибегают к графическим построениям, изложенным выше (см. стр. 98). Однако для графических построений по каждой трещине требуется много времени и следует стремиться к тому, чтобы найти такой участок, где замеры можно производить непосредственно горным компасом.

Запись наблюдений. Запись наблюдений над трещинами следует сводить в таблицы непосредственно в поле, а не разбрасывать среди текста полевой книжки. Замеры и их характеристику лучше выносить на особые страницы для того, чтобы их легко было подобрать при дальнейшей обработке.

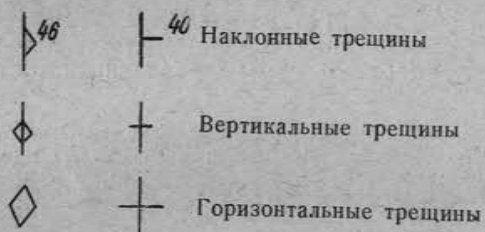
При специальных исследованиях трещин составление таблиц полевых наблюдений над трещиноватостью совершенно необходимо.

Ниже приводится рекомендуемая форма таблицы для записи наблюдений.

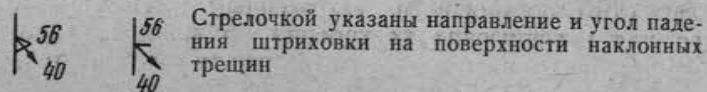
Номер точек наблюдений	Состав и элементы залегания пород	Элементы ориентировки трещин			Количество трещин на 1 лог. м	Описание по-верхности трещин	Генезис трещин	Минерализация	Дополнительная характеристика
		азимут падения	азимут простирания	угол падения					

При специальных исследованиях трещин вводятся графы для указания дебита, температуры и состава вод, которые могут быть заключены в трещинах, длины и ширины трещин, состава заполнителей и др.

Условные знаки. Ниже приводятся различные виды условных знаков, которыми можно пользоваться для указания ориентировки трещин на картах.



При необходимости указания штриховки на поверхностях наклонных трещин прибегают к более сложным значкам.



Для обозначения трещин различного генезиса можно менять знаки, делая их с двойными черточками, тонкими или толстыми, либо используя различные цвета.

Минерализацию и обводненность трещин также можно изображать различными цветами или дополнительными штрихами на основных знаках.

ГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ ЗАМЕРОВ ТРЕЩИН

При полевом изучении трещиноватости горных пород скапливается большое количество замеров трещин, требующих дальнейшей обработки для выявления преобладающих направлений, от-

носительной интенсивности каждого из них и т. д. С этой целью прибегают к построению различного вида диаграмм и карт трещиноватости.

В основе построения диаграмм трещиноватости должно лежать разделение трещин по генезису. Совершенно бессмысленным в большинстве случаев является 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, всегда необходимо иметь четкую генетическую характеристику наносимых на диаграмму трещин.

В настоящее время наибольшим распространением пользуются круговые диаграммы в изолиниях, построенные с помощью сетки Вальтер-Шмидта. Однако также широко используются и другие виды диаграмм и в особенности розы-диаграммы.

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.

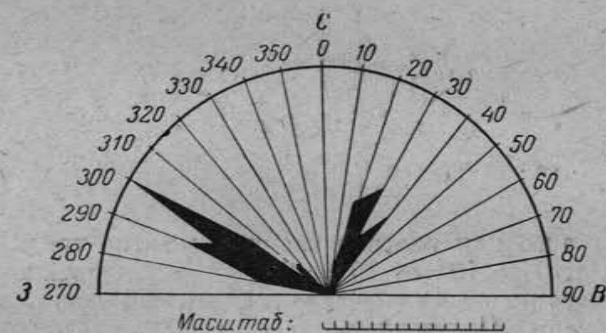


Рис. 207. Роза-диаграмма простираний. Каждое деление масштаба соответствует одной трещине

В качестве примера рассмотрим построение розы-диаграммы азимутов линий простирания. На полукруге произвольного радиуса наносится градусная сетка с северными румбами и проводятся радиусы-меридианы (рис. 207). Интервалы между меридианами можно брать различными — в 5 или 10°. Затем выбирается единичный отрезок с произвольной длиной, соответствующей одному замеру, служащий масштабом для изображения количества трещин. Единичный отрезок складывается на полукруге от его центра по направлению замеренного азимута. При этом

производится округление значений замеров азимутов до 5 или 10°, 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.

Существует и иной способ построения розы-диаграммы, при котором прежде чем наложить имеющиеся замеры на сетку, они группируются по пяткам или десяткам градусов. В одну группу относят трещины, азимуты или углы падения которых находятся

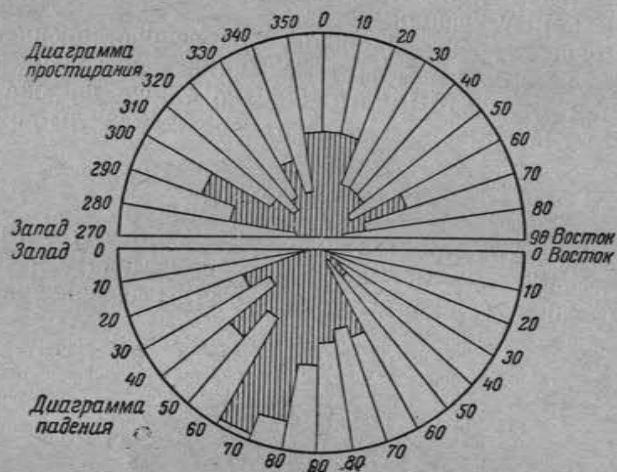


Рис. 208. Диаграмма простираний и падений трещин (по Н. И. Кригеру)

в пределах того или иного пятка или десятка градусов (от 0 до 5°, или от 0 до 10°, от 10 до 20° и т. д.). Определяют количество 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 количеству замеров, попавших в данную группу.

Если количество трещин наносят в процентной форме, тогда общее количество замеров принимают за сто и вычисляют процент замеров по каждой группе. За начало отсчета принимают центр полукруга. Концы отрезков соединяют между собой прямыми и полученную фигуру затушевывают (рис. 208). Если возникает необходимость, помимо азимутов простирания, изобразить замеры азимутов падения или углов падения, в таких случаях значения азимутов падения и углов падения следует записывать на диаграмме простираний у конца луча или строить другие диаграммы. Для изображения азимутов падения розу-диаграмму

нужно строить на полном круге; для углов падения достаточно одного квадранта.

Существенным недостатком роз-диаграмм является невозможность изображения на одной диаграмме всех данных по замерам. При составлении неполных диаграмм для каждого элемента замера они не дают представления о том, какие из трещин имеют тот или иной азимут падения или угол падения.

Круговые диаграммы в изолиниях

Диаграмма на сетке Вальтер-Шмидта. Для построения диаграммы с помощью сетки Вальтер-Шмидта необходим набор трафаретов, которые легко изготовить из куска ватмана или картона. Удобно иметь готовую сетку Вальтер-Шмидта, которую следует наклеить на картон или фанеру. Однако 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. 209). По-

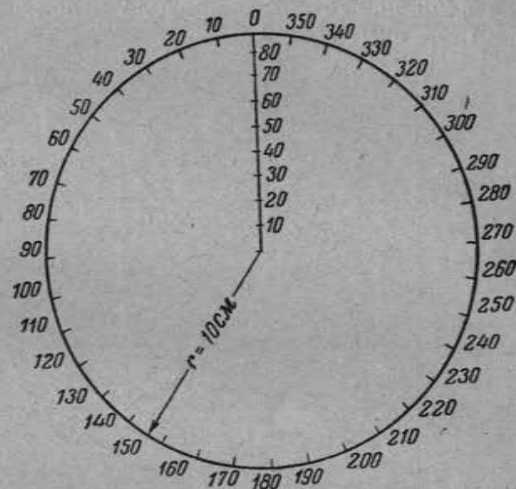


Рис. 209. Сетка для нанесения замеров

лученная шкала служит для отсчета замеров азимутов падения. По нулевому радиусу отсчитывают углы падения. При его градуировке придерживаются принципа, который применяется при построении сетки Вальтер-Шмидта.

Как известно, сетка Вальтер-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. 210 приведен размеченный радиус¹ для диаграммы с диаметром, равным 20 см.

¹ При расчете делений по радиусу сетки Вальтер-Шмидта длина отрезка от центра круга до пересечения с некоторым меридианом вычисляется по формуле:

$$r = 2a \sin \frac{\alpha}{2}$$

Для обычной сетки с диаметром 20 см, $a = 7,07$ см.

Нулевое значение для углов падения указывается в центре сетки, 90° — на окружности.

В центре круга с размеченной окружностью и радиусом (или в центре сетки Вальтер-Шмидта) вставляется игла или гвоздь, на который накладывается восковка с нанесенной на ней окруж-

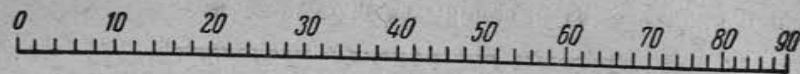


Рис. 210. Масштаб для градуировки северного радиуса при круге диаметром в 20 см

ностью того же диаметра. Для того чтобы восковка не прорывалась, на ней, в месте прокола иглой следует приклеить кусочек плотной бумаги.

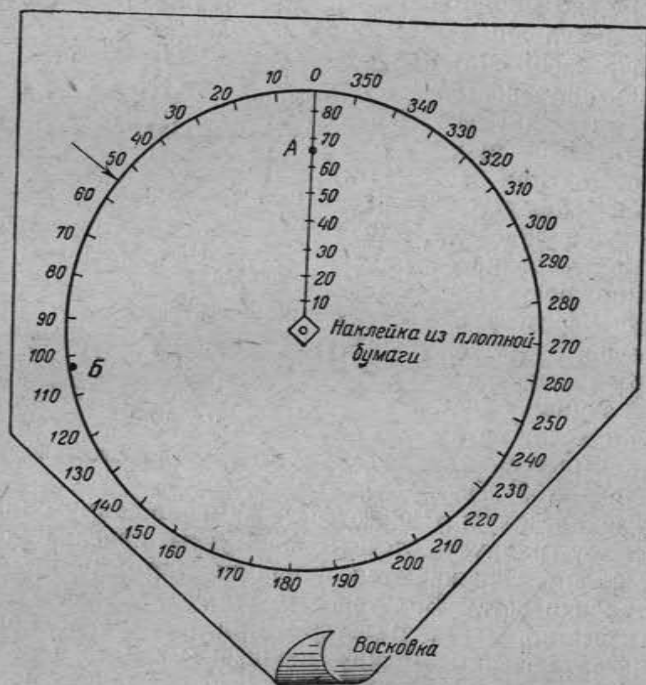


Рис. 211. Восковка, наложенная на сетку. При данном положении восковки нанесен замер поверхности трещины с аз. пад. $55^\circ \angle 66^\circ$ (точка А). Точка Б отвечает замеру: аз. прост. $193^\circ \angle 90^\circ$

На окружности восковки делается стрелочка или другая заметка, служащая для отсчета азимутов падения по градусной шкале на окружности диаграммы. При нанесении замеров азимутов падения восковку поворачивают до положения, при кото-

ром стрелочка или 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. 211). В геометрическом смысле эта точка будет представлять собой место пересечения перпендикуляра, восстановленного к поверхности трещины, с поверхностью полушара, который можно вообразить себе над сеткой Вальтер-Шмидта. При этом трещины представляются в виде плоскостей, пересекающих центр сетки и поверхность полушара (рис. 212).



Рис. 212. Схема, поясняющая соотношение поверхностей полушара и трещины

Если трещина горизонтальна, т. е. угол ее падения равен нулю, перпендикуляр пересечет полушар в его центре и, следовательно, точка будет расположена в центре сетки, на нулевом значении угла падения. Если же трещина окажется вертикальной, перпендикуляр примет горизонтальное положение и точка пересечения полушара 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 цифрой.

Обычно на одну диаграмму наносится 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. 213); 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 с диаметром, равным 2 см. Площадь этого кружка при диаметре круга, равном 20 см, составляет 1% площади большого круга.

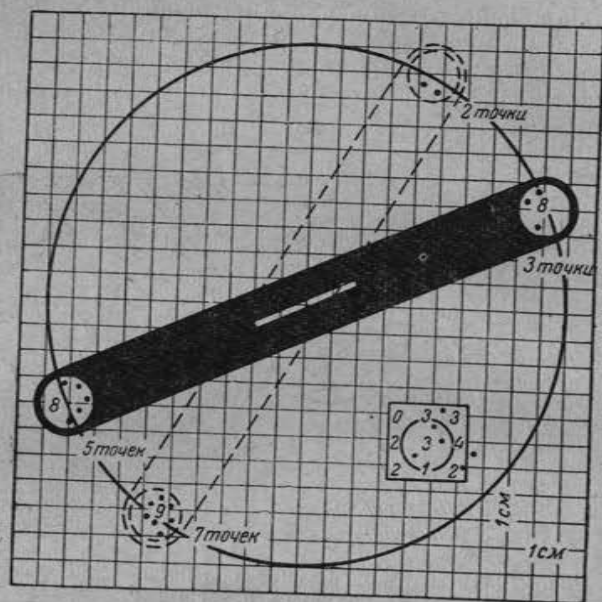


Рис. 213. Схема, показывающая способ подсчета точек в центральных частях и около периферии круга с помощью сетки квадратов. При пользовании линейкой с двумя кружками данные, полученные в каждом кружке, складываются, и полученное число указывается около узла сетки

Передвигая кружок по восковке, наложенной на сетку квадратов, производят подсчет количества точек, попадающих внутрь площади кружка, определяя тем самым количество точек, находящихся на 1% площади большого круга. Подсчет ведут, помещая центр кружка последовательно в каждой точке пересечения линий сантиметровой сетки и записывая количество точек (индекс) в центре кружка. При этом кружок должен вписываться в четыре смежных клеточки сетки. В тех случаях, когда на его площади оказывается окружность большого круга, подсчет точек ведется линейкой, имеющей два кружка и узкую продольную прорезь посредине. Расстояние между центрами кружков линейки должно быть равно 20 см. Линейка устанавливается так, чтобы ее прорезь проходила через центр круга, а центры кружков совпадали с центрами четырех смежных квад-

ратиков, 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 пределах круга восковки. В тех случаях, когда линейка устанавливается в положение, при котором центры кружков совпадают с окружностью, индекс, составляющийся из суммы точек на площади обоих кружков, ставится в каждом из кружков на окружности диаграммы (см. рис. 213).

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 близко напоминает нанесение горизонталей при составлении топографической карты (рис. 214). 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.

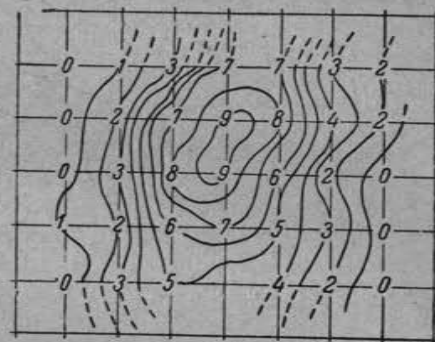


Рис. 214. Схема, показывающая способ проведения изолиний с одинаковой плотностью точек. Цифрами обозначены индексы

Применяется и другой способ построения изолиний на диаграмме, при котором индексы отражают не количество 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 соответствующим индексом. Далее изолинии проводятся через индексы, как и в первом случае.

Особое внимание при изображении изолиний должно быть обращено на периферические участки круга. На правильно составленной диаграмме на противоположных концах диаметров в точках их пересечения с окружностью должны находиться изолинии с одинаковой плотностью точек, что достигается тщательной выверкой и сопоставлением точек пересечения окружности с изолиниями (рис. 215).

Пространство, заключенное между отдельными изолиниями, для большей выразительности обычно покрывается различной штриховкой, более плотной для изолиний с большей плотностью точек. Для большей обзорности построенную диаграмму можно уменьшить в два или четыре 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 и юг, и другие данные. Помимо этого, указывается количество нанесенных замеров и количество точек, через которые проведены изолинии, выраженное в процентах. Так, например, если нанесено 400 замеров, а изолинии проведены через каждый индекс (точку), получаем, 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. Пример круговой диаграммы в изолиниях приведен на рис. 215.

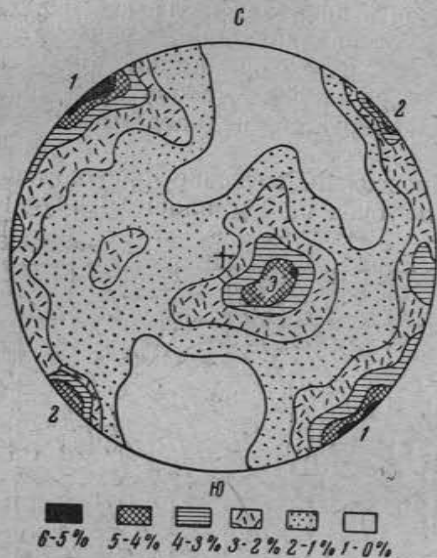


Рис. 215. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях. Нанесено 400 замеров. Изолинии проведены через 1% точек. Черным кружком показаны элементы залегания пород. На диаграмме видны три ряда трещин

1 — вертикальный с простиранием 50°; 3 — вертикальный с простиранием 130°; 2 — наклонный с простиранием 25°, юго-восточным падением и углом наклона 20°

правления и сравнения диаграмм, построенных для различных участков и районов.

Недостатками диаграммы можно считать некоторую громоздкость шаблонов и невозможность ее составления непосредственно в поле.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ II

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеоллиздат, стр. 338—345; 386—400, 1948.
 Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Описанные выше формы горизонтального, наклонного и складчатого залегания свойственны огромному большинству осадочных толщ, обнажающихся на земной поверхности или вскрытых в горных выработках. Лишь очень редко встречаются иные формы залегания, отличающиеся крайним своеобразием. Недоучет этих некоторых особенностей залегания осадочных толщ может привести к ошибкам в выделении стратиграфических горизонтов и изображении их на геологических картах.

КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ¹

Кластические дайки (слово «дайка» — шотландское, обозначающее — 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 породы. 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 слабоцементированные пески, поэтому дайки часто называют песчаниковыми или песчаными. Нередко дайки сложены алевролитами, битуминозными песками или песчаниками. Описаны более редкие случаи встречи даек, материал которых представлен глиной, аргиллитами, известняками, доломитами, каменным углем, бокситами и конгломератами.

Породы, вмещающие дайки, по составу также весьма разнообразны. Кластические дайки встречаются в таких скальных магматических породах как гранит и гранитогнейс, трещины в которых заполняет материал вышележащих осадочных образований. Они наблюдались также в базальтах и андезитах. Дайки были отмечены в песках, в песчано-глинистых толщах, в известняках, песчаниках, доломитах, каменных углях и т. д. Но наибольшее их количество приурочено к кремнистым (опоквидным, диатомовым) глинам и сланцам. Скорее всего, это вызвано тем, что кремнистые глины легко раскалываются и, как мало пластичные породы, наиболее способны легко давать зияющие трещины, заполняемые впоследствии кластическим материалом.

¹ По Р. Г. Гарецкому.

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 большинство пород, вмещающих дайки, относится к третичным образованиям, несколько меньшее число — к меловым.

Кластические дайки имеют различные размеры, их ширина колеблется от нескольких миллиметров до 3—5 м (иногда встречаются крупные, вертикально залегающие песчаные массивы мощностью до 300 м), наиболее обычна ширина даек от 10 см до 1 м; длина даек колеблется от нескольких метров до 5—6 км и в исключительных случаях достигает 15 км; глубина распространения даек оценивается различно: от 10—40 м до 1,5 км.

Кластические дайки чрезвычайно разнообразны по способу их образования. Для их возникновения необходимо появление трещины в породах и приток в трещину кластического материала. Наиболее распространены трещины, возникающие в результате землетрясений и медленных вертикальных движений. Однако нередки трещины, возникающие при оползневых явлениях, обвалах, усыхании, карсте, различных процессах выветривания и т. д.

Большую роль при заполнении трещин кластическим материалом играет вода, создающая легко подвижные пльвуны; в некоторых случаях заполнение трещин связано с миграцией нефти и газов. Кластические дайки могут образовываться как в результате заполнения трещин, возникающих на какой-то глубине под землей, так и путем заполнения поверхностных трещин, открывающихся на дне водных бассейнов или выходящих на поверхность суши. При этом трещины могут заполняться чуждым материалом снизу или сверху. Под землей кластические дайки возникают при условии, если толща пород, рассеченная трещинами, соприкасается с породами, дающими подвижной кластический материал. Дайки, возникающие путем заполнения поверхностных трещин, встречаются редко, так как они обычно уничтожаются вместе с вмещающей их толщей последующими эрозионными процессами. Несколько больше возможностей для сохранения в разрезе имеют дайки, которые образовались в результате заполнения сверху или снизу трещин, выходящих на дно водных бассейнов, где они погребаются под отлагающимися выше осадками.

По способу образования кластические дайки делятся на две разновидности: инъекционные и непунические.

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. Преобладающим развитием пользуются глубинные дайки.

Инъекционные дайки, связанные со сбросами, описаны К. П. Калицким на о. Челекен. Калицкий наблюдал многочисленные дайки битуминозного песка и железистого песчаника, выполняющие сместители сбросов. А. П. Герасимов описал глинистые дайки, развитые в среднеюрских сланцах на северном склоне Главного Кавказского хребта в долине р. Ассы. Эти дайки выступают в виде гребней и достигают мощности в 0,85 м. А. П. Герасимов полагает, что в результате интенсивных нарушений сланцы были разбиты множеством трещин, которые послужили путями движения горячих минеральных вод. Имея сильный напор, вода выносила большое количество механически взвешенного и растворенного материала. Поднимаясь вверх, при благоприятных условиях этот материал мог осаждаться и образовывать своеобразные глинистые дайки.

Непунические кластические дайки образуются путем заплывания кластического материала в трещины сверху на дне моря. Трещины могут располагаться как на глубине, так и на поверхности дна. Заполнение трещин кластическим материалом на глубине происходит под действием силы тяжести, гидростатического давления, веса вышележащих осадков и других причин. Районом развития глубинных непунических даек является Северное Приаралье. Дайки здесь сложены крепкими кварцитовидными песчаниками, реже слабо сцементированными кварцевыми песками и залегают в породах различного возраста от альба до палеогена и, особенно часто, среди эоценовых глин. Питающим горизонтом, из которого поступал в трещины песчаный материал, служили залегающие выше пески саксаульской свиты. Таким образом, движение кластического материала даек шло вниз. Число непунических даек, развитых на площадях поверхностного распространения глин эоцена, достигает нескольких тысяч. Дайки обычно слагают гребни грядок, выступая над поверхностью в виде каменных стен высотой 0,3—1,5 м, или образуют обильные каменные россыпи. Ширина даек не превышает 0,6 м, но иногда встречаются дайки мощностью до 3 м. Протяженность даек колеблется в широких пределах от сотен метров до 1,5—6 км. В плане они образуют сложный, густой лабиринт линий с полигональным рисунком.

Непунические дайки, образовавшиеся в поверхностных трещинах, встречаются редко и развиты главным образом в четвертичных отложениях.

Поверхностные непунические дайки, образовавшиеся на дне водных бассейнов, подробно описаны А. П. Павловым в Среднем Поволжье. Сложены дайки песчаниками и прорезают неокские глины. Мощность их достигает 0,35 м. По заключающейся в песчаниках фауне А. П. Павлов определил их возраст как нижнеолигоценый, что указывает на поступление кластического материала в дайки сверху. Происхождение этих даек он объясняет следующим образом. Трансгрессия

нижеолигоценового моря покрыла площадь развития отложений нижнего мела. Землетрясение образовало на дне моря трещины, которые прорезали глины неокома. Песчаные осадки олигоценового моря, содержащие много раковин, быстро заполнили сверху эти трещины.

Трещины, способные дать начало некоторым непуническим дайкам, могут образовываться при процессе усадки глинистых отложений. Возникшие таким путем поверхностные трещины могут заполниться инородным кластическим материалом, который вносится в них водой, ветром, при обвале стенок и т. д.

ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ НАРУШЕНИЯ¹

Первичные нарушения залегания осадочных толщ образуются еще во время отложения осадка. Они выражаются в виде разнообразных смятий, имеющих вид спирально закрученных

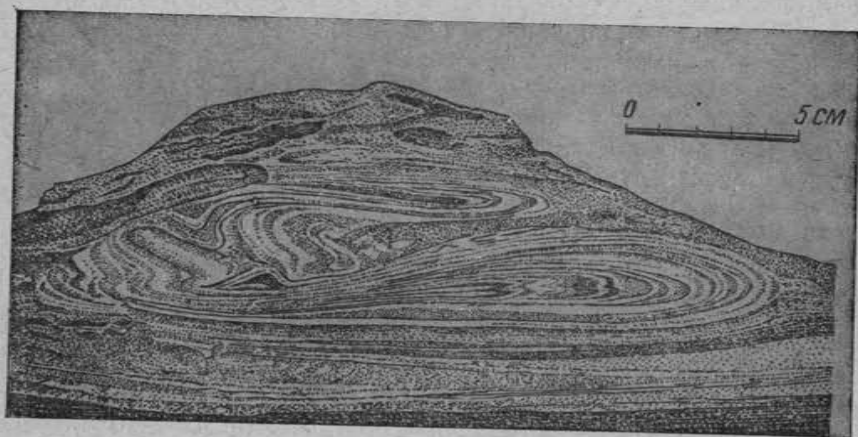


Рис. 216. Небольшие подводные оползневые складки в глинисто-мергелистых осадках палеогеновых отложений северо-западного Кавказа (по Н. Б. Вассоевичу)

линз и комьев, мелких опрокинутых и лежащих складочек, языковидных и беспорядочно перепутанных натеков, а местами — в виде разрывов (рис. 216, 217). 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, равном 3°. Осадок, начавший оплывать по наклонной поверхности покрытого водой дна, деформируется и может быть смещен на значительные рас-

¹ По И. И. Белостоцкому и А. В. Хабакову.

стояния. На более крутых участках дна осадки могут быть совершенно сорваны со своего основания, а на участке накопления оползших масс образовать резкие раздувы в мощности. Вблизи берегов Японии Н. Ямасаки отметил подводный оползень длиной около 10 км, образовавший в одном из углублений морского дна скопление до 230 м мощности. Самые крупные подводные оползни происходят, по-видимому, в области континентального склона морских бассейнов, а мелкие, часто повторяющиеся оплывины, охватывающие отдельные прослой, обычны в дельтах рек. Огромные по масштабам подводно-оползневые и подводно-обвальные нарушения выявлены Н. Ю. Успенской и В. Д. Голубятниковым и описаны М. М. Москвиным и М. А. Семихатовым в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. В этой области в известняках, мергелях и глинах развито несколько горизонтов с оползевым строением, имеющих мощность до 60—80 м. Некоторые из горизонтов прослеживаются более чем



Рис. 217. Подводные оползни в алевритах и песчаниках нижней юры в Дагестане (по В. Т. Фролову)

на 50 км и включают большое количество известняковых глыб-отторженцев. Формирование описанных нарушений М. М. Москвин и М. А. Семихатов связывают с периодами активного роста положительных тектонических структур, на склонах которых возникали подводно-оползневые нарушения, сочетавшиеся с обвальными образованиями. На оползание осадков на больших площадях огромное влияние оказывают землетрясения, особенно подводные.

Мощность подвергающегося оползанию осадка колеблется обычно от десятков сантиметров до первых метров. Наиболее подвержены смещению осадки алевритовой размерности и из-

вестковистые илы. В силу законов 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 залегает уже нормально, срезая смятые деформированные породы. При благоприятных условиях горизонты подводных оползней нагромождаются друг на друга, образуя в разрезе ряд чешуй, отделенных пологими разрывами.

Там, где древние оползни и другие первичные смятия подверглись вместе со всеми окружающими толщами последующим тектоническим нарушениям, перед геологом стоит особенно трудная задача отличить действительные несогласия и складчатость от первичных нарушений.

Важнейшие последствия, которые могут возникнуть в толщах, затронутых подводными оползнями, сводятся к следующему:

1. Увеличение мощности осадков и слоев в более глубоких частях дна, куда смещается оползающая масса.
2. Уменьшение мощности осадков и количества слоев в тех участках бассейна, откуда сползают осадки.
3. Перекрытие более молодых осадков ранее отложившимися и удваивание мощности толщ.
4. Смещение фаций, в результате которого более мелководные отложения оказываются среди более глубоководных.
5. Развитие местных несогласий.
6. Возникновение нарушений в слоистости (первичных деформаций).
7. Появление древних пород среди молодых отложений, что легко ошибочно может быть истолковано как ядро антиклинали или разрыв.

ОСАДОЧНЫЕ БРЕКЧИИ И ГОРИЗОНТЫ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Рядом исследователей в различных районах среди осадочных пород описаны брекчии, по своей текстуре напоминающие брекчии трения. Нередко подобным брекчиям приписывалось тектоническое или ледниковое происхождение и лишь сравнительно недавно установлено их осадочное, седиментационное происхождение.

Осадочные брекчии широко распространены вдоль западного склона Урала. По А. А. Богданову, 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 многих складок и являясь прекрасным маркирующим горизонтом.

Брекчии представляют собой глинистую бесструктурную массу серого цвета, насыщенную мелкими окатанными или угловатыми обломками известняков, кварцитов и других пород и заключающую крупные глыбы более древних известняков, песчаников

и кварцитов, достигающих более 10 м в поперечнике. Выше и ниже брекчии в разрезе залегают слои песчаников, аргиллитов и алевролитов с обычной текстурой.

Глинистая масса, цементирующая брекчию, различна по своему строению. Местами она представляет собой рыхлую бесструктурную глину, содержащую мелкую гальку и щебень, на отдельных участках она содержит настолько большое количество обломков, что приближается по внешнему виду к конгломерату и обладает большой плотностью.



Рис. 218. Осадочная брекчия в отложениях нижнего карбона хребта Кара-Тау (по В. В. Бронгулеву)

В глинистой массе брекчии широко развиты мелкие неправильные смятия, аналогичные описанным выше смятиям, образующимся при подводных оползнях. По мнению А. А. Богданова, совокупность особенностей состава, сложения и условий залегания глинистых брекчий позволяет считать их нормальными осадочными породами, строение которых осложнено оползевыми явлениями.

Формирование брекчий происходило в спокойной среде, но при быстром накоплении, в пределах обширного относительно крутого погружения складчатых сооружений Урала к западу.

Осадочные брекчии широко развиты в основании известняковых толщ нижнего карбона в Кара-Тау (рис. 218), на Кавказе среди меловых и третичных отложений и в других местах.

Не меньшее развитие имеют толщи осадочных пород, заключающие спорадически рассеянные крупные глыбы более

древних пород, получившие название «горизонтов с включениями».

Распространение горизонтов с включениями констатировано в Алайском хребте среди намюрских песчано-глинистых отложений, содержащих огромные глыбы визейских известняков, которые принимались за остатки размытого покрова или им приписывалось рифовое происхождение.

Изучение глыб, достигающих 40 м в поперечнике, показало, что вмещающие породы смяты у их подошвы и как бы приспособлены к неровностям нижней поверхности глыб, в то время как к боковым поверхностям глыб вмещающие породы

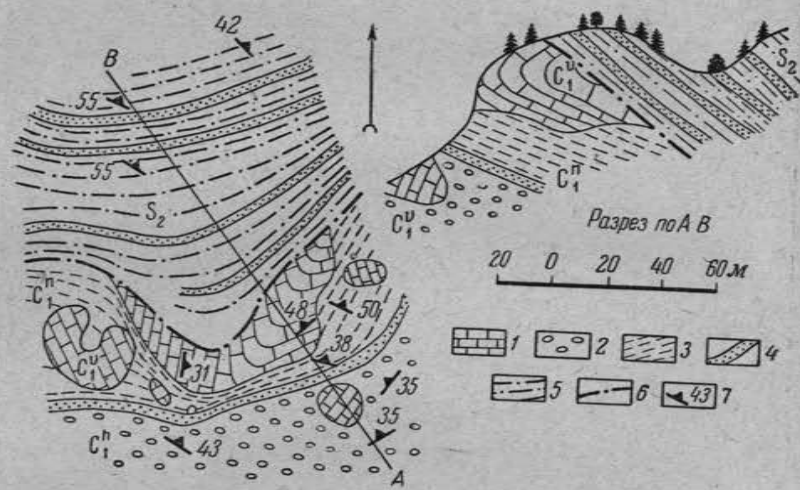


Рис. 219. Геологическая карта и разрез песчано-глинистых отложений намюрского яруса, включающих глыбы визейских известняков (Восточный Алай)

1—известняки визейского яруса; 2—конгломераты намюрского яруса; 3—песчаные сланцы намюрского яруса; 4—песчаники, 5—кремнистые сланцы верхнего силура; 6—надвиг; 7—элементы залегания пород

примыкают спокойно. Слоистость, развитая в известняках, слагающих глыбы, имеет совершенно иное направление и форму, чем в окружающих их породах (рис. 219). Происхождение глыб связывается с процессами подмывания крутых берегов моря и последующими обвалами пород, слагавших берега, в вязкие прибрежные осадки. Более мелкие обломки, отделившиеся при обвалах, образовали ареал вокруг крупных глыб. Заняв устойчивое положение, глыбы постепенно заносились осадками, примыкавшими к их боковым поверхностям.

При достаточном уклоне дна бассейна глыбы могут оползти и переместиться на значительные расстояния. Б. М. Келлер и В. В. Меннер описали подобные явления в Сочинском районе,

где заключенные в палеогеновых отложениях глыбы меловых известняков сместились при подводном оползании вниз по наклонному дну моря более чем на 20 км.

Экзотические глыбы аналогичного происхождения широко распространены среди средне- и нижнеюрских песчано-глинистых отложений Крыма. Глыбы, имеющие до 20—30 м в поперечнике, сложены среднекаменноугольными известняками.

РИФЫ

Картирование и изучение ископаемых рифов (биогерм) представляет собой сложную задачу. Д. В. Наливкин указывает на 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 выпуклолинзовидная форма;
- 3) отчетливые, нередко резкие очертания;
- 4) определенные закономерности в распространении, чаще всего вызываемые 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.

Ископаемые рифы в СССР широко развиты среди верхнепалеозойских пород в Предуралье, 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 о возрасте и условиях их развития, необходимо обратить внимание на внутреннее строение рифовых массивов и соотношение рифовых построек с подстилающими, разновозрастными и покрывающими породами.

Как и у вулканов, склоны коралловых рифов нередко отличаются значительной крутизной, достигая 60°. Особенно велика эта крутизна в верхней части склона, в зоне роста кораллов. Обычные наклоны в современных рифах составляют 8—17°. Поверхность рифов почти плоская. Вследствие этого разрез осадков, отлагающихся на склоне рифа, оказывается аналогичным разрезу антиклинали со срезанной вершиной.

Указанные особенности в строении рифов нередко служат причиной того, что естественные первичные углы отложения путают с углами падения, вызванными тектоническими явлениями. В качестве примера Д. В. Наливкин указывает на горки (шиханы) нижнепермских известняков у Стерлитамака, на Западном склоне Урала. Известняки залегают здесь в виде резко-

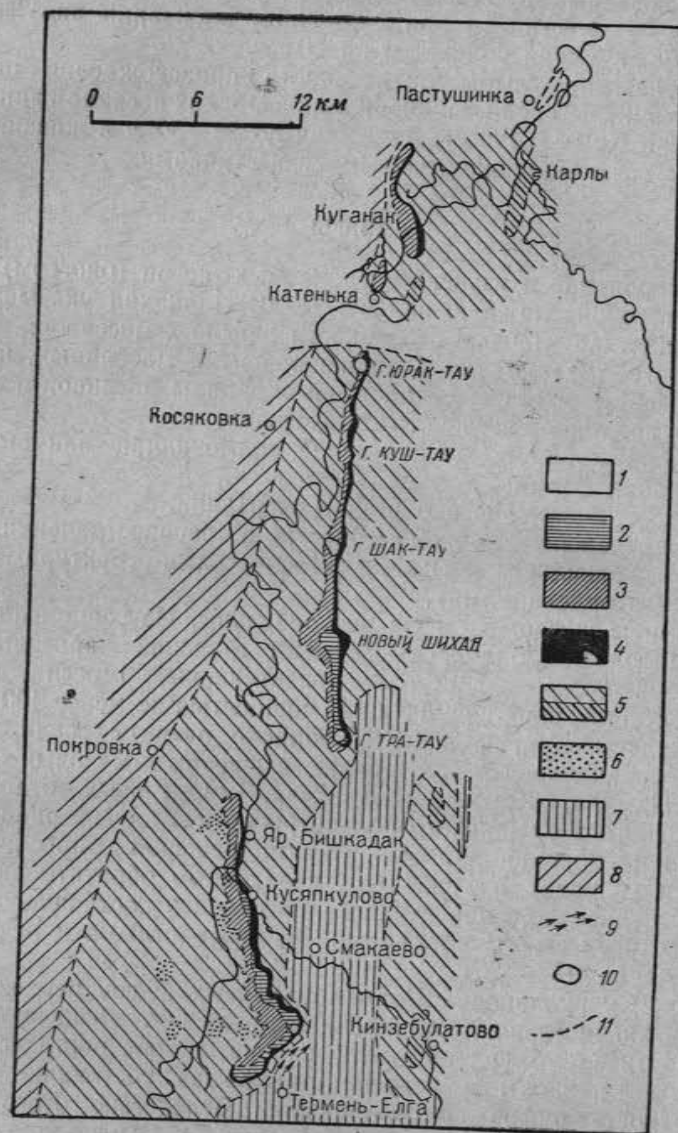


Рис. 220. Палеогеографическая схема времени образования нижнепермских рифов Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья (по Д. М. Раузер-Черноусовой)

1 — гидрактинионный риф; 2 — мшанковый риф; 3 — верхний ярус подводной банки (мишчинево-мшанково-коралловый); 4 — нижний ярус подводной банки (водорослевый); 5 — пологий склон банки и положительный рельеф без рифообразователей; 6 — отмели; 7 — крутой склон банки и более глубокие части бассейна; 8 — ровное дно эпиконтинентального моря; 9 — течения; 10 — известняковые массивы; 11 — границы фации

ограниченных массивов, сливающихся в основании в одно целое. Высота массивов значительна и достигает 500—600, а иногда и 900 м. Известняки не слонсты, мощность отдельных горизонтов чрезвычайно непостоянна; в краевых частях массивов отдельные горизонты часто совершенно выклиниваются (рис. 220). Изредка в известняках наблюдается падение, параллельное склону гор. Вследствие этого намечается антиклинальное положение слоев с углами падения пластов около 15° , а местами и более крутыми.



Рис. 221. Фациальный переход сарматских мшанковых рифовых известняков (а) в глины с прослоями известняков (б). Таманский полуостров (по Н. А. Андрусову)

Иногда это положение связывают с тектоническими движениями и трактуют шиханы как брахиантиклинали, протыкающие окружающие отложения, в то время как шиханы представляют собой типичные рифовые известняки и наблюдающиеся углы падения являются первичными углами отложения осадков.

Рифовые постройки могут подстилаться любыми породами, например глинами, песчаниками. Значительные сложности возникают при выявлении разновозрастных с рифами, но фациально отличных образований. Крутые склоны рифовых массивов представляют собой естественные границы в морских бассейнах, разграничивающие не только области накопления различных фаций, но и области расселения органического мира. При этом происходит и резкая смена в мощностях разновозрастных толщ (рис. 221).

Нередко терригенные или карбонатно-терригенные породы, накапливающиеся за рифовыми барьерами, у их склонов со

стороны открытого моря, включают не только совершенно отличный комплекс окаменелостей, но и залегают гипсометрически значительно ниже одновременно с ними образующихся рифовых известняков. Разность в высотах обуславливается высотой склона

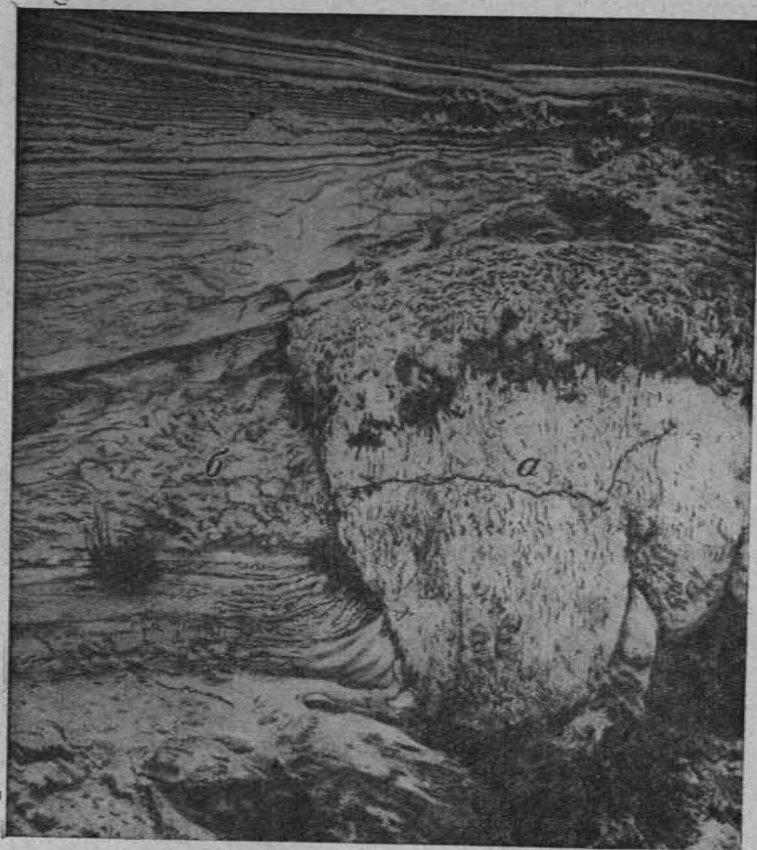


Рис. 222. Соотношение между сарматскими мшанковыми рифовыми известняками (а) и покрывающими их песчано-глинистыми отложениями меотиса (б). Берег Азовского моря (по Н. А. Андрусову)

рифового обрыва. Указанные взаимоотношения при невнимательном подходе легко принять за смещение по тектоническим разрывам.

Осаждение осадков на рифах или вокруг их одновременно или после образования рифов придает контакту облегающее или прилегающее строение. Более молодые отложения резко оканчиваются у крутых боковых поверхностей рифов, а при облекании массивов уменьшаются в мощности или выклиниваются (рис. 222).

ПОГРЕБЕННЫЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ И ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Делювиальные и элювиальные образования очень редко сохраняются среди осадочных пород. Они почти всегда разрушаются последующими процессами и питают аллювиальные и иные отложения. Однако в некоторых случаях удается устанавливать в разрезах погребенные элювиальные и делювиальные образования, имеющие относительно большую мощность и широкое распространение.



Рис. 223. Погребенный среднедевонский делювий с брекчиевидной текстурой, развитый на поверхности гранитов (Центральный Казахстан)

Особое значение в этом типе пород имеют погребенные элювиальные и делювиальные образования, развитые на интрузивных породах.

В геологической литературе описано большое количество примеров «постепенного» перехода гранитов в песчаники. В гранитах в таких случаях появляется определенная ориентировка в расположении отдельных минералов, в первую очередь слюд, затем элементы сортировки зерен по крупности и, наконец, слоистость, свойственная песчаникам.

Внимательное изучение подобных примеров показывает, что на поверхности гранитов, в условиях интенсивного выветривания, 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 переходы, например, среднедевонских гранитов в песчаные красноцветные толщи 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 обломки гранита, не распавшиеся на отдельные минеральные зерна, или едва заметная сортировка отдельных минералов по крупности зерен.

В более высоких горизонтах элювиально-делювиальные образования содержат большее количество участков с брекчиевидным строением (рис. 223), а в распределении листочков слюды появляются элементы линейного расположения. Вверху, вслед за линейным расположением слюды и зерен кварца, отмечается сортировка последних, а также обломков полевого шпата по крупности и постепенно появляются нормально наложенные аркозовые песчаники. Переход от гранитов к песчаникам оказывается настолько незаметным, что очень легко впасть в ошибку при определении положения поверхности гранитной интрузии. При пологом залегании элювиально-делювиальных образований и большой их мощности ошибки при картировании контактов интрузии могут быть весьма значительными.

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.

Недоучет возможного присутствия погребенного элювия и делювия может привести к ошибкам в определении возраста интрузивных пород.

СМЯТИЯ СЛОЕВ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ ДВИЖУЩИМИСЯ ЛЬДАМИ¹ (ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ)

Поверхностные смятия и разрывы в слоистых осадочных толщах, вызванные напором двигавшихся льдов, достоверно описаны только в современных и более древних четвертичных отложениях. Решающими признаками ледниковой природы нарушений служит прямая связь их формы, положения распространения с прежним направлением и характером движения льдов (особенно часто над препятствиями и выступами твердого коренного ложа в полосе морены напора), а также быстрое затухание вызванных ледником складок смятий и разрывов на глубину.

В Прибалтике, Западной Сибири и в ряде других мест обнаружены довольно крупные и сложные складки, обычно быстро выглаживающиеся на глубине. Найдены также перенесенные на далекое расстояние и перевернутые напором ледника огромные глыбы древних известняков и пачки песчано-глинистых толщ

¹ По А. В. Хабакову.

(например, на р. Поповке под Ленинградом). Поскольку в таких явлениях можно предполагать как участие процессов складкообразования, так и воздействие двигавшихся масс ледника, необходимо всесторонне и объективно изучать природу таких деформаций с тем, чтобы не впасть в ошибку. Изучая ледниковые нарушения, не следует упускать из вида тектоническую структуру, осложненную гляциодислокациями, или, наоборот, выделять гляциодислокации на фоне настоящих складок.

ЗАГИБЫ СЛОЕВ НА СКЛОНАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

На крутых склонах возвышенностей речных и овражных долин нередко наблюдаются загибы слоев вниз по склону, образующиеся под влиянием силы тяжести пород (рис. 224.) Осо-

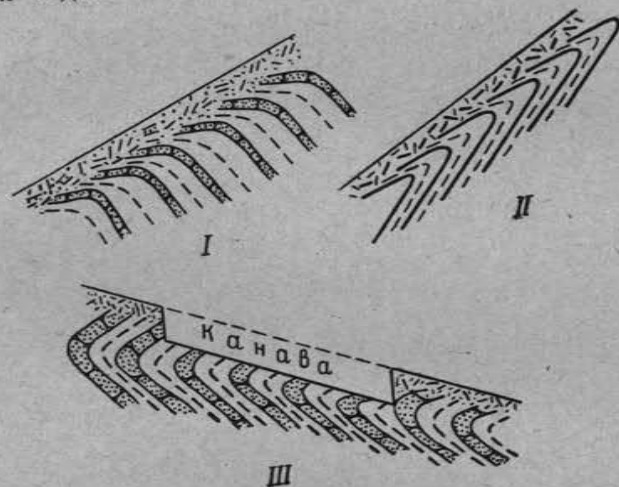


Рис. 224. Различные случаи загиба слоев вниз по склону под влиянием силы тяжести (I, II). На нижнем примере приведена канава, пройденная на недостаточную глубину и дающая неверное представление о истинном залегании пород

бенно большой интенсивности загибы слоев пород наблюдаются в мягких породах, легко поддающихся разрушению, 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.

Особенно нужно быть осторожным при проходке канав среди делювиальных отложений. В канавах легко недоучесть возможность загиба пластов вниз по склону и принять «ложное падение» за неискаженное, истинное.

Загиб пластов по склону может достигать нескольких метров в глубину и иметь широкое площадное распространение.

Белостоцкий И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. БМОИП, т. XXX (4), 1955.

Богдаров А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

Гарецкий Р. Г. Кластические дайки. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.

Москвин М. М. и Семихатов М. А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1956.

Михайлов А. Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта. БМОИП, т. XXII (2), 1947.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. АН СССР, стр. 417—474, 1955.

Хабаров А. В. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Госгеолтехиздат, стр. 142—145, 1954.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ, ИНТРУЗИВНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Эффузивные образования в виде застывших лав, скоплений пепла 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 кристаллические сланцы, порфиroidы и порфиритоиды.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

Условия залегания эффузивных пород в значительной степени зависят от их состава и той физико-географической обстановки, в которой происходило извержение. Средние и основные

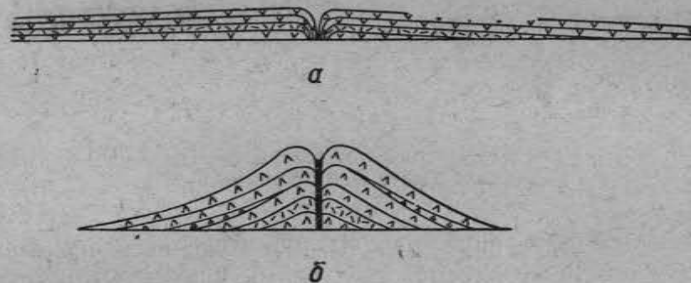


Рис. 225. Распространение лав основного и среднего состава (а) и лав кислого состава (б) от очага излияния

лавы, бедные кремнеземом, весьма подвижны и распространяются на значительные расстояния от центров излияния (рис. 225). Кислые лавы, содержащие большое количество кремнезема, наоборот, вязки и мало подвижны. Они накапливаются и остывают вблизи вулканических аппаратов и быстро переходят в пирокластические образования. Это ведет к образованию вокруг кратера высоких вулканических конусов с крутыми склонами. Лавы, застывая на этих склонах, образуют неправильной формы потоки, заполняющие неровности в рельефе.

Как основные, так и кислые лавы образуют в большинстве случаев четко разграниченные слои. Как бы далеко ни прослеживались слои лав от очагов излияния, они неизбежно постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются.

Условия накопления вулканогенных толщ в наземных и подводных условиях резко различны.

Наземным излияниям свойственна изменчивость гипсометрического положения основания лавовых потоков, в значительной степени зависящего от неровностей рельефа. Нередко лавы покрывают речные террасы, что позволяет установить время их

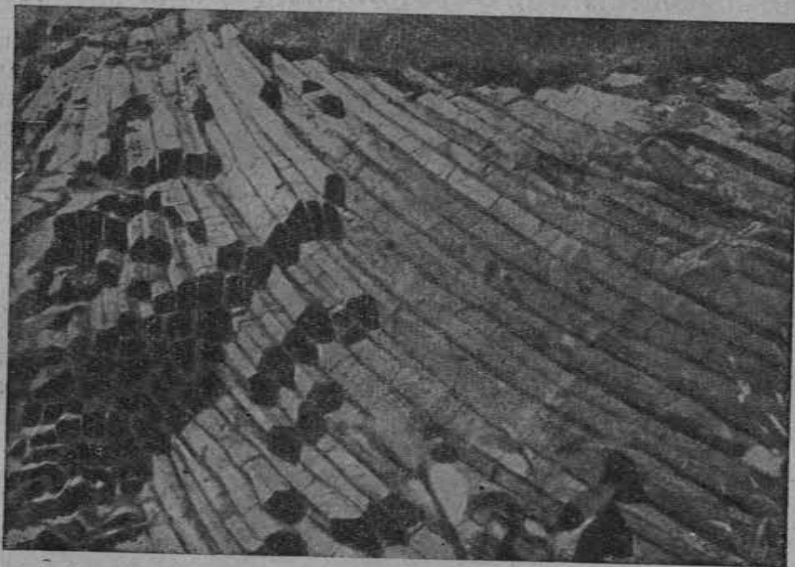


Рис. 226. Столбчатая отдельность в палеогеновых базальтах Дальнего Востока (фото В. В. Бобылева)

образования. Эффузивные породы, образующиеся в наземных условиях, обычно чередуются со слоями, сложенными пирокластическим материалом: пеплом, вулканическими брекчиями и бомбами. Им свойственны также линзы и скопления агломератов (и силевых образований), накапливающихся во время ливней, нередко сопровождающих извержения. Среди вулканогенных пород иногда появляются и другие типы континентальных образований: пролювиальные и аллювиальные отложения, угли и др. Отдельность, наблюдаемая в лавах, застывших на поверхности, обычно неправильная, реже прямоугольная или овальная. В целом вулканогенные толщи, образовавшиеся в наземных условиях, отличаются резкой изменчивостью состава и мощностей.

Вулканогенные толщи, образовавшиеся при подводных излияниях, во многом отличны от вышеописанных. Относительно

ровный рельеф морского дна способствует формированию выдержанных по мощности слоев. Накопления пепла, залегающие среди лав, нередко хорошо отсортированы. Осадочные породы, встречающиеся среди лав, имеют морское происхождение (известняки, песчаники, аргиллиты и т. д.). Эти же породы замещают лавы по простираю.

Отдельность в вулканогенных породах, образовавшихся при подводных извержениях, имеет правильные, хорошо развитые формы. Особенно характерны столбчатая (рис. 226) и шаровая отдельности (рис. 193).

ВЫДЕЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Выяснение стратиграфического положения вулканогенных пород представляет собой сложную и далеко не всегда разрешимую в полной мере задачу. Основные трудности заключаются в том, что потоки лав по мере удаления от очага излияния уменьшаются в мощности и выклиниваются, и при подводных излияниях (а нередко и при наземных) фациально замещаются породами иного происхождения и состава. В связи с этим существенное значение приобретает вопрос о стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных толщ. Разберем три наиболее частых случая.

1. Условия обнаженности или аэрофотоснимки дают возможность непосредственно проследить фациальный переход вулканогенных пород в осадочные (рис. 227, а).

Подобные условия характерны для средне- и верхнедевонских отложений Центрального Казахстана, в одном из районов которого вулканогенная толща, состоящая из эффузивных пород среднего состава, имеющая мощность около 1200 м, через 15 км замещается толщей эффузивов, чередующихся с туфами и песчаниками с общей мощностью 600 м, а еще через 12 км эффузивы совершенно исчезают из разреза, сохраняются лишь красочные конгломераты и песчаники, мощность которых не превышает 250—300 м. Таким образом, в рассмотренном примере легко устанавливается фациальный переход эффузивных пород в красочные песчаники и конгломераты и одновозрастность этих толщ, различных по составу и происхождению.

2. При недостаточной обнаженности, по данным двух разрозненных разрезов, сложенных в одном случае вулканогенными, а в другом осадочными толщами, вопрос стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных образований может быть решен на основании соотношения вулканогенных и осадочных толщ 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 объединять вулканогенные и

осадочные породы обоих разрезов в единый стратиграфический комплекс пород, допуская при этом фациальное замещение эффузивных пород осадочными, на пространстве между пунктами расположения разрезов (рис. 227, б).

3. При условиях, описанных во втором случае, 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, следовательно, их можно объединять в единый стратиграфический комплекс с учетом фациального замещения вулканогенных пород осадочными (рис. 227, в).

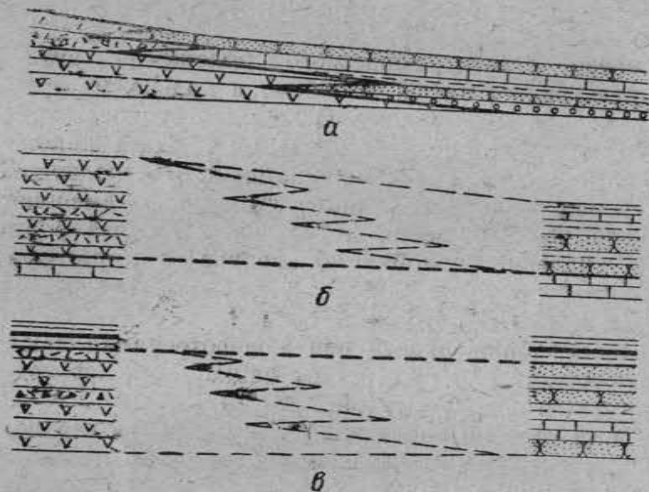


Рис. 227. Различные случаи стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных толщ (объяснение в тексте)

Толщи вулканогенных пород, накапливающиеся в континентальных условиях, нередко образуют самостоятельные стратиграфические комплексы, не параллелизирующиеся с разрезами осадочных пород. Такие комплексы отделяются от подстилающих и вышележащих образований несогласиями.

Вулканогенные комплексы расчленяются на свиты или толщи, в которые следует объединять эффузивные породы одинакового состава, например, кварцевые порфиры, альбитофиры или порфириты. Следует отделять образования, состоящие преимущественно из эффузивных пород, от пирокластических накоплений (туфов, вулканических брекчий и т. п.)

Чрезвычайно важно наметить среди вулканогенных комплексов или внутри свит и толщ опорные, маркирующие горизонты. Такими горизонтами могут служить пакки и слои осадочных пород, залегающие среди эффузивов, накопления туфов, поверхно-

сти несогласий или характерные и широко развитые эффузивные породы, обладающие выдержанным составом, цветом или выделяющимися текстурными особенностями.

ВЫЯВЛЕНИЕ ОЧАГОВ ИЗЛИЯНИЯ

Установление очагов излияния лав имеет большое значение для понимания условий образования и залегания эффузивных пород. Непосредственное выявление эруптивных аппаратов возможно лишь для молодых вулканов, имеющих главным образом четвертичный и третичный возраст. Особенно хорошо выделяются в рельефе вулканы, извергавшие лавы кислого состава. Их конусообразные возвышенности с кратерами в средней части легко опознаются по характерной форме гор (Эльбрус, Казбек) или по остаткам размытых кордильер кратеров, окруженных покровами застывших лав. Большую помощь в решении этих вопросов могут оказать аэрофотоснимки, позволяющие обнаруживать сильно размытые, почти уничтоженные эрозией вулканы.

Эруптивные аппараты более древних вулканов (мезозойского и палеозойского возраста) устанавливаются с большим трудом: обычно удается лишь наметить их с той или иной степенью достоверности. Для этой цели пользуются рядом косвенных признаков.

Важнейшие из них следующие. С приближением к очагам излияния лав возрастает 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 древние эруптивные аппараты выявляются по заполняющим их породам. Они могут оказаться более крепкими, чем окружающие их осадочные или эффузивные толщи и в таких условиях образовывать резко выделяющиеся в рельефе возвышенности; наоборот, если эруптивные аппараты окажутся заполненными более легко разрушающимися при выветривании образованиями по сравнению с окружающими их породами, они могут образовывать в рельефе пониженные участки.

При изучении застывших лав следует вести наблюдения над расположением флюидалности, линиями течения и пузырьками газов, которые могут оказать существенную помощь в определении направления движения лавовых потоков.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Определение возраста эффузивных пород всегда представляет собой сложную и трудную задачу. Ниже рассмотрены условия, позволяющие подойти с той или иной степенью достоверности к решению этого вопроса.

1. Известны эффузивные породы, в которых заключены пустоты от разложившихся организмов и их скелетов, захваченных лавами при подводных излияниях. Пустоты от морской фауны отмечены также в туфах. При заливке гипса в пустоты можно получить слепки форм существовавших некогда организмов и тем самым иметь возможность непосредственного определения возраста вулканогенных пород. Однако подобные случаи исключительно редки.

2. Часто среди вулканогенных толщ заключены слои осадочных пород с остатками фауны или флоры. Особенно благоприятны в этом отношении известняки и мергели, на которые должно быть обращено особое внимание в отношении возможного нахождения в них окаменелостей. Если слои с окаменелостями заключены среди вулканогенных пород, они дают возможность обоснованного определения возраста эффузивных толщ.

3. Возраст вулканогенных толщ может быть установлен на основании возраста покрывающих и подстилающих их осадочных пород, если с подстилающими и покрывающими породами вулканогенные образования связаны постепенными переходами. Так, например, если подстилающие вулканогенную толщу породы имеют верхнедевонский возраст, а покрывающие относятся к визейскому ярусу нижнего карбона, то заключенная между ними вулканогенная толща может быть отнесена к турнейскому ярусу нижнего карбона.

4. Верхняя возрастная граница эффузивных пород может быть определена по несогласному налеганию на них фаунистически охарактеризованных толщ. Эффузивы в этих случаях имеют более древний возраст.

5. Нижняя возрастная граница в отдельных случаях устанавливается по ксенолитам пород, захватываемых лавами. Если возраст ксенолитов определяется по тем или иным данным, например по заключенным в них окаменелостям, это может служить основанием считать возраст эффузивных пород более молодым, чем возраст пород, слагающих ксенолиты.

6. Важные косвенные признаки для обоснования возраста вулканогенных толщ может дать изучение распространения туфогенных пород. Пепел способен переноситься ветром на значительные расстояния и накапливаться в отдельных районах вместе с обычными осадками. Образующиеся прослои туфов являются обычно прекрасными маркирующими горизонтами и, если удастся установить их пространственную связь с очагами извержения, они могут дать возможность определить время излияния лав.

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА И ТЕКСТУРЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Необходимо стремиться к возможно более точному определению состава эффузивных пород в поле. Для этого следует

предварительно познакомиться с уже определенными коллекциями из района работ. Особое внимание должно быть обращено на определение состава вкрапленников. Изучается строение основной массы породы, а также форма и положение различного вида включений, пузырей и миндалин.

Слоистость в вулканогенных толщах может быть выражена изменением состава или цвета эффузивных пород, появлением среди них прослоев туфов или осадочных пород. Иногда удается подметить расположение пузыристых шлаковидных или стекловидных участков, совпадающих в своем расположении со слоистостью.

Флюидалность, нередко хорошо развитая в застывших лавах, особенно в фельзитах и стеклах, далеко не всегда совпадает со слоистостью лавовых потоков. Она обычно следует параллельно всем поверхностям потока — как верхней и нижней, так и боковым, и нередко имеет завернутый и закрученный вид. Таким образом, в краевых частях потоков и покровов флюидалность не совпадает с элементами их залегания. При изучении характера залегания эффузивных пород по флюидалности или ориентированному расположению вкрапленников необходимо производить большое число замеров их ориентировки.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД НА КАРТАХ

Эффузивные породы изображаются на геологических картах так же, как и осадочные породы, т. е. расчленяются по возрасту и составу. Как и в слоистых осадочных толщах, в эффузивных породах измеряется мощность слоев и элементы их залегания. Однако, в отличие от осадочных пород, состав которых 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.

При картировании эффузивных пород следует иметь в виду, что вулканогенные толщи обладают значительно меньшей пластичностью и податливостью по сравнению с осадочными породами. Поэтому мощные толщи эффузивных пород образуют лишь плавные складки с относительно пологими крыльями. Если же вулканогенные образования играют подчиненную роль и занимают незаметное место в разрезе, они как бы приспособляются к смятиям осадочных толщ и могут быть смяты так же интенсивно, как и осадочные породы.

Биллингс М. П. Структурная геология. Изд. иностр. лит., стр. 331—350, 1949.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева. Госгеолиздат, стр. 182—197, 1954.

ГЛАВА 14

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивные горные породы развиты чрезвычайно широко в земной коре. Большая часть древних, размытых складчатых сооружений, обнажающихся на поверхности, сложена интрузивными породами.

По условиям формирования среди интрузивных тел выделяются две группы: абиссальные и гипабиссальные интрузии. Абиссальные интрузии формируются на большой глубине в условиях медленного остывания магмы и обладают в своем большинстве полнокристаллическими крупно- и среднезернистыми структурами. Гипабиссальные интрузии застывают на сравнительно небольшой глубине (менее 2—1,5 км) и отличаются тонко- или мелкозернистым строением.

ФОРМЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Наибольшим распространением пользуются следующие формы интрузивных тел.

Батолиты. Батолитами называются огромные массивы интрузивных пород преимущественно гранитоидного состава, имеющие площадь выхода на поверхность не менее 100 км². Батолиты обладают плавными овальными, округлыми или вытянутыми контурами; в вертикальных разрезах их поверхность наклонена в стороны от центральных частей массивов. Батолиты, как правило, не нарушают структуру вмещающих пород, они их как бы проплавливают, не производя никаких деформаций. Участки вмещающих пород, обладающих складчатым строением, сохранившиеся среди батолитов, нередко составляют единый структурный план с породами, окружающими батолит. В поперечных разрезах батолиты представляют собой тела, расширяющиеся с глубиной (рис. 228). Однако существует немало примеров батолитов языковидной формы. Нижняя поверхность батолитов с полной достоверностью никем не наблюдалась. До настоящего времени еще не решена проблема пространства, занимаемого огромными пространствами, которые могли бы быть заполненными магмой, так как площадь выхода на поверхность наиболее крупных из батолитов достигает 250 000 км².

Не вдаваясь в анализ обширной литературы по этому вопросу, следует отметить, что наибольшим признанием среди геологов пользуются три точки зрения. Согласно одной из них, пространство при формировании батолитов образуется за счет обрушения кровли. Обломки кровли обваливаются в поднимающуюся магму, в которой они тонут и постепенно растворяются.

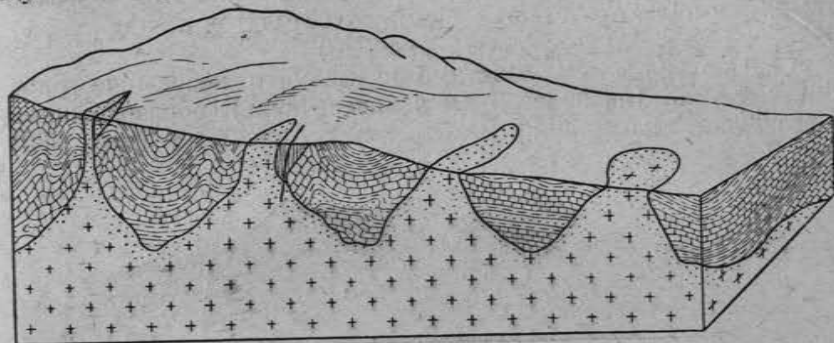


Рис. 228. Гранитный батолит (по В. Эммонсу)

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,

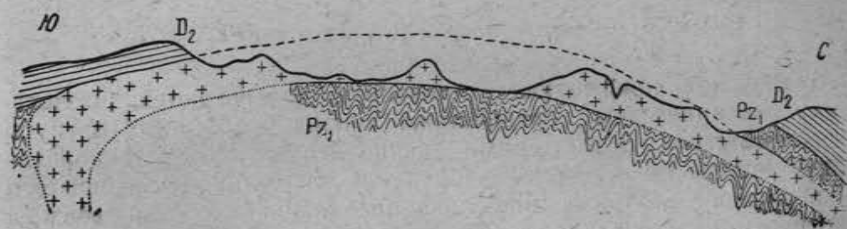


Рис. 229. Межформационный гранитный батолит в юго-западном Алтае (по Г. Д. Ажгирею)

не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма (межформационные батолиты — рис. 229).

Помимо изложенных точек зрения, незначительная часть исследователей придерживается идеи гранитизации, предполагающей образование гранитных батолитов путем переработки

глубинными растворами и парами осадочных пород, остающихся на месте.

Штоки. Штоками называются интрузивные тела, имеющие площадь выхода на поверхность менее 100 км^2 . Штоки чаще имеют округлые или вытянутые контуры. Они образуют самостоятельные массивы с довольно крутыми боковыми поверхностями, или являются ответвлениями от батолитов в виде куполов и гребней над их кровлей (см. рис. 228).

Лакколиты. Лакколитами называются небольшие грибовидные тела (не более 5 км в поперечнике), образовавшиеся в результате нагнетания магмы между пластами (рис. 230).

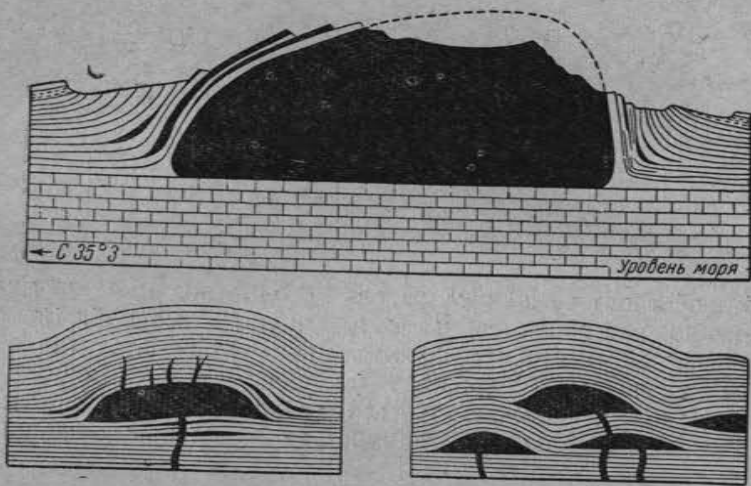


Рис. 230. Лакколиты (по М. П. Биллингсу)

Верхние слои, покрывающие лакколиты, подвергаются интенсивному механическому воздействию магмы и обычно изогнуты в соответствии с контурами лакколита. Высота лакколитов чаще меньше их горизонтальной длины, а толщина уменьшается к периферии. Образование лакколитов происходит в верхней части земной коры. Они являются одной из наиболее распространенных форм гипабиссальных интрузий.

Магматические диапиры. Магматические диапиры принадлежат к гипабиссальным интрузиям. Они характеризуются резко вытянутой веретенообразной или грушевидной формой в плане и в разрезе и относительно небольшими размерами (до нескольких километров) в поперечнике. В отличие от лакколитов, магматические диапиры представляют собой секущие тела и вызывают во вмещающих породах появление разрывов и интенсивных смятий (рис. 231).

Лополиты. Лополитами называются чашеобразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, образованные

главным образом основными, ультраосновными или щелочными породами (рис. 232). Размеры лополитов различны. Они образуют небольшие залежи и огромные тела в сотни километров в поперечнике. На рис. 233 приведен разрез через лополит Бушвельда, длина которого составляет около 300 км .

Факолиты. Факолитами называются небольшие интрузии, имеющие серповидную форму в плане и в разрезе. Они образуются в ядрах антиклинальных или, реже, синклинальных складок (рис. 234). Мощность факолитов измеряется сотнями или самым большим тысячами метров. Магма, образующая факолиты, внедряется в ослабленные участки между слоями в замках складок.

Вулканические жерла (некки). Вулканические жерла представляют собой каналы, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность. Таким образом, некки являются частью эруптивного аппарата вулкана. Форма их в плане округлая, овальная или совершенно неправильная. Диаметр имеет размеры от десятков метров до $1-1,5 \text{ км}$. Бо-

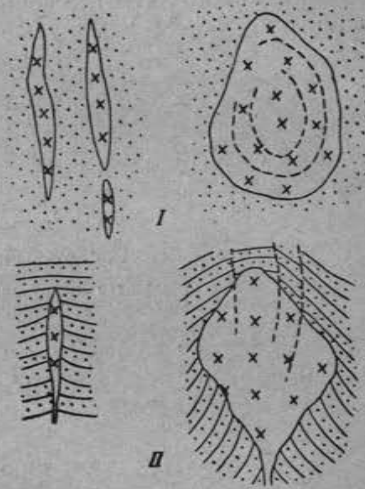


Рис. 231. Магматические диапиры (по В. Н. Павлинову)

I — план; II — разрез

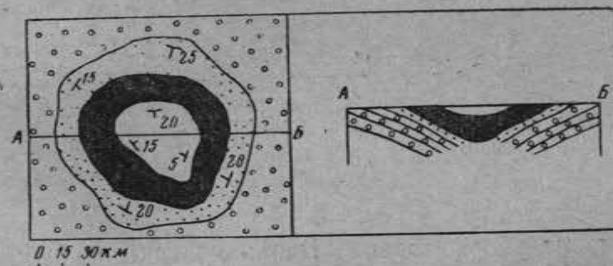


Рис. 232. План и разрез лополита (по М. П. Биллингсу)

вые стенки некков крутые, вертикальные. 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 брекчий (рис. 235).

Большое количество вулканических жерл (вулканических трубок), заключающих в себе алмазы, обнаружено в последние годы в Якутии среди очень полого залегающих угленосных и песчано-глинистых отложений карбона и перми. Они представляют собой замкнутые горловины изометрической или

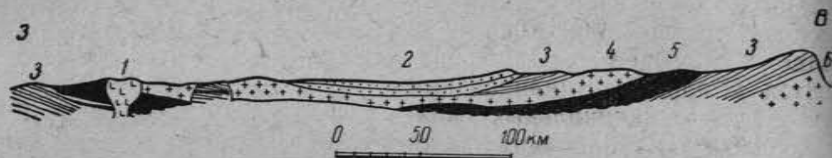


Рис. 233. Лополит Бушвельда

1 — сиениты (наиболее молодая интрузия); 2 — система Карру; 3 — Трансваальская система; 4 — гранит, гранофир, фельзит; 5 — норит; 6 — древние граниты

овальной формы до 1—2 км в поперечнике, суживающиеся книзу. Первоначально каналы трубок были заполнены пирокластическим материалом основного состава, в который позже внедрились базальты. Породы, выполняющие трубки, местами превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок залегают спокойно; на стенках трубок они, как правило, раз-

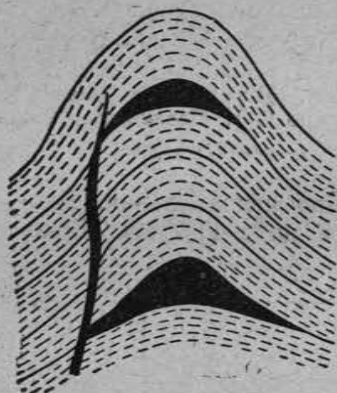


Рис. 234. Факолиты в ядре антиклинальной складки

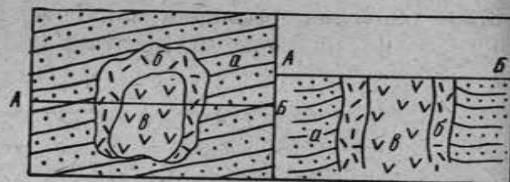


Рис. 235. Вулканическое жерло (некк) в плане и разрезе

а — вмещающие породы, б — туфобрекчия, в — застывшая лава

дроблены и метаморфизованы. Вдоль контактов трубок с вмещающими породами нередко располагаются мелкие жилы базальтов.

Жилы. Жилы, часто называемые также дайками, представляют собой плитообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры. Жилы могут быть выполнены различными по составу породами как интрузивными, так и эффузивными. Размеры жил очень различны. На Алдане описана жила, сложенная габбро-диабазом, имеющая более 100 км длины и мощность

до 250 м, однако большая часть жил имеет длину в сотни или десятки метров при мощности, измеряемой несколькими метрами. Подавляющее большинство жил, сложенных породами магматического происхождения, залегают круто или вертикально; полого залегающие жилы встречаются редко. С вмещающими породами жилы имеют резко секущие контакты.

Интрузивные залежи (силлы). Интрузивные залежи, или силлы, образуются при внедрении магмы вдоль поверхностей слоистости (рис. 236). Известны интрузивные залежи площадью до 10 000 км². Их мощность колеблется в широких пределах — от самых тонких инъекций до 600 м. Силлы сложены различными по составу породами от гранитов до габбро, однако значительно чаще встречаются залежи основных пород.



Рис. 236. Интрузивные залежи (силлы) в разрезе

Нередко межслойные инъекции магмы образуют серию залежей, расположенных одна под другой и соединенных друг с другом ответвлениями, секущими вмещающие породы. Подобные залежи, сложенные обычно габбро-диабазом, широко развиты в залегающих почти горизонтально пермских и каменноугольных породах в Восточной Сибири и носят название траппов. Не всегда бывает легко отличить интрузивную залежь от слоев застывших лав. Следует иметь в виду, что интрузивная залежь моложе пород кровли и почвы, в то время как потоки застывшей лавы моложе подстилающих их 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 жилков и ответвлений (апофиз) в породе кровли.

Апофизы, языки представляют собой небольшие слепо заканчивающиеся ответвления от крупных магматических тел. Приведенные выше формы интрузивных тел по отношению к слоистости вмещающих их пород делятся на две группы: согласные и несогласные. У согласных интрузий ограничивающие их поверхности параллельны слоистости. Несогласные интрузии прорывают вмещающие слоистые толщи, и их контакты имеют форму, отличную от слоистости, 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 вытянуты согласно с общим направлением складок, как, например, на Урале, где

все более или менее крупные гранитные батолиты вытянуты в соответствии с ориентировкой осей складок.

В других случаях крупные интрузии — батолиты и штоки — вытянуты поперек или очень редко под углом к общему направлению складчатых сооружений.

В древних складчатых областях докембрийского возраста (в Забайкалье, на Украине, в Скандинавии и в других местах) расположены интрузии огромных размеров. Образовавшиеся при неоднократно повторяющихся фазах интрузивной деятельности, эти батолиты часто не имеют определенных очертаний, занимая сотни тысяч квадратных километров. Такие интрузии получили название ареал-плутонов.

ИЗУЧЕНИЕ КОНТАКТОВЫХ ОРЕОЛОВ

Внедряющаяся магма всегда воздействует на окружающие породы. Под влиянием высокой температуры паров и газов, выделяющихся из магмы, вмещающие породы изменяются и перекристаллизовываются с образованием ороговикованных пород, роговиков, скарнов и других контакто-метаморфических пород, причем степень этого изменения постепенно убывает при удалении от контакта интрузии. Ширина зон контактных измененных пород (экзоконтактовые зоны) у различных интрузий и даже у одной и той же интрузии бывает неодинакова. Наиболее широкие ореолы контактного 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 интрузией почти всегда больше, чем у ее боковой поверхности. Состав измененных пород также неодинаков и в значительной степени зависит от первоначального состава вмещающих толщ.

Следует обращать внимание на контактовые изменения в самых интрузивных породах (эндоконтактовые зоны). Они могут выражаться в появлении мелкозернистых разновидностей 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 различны на различных участках контакта интрузии.

ВЛИЯНИЕ ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА НА ФОРМУ ВЫХОДА ИНТРУЗИИ НА ПОВЕРХНОСТЬ

Форма выхода интрузий на поверхность в значительной степени зависит от глубины эрозионного среза. На рис. 237 приведен пример, иллюстрирующий такую зависимость.

На первом, верхнем срезе обнажены лишь небольшие штоки, окруженные широким ореолом контактово измененных пород. На втором — небольшие батолиты и отдельные штоки с общей зоной контактового метаморфизма; на третьем изображен глубокий срез, на котором вмещающие породы сохранились лишь во вдавненностях кровли батолита; при более глубоких срезах на огромных пространствах поверхности оказались бы обнаженными лишь одни граниты.

Картирование ореолов контактово измененных пород нередко позволяет высказать предположения о форме интрузий, скрытых на глубине. При одинаковой ширине зоны контактового метаморфизма поверхность интрузии на-

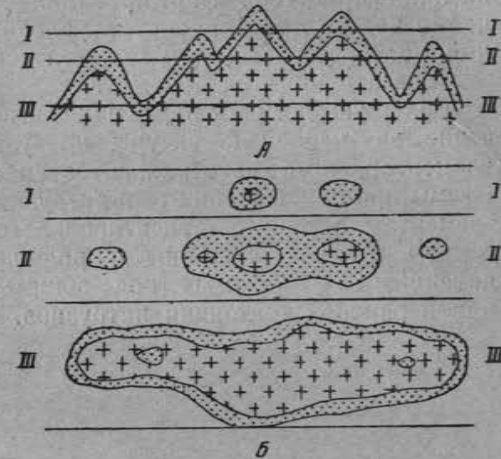


Рис. 237. На верхнем примере (А) изображен батолит и окружающие его контактово-метаморфические породы, на нижнем примере (Б) — плановые изображения горизонтальных срезов (объяснение в тексте)

клонена в разные стороны приблизительно под одним и тем же углом (рис. 238). Если ширина контактово измененных пород в одном направлении резко увеличивается, следовательно, интрузивное тело под этим расширением залегает более полого, чем на тех участках, где зона измененных пород имеет меньшую ширину.

В тех случаях когда крупная интрузия и расположенные вблизи нее небольшие штоки окружены общей зоной контактово-метаморфических пород, наиболее вероятно объединение на глубине крупной интрузии и мелких штоков в единый массив.

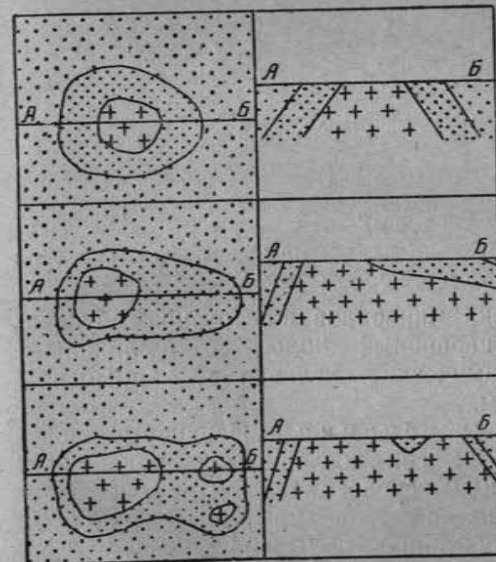


Рис. 238. Зависимость ширины ореола контактово-метаморфических пород от формы интрузивного тела (объяснение в тексте)

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Изучение обстановки, в которой интродурирует магма, и понимание процессов формирования интрузивного тела чрезвычайно важно 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 относится ориентировка отдельных минералов в интрузивном массиве, трещины и ряд других менее существенных явлений, объединяемых под общим названием прототектоники или первичной тектоники интрузива.

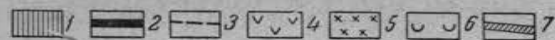
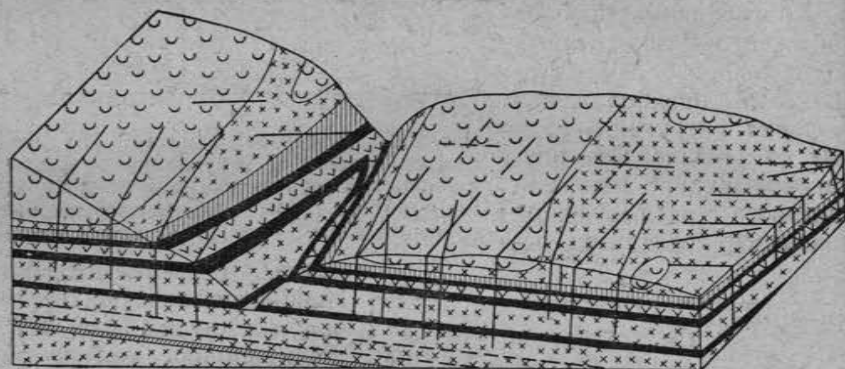


Рис. 239. Блок-диаграмма участка интрузива с полосатым строением (по Золаторю)

1 — уртиты; 2 — допаритовые дуауриты; 3 — мезократовые дуауриты; 4 — лейкократовые дуауриты; 5 — фойаиты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — дуауриты со сфеном

Закономерная ориентировка минералов в интрузивах обуславливает появление в них первичных полосатых и линейных текстур, отражающих динамические условия и направление течения внедряющейся магмы.

Полосатые текстуры течения¹. Первичные полосатые 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 в пределах от нескольких миллиметров до десятков и сотен метров. На рис. 239 приведена блок-

¹ По Н. А. Елисееву.

диаграмма участка отчетливо полосатых пород интрузива, построенная с учетом рельефа.

Первичная полосатость наблюдается в породах разнообразного состава, но наиболее часто и наиболее резко она выражена в основных и ультраосновных породах. Полосы обычно сохраняют свою параллельность и при изгибании одной полосы согласно с ней изогнуты и соседние полосы.

В зависимости от структуры интрузива первичная полосатость может занимать горизонтальное, наклонное или вертикальное положение.

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 полосатости. Составление разрезов первично-полосатых интрузивов — один из важнейших приемов их изучения.

Не менее важно изучение пространственного расположения первичной полосатости. Результаты наблюдений над залеганием первичной полосатости наносятся на геологическую карту с помощью особых значков (рис. 240).

Полосатость в интрузивах 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 бесструктурные интрузии, в которых структуры течения отсутствуют.

Линейные структуры течения¹. 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 (рис. 241). Шлиры имеют форму лент, полос, линз и слагаются различными минералами: слюдой, роговой обманкой, пироксеном, полевыми шпатами, кварцем и др. Иногда в породе видно несколько систем шлиров, пересекающих одна другую. В таких



Рис. 240. Условные знаки для прототектонических элементов: в первой колонке — для горизонтальных, во второй — для наклонных, в третьей колонке — для вертикальных

¹ По Н. А. Елисееву.

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 полосатости, может занимать различное положение в пространстве: горизонтальное, вертикальное, наклонное. В тех случаях,

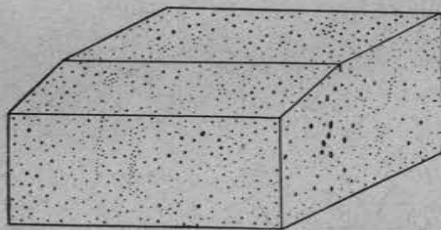
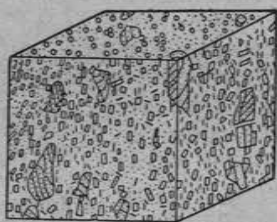


Рис. 241. Линейно-параллельное расположение вкрапленников, скоплений кристаллов и ксенолитов. На верхней поверхности порода выглядит бесструктурной. Внизу — блок-диаграмма породы с линейно-параллельными шлирами. Линейность видна на всех стенках блока

когда и полосатость и линейность выражены очень отчетливо, линейность располагается параллельно первичной полосатости. Положение линейности в пространстве замеряется горным компасом и наносится на геологическую карту с помощью условных значков (см. рис. 240). Различные соотношения между первичной полосатостью и линейностью (линиями течения) изображены на рис. 242.

Возникновение первичной полосатости 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 магма и взвешенные в ней выделившиеся из магмы твердые

кристаллы. При движении такой взвеси твердые составные части ее, согласно законам гидромеханики, приобретают ориентированное расположение в пространстве. В результате движения вследствие трения о стенки вмещающих пород и внутреннего трения во взвеси возникает анизотропия (т. е. закономерно ориентированное расположение составных элементов) как в строении горных пород, так и в строении интрузива в целом.

Первичная полосатость располагается параллельно поверхности контакта. Линии течения всегда совпадают с направлением максимального растяжения магматических масс в период течения. Линейность располагается параллельно направлению течения.

Первичная полосатость и линейность нередко отчетливо развиты в жилах интрузивных пород, в которых они ориентированы параллельно ограничивающим жилы поверхностям.

Первичные трещины интрузивных пород. К первичным трещинам в интрузивных породах относятся трещины, возникающие в стадию становления интрузии до окончательного ее застывания, под влиянием внутренних сил интрузии, в отличие от других, вторичных трещин, образующихся под воздействием поздних тектонических движений. Возникновение первичных трещин происходит, по-видимому, сразу же после

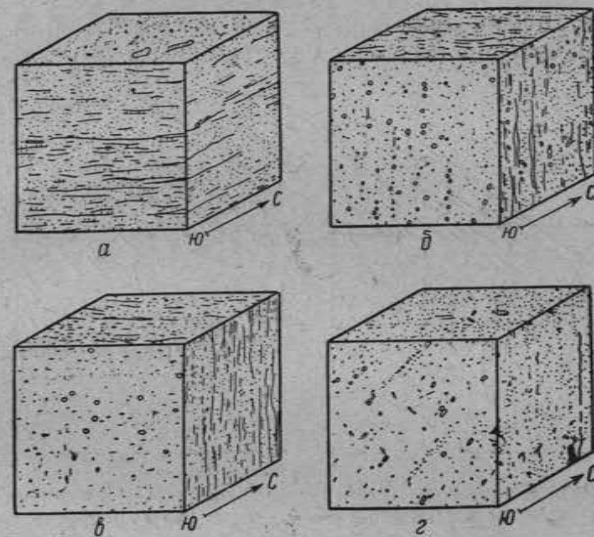


Рис. 242. Различные соотношения между первичной линейностью и полосатостью

а — горизонтальные линии течения и горизонтальная полосатость; б — вертикальная полосатость и вертикальные линии течения; в — вертикальная полосатость и горизонтальные линии течения; г — вертикальная полосатость и наклонные линии течения

окончания кристаллизации основной части минералов, слагающих породу, в условиях постепенного охлаждения затвердевших частей магматического очага.

При охлаждении и кристаллизации магматических очагов объем породы уменьшается, что вызывает появление объемных стягивающих напряжений, равносильных растяжению породы внешними силами. Это растяжение компенсируется образованием трещин, размещение и частота которых определяются анизотропией, вызванной структурами течения.

В зависимости от ориентировки структур течения, большая часть исследователей, изучавших трещиноватость в горных породах, выделяет вслед за Г. Клоосом поперечные, продольные, пластовые и диагональные трещины (рис. 243).

Поперечные трещины развиваются нормально к ориентировке структур течения; они относительно прямые, с ровными

поверхностями. В периферических частях массивов поперечные трещины выражены лучше. В центральных же частях массивов, где ориентированные структуры течения обычно развиты очень слабо или отсутствуют вовсе, поперечные трещины нередко исчезают совершенно.

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

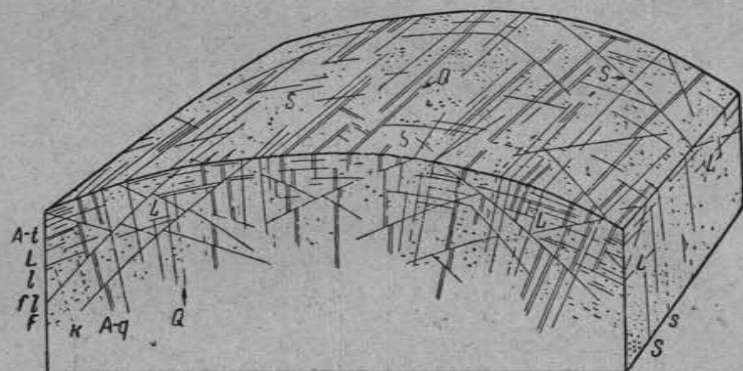


Рис. 243. Первичные структурные элементы и первичные трещины в Штреленском массиве (по Г. Клоосу)

Q — поперечные трещины, *S* — продольные трещины, *L* — пластовые трещины; *k, s, l* — поперечные, продольные и пластовые искусственные трещины (делимость); *fe* — пологие сбросы, *F* — линейная параллельная структура, *A* — жила апалита, *A-t* — жилы в пологих трещинах, *A-g* — жилы в поперечных трещинах

в результате растяжения в направлении, перпендикулярном простиранию трещин. По-видимому, они образуются на ранней стадии 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 расположены по простиранию линейных структур течения. Они грубее, менее ясно выражены, чем поперечные трещины, и не имеют гладких ровных поверхностей. Раздвинуты продольные трещины обычно меньше, чем поперечные, но они также часто бывают минерализованы и заключают различные жилы, что указывает на их образование раньше полного остывания магматического очага.

Продольные трещины в основном вертикальны, либо круто наклонены и меняют свое простирание вместе с изменением простирания структур течения.

Пластовые трещины образуются в верхних и боковых частях интрузий (рис. 244). Они обычно совпадают с поверхностью

первичной полосатости и полого залегают в верхних частях массивов, где первичная полосатость также пологая, и становятся более крутыми близ крутых контактов. В общем пластовые трещины более или менее параллельны внешним контурам массива и там, где они хорошо развиты, они создают в массивах отдельность, вдоль которой породы легко отслаиваются. Пластовые трещины играют существенную роль в формировании рельефа, с ними часто совпадают склоны возвышенностей. Помимо сокращения объема, при остывании массива в образовании пластовых трещин



Рис. 244. Пластовые трещины в среднедевонских гранитах Центрального Казахстана

могут иметь значение различия в нагрузке налегающих пород и неодинаковая скорость остывания верхних частей массива. С пластовыми трещинами также 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, образующиеся под воздействием горизонтального или вертикального давления.

Диагональные трещины в массиве располагаются по двум направлениям, пересекающимся под прямым или меньшим углом, однако нередко из двух направлений преимущественное развитие приобретает только одно, в то время как трещины другого направления встречаются редко. Диагональные трещины

выполняются жилами 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 отделимости в некоторых интрузивных массивах, в их краевых частях, как

указывает Г. Клоос, развивается еще группа «краевых трещин» (рис. 245). Эти трещины, часто заполняющиеся жилами аплитов, пегматитов и кварца, либо остающиеся пустыми, располагаются под некоторым углом к первичной полосатости и падают в глубь массива под углом 20—45°. По-видимому, 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 массивов. 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, раз-

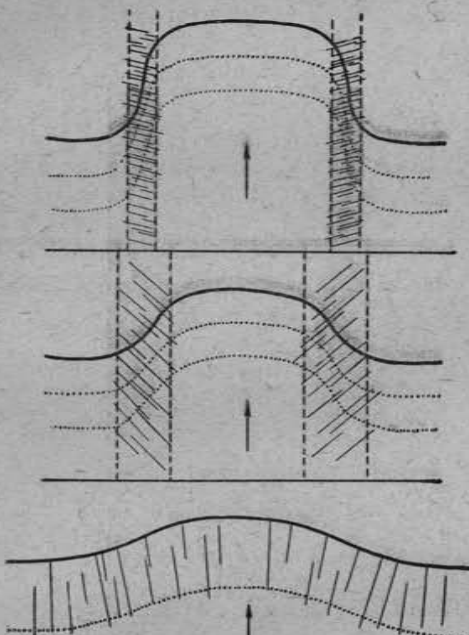


Рис. 245. Изгибание слоев и возникновение краевых трещин (экспериментальные работы Г. Клооса и Риделя с влажной глиной, поднимаемой поршнем). Стрелками обозначено направление движения поршня

дробленности и смещений по разрывам. Вторичные структуры могут в значительной степени затушевывать первичные структурные элементы и затруднить распознавание. Развиваясь под влиянием позднейших тектонических движений, вторичные структуры могут иметь региональный характер, и тогда они обладают многими общими чертами со структурами толщ, вмещающих интрузии, или же они могут проявляться лишь на отдельных участках массива и носить местный характер.

ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Изучение разнообразия пород, слагающих интрузивные массивы, их распределение на площади и в пространстве, последо-

вательность образования и позднейшая эволюция представляют важную и сложную задачу полевых исследований.

При изучении состава интрузии прежде всего необходимо обратить внимание на количество интрузивных фаз, приведших к ее формированию. В этом смысле следует различать простые или однофазовые интрузии и интрузии, возникшие при неоднократно повторявшихся внедрениях магмы, приводивших либо к увеличению площади ранее образовавшихся интрузий, либо к их частичному переплавлению и изменению первоначального состава (гибридизация).

Возникновение разнообразия петрографического состава в простой однофазовой интрузии может происходить несколькими путями. Из них наиболее важными нужно считать дифференциацию и ассимиляцию.

Явление дифференциации заключается в разделении внутри интрузии еще не остывшей магмы под влиянием конвекционных токов, движения, гравитационно-кристаллизационных процессов (погружение выделившихся тяжелых минералов и их новое плавление) и некоторых других более редких причин. Дифференциация приводит к появлению в краевых (эндоконтактных) зонах интрузий более основных пород (например в интрузиях гранитов — гранодиоритов, диоритов или габбро). Такие участки оконтуриваются на карте или в разрезах и изучаются их внутренняя тектоника как самостоятельных тел.

Явление дифференциации может вызвать появление более основных пород около корней вдавленных кровли, образование шпиров, флюидальных и полосатых текстур. В поле необходимо тщательно проследить флюиальность и полосатость как по простиранию, так и вкрест простирания и выявить соотношения разнообразных полос пород.

С процессами дифференциации связаны такие явления как пневмолитовая и гидротермальные стадии автометаморфизма (образование грейзенов и других пород), играющих 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, приводящего к образованию пород смешанного состава. 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 указывает 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 проявлений процессов ассимиляции должны быть оконтурены и выделены на карте. При невозможности оконтуривания этих зон ограничиваются детальным изучением

отдельных разрезов, которые могли бы дать оценку этих процессов.

Во многофазных интрузиях 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 — рвется контактом более поздних пород.

В контактовой зоне разновозрастных интрузий необходимо провести тщательные наблюдения над контактовым воздействием более поздней породы на ранее образовавшуюся, что может быть выражено появлением мелкозернистых или крупнозернистых структур, флюидалности и полосатости, появлением инъекций, апофиз и т. д.

В многофазных интрузиях следует стремиться к установлению основных фаз, образующих большую часть интрузии, и дополнительных.

Нередко в дополнительных фазах интрузивные породы оказываются более кислыми по сравнению с породами основной фазы.

Следует иметь в виду, что каждая из фаз, в свою очередь, может испытывать явления гибридизма, дифференциации и ассимиляции.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ИНТРУЗИИ

Определение возраста интрузий всегда представляет собой сложную задачу и может быть выполнено только путем сопоставления с возрастом пород, вмещающих интрузию. Лишь в самые последние годы стали постепенно внедряться методы абсолютного летоисчисления, основанные на количественном определении продуктов распада радиоактивных минералов, содержащихся в интрузивных породах, однако применение этих методов пока не стало массовым, а их результаты не дают еще необходимой точности.

Взаимоотношения с окружающими интрузию породами могут характеризоваться или активным воздействием интрузии на вмещающие породы, или трансгрессивным перекрытием размытой поверхности интрузивного массива более молодыми образованиями.

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 налегании осадочных или вулканогенных отложений на размытую эрозией поверхность интрузива (при хо-

дном контакте) все описанные явления, свойственные активному контакту, отсутствуют. В таких случаях в самых нижних базальных слоях трансгрессивно налегающих толщ всегда присутствуют продукты разрушения интрузивной породы в виде глыб, гальки или отдельных минералов.

Как уже отмечалось выше (гл. 12), трансгрессивное налегание более молодых образований на поверхность интрузий может быть замаскировано рядом явлений. Между поверхностью интрузии и осадочными толщами с явно слоистым строением могут залегать мощные погребенные делювиально-элювиальные образования, которые легко ошибочно принять за тектоническую брекцию или интрузивную породу.

Исключительную сложность имеют контакты между интрузивными породами и изливающимися на их поверхность лавами. Последние заполняют все углубления на поверхности интрузии, проникают в них по трещинам, цементируют отдельные обломки в прочные брекчии, имеющие вид «орешника» (см. рис. 223). Неровные, зазубренные и извилистые границы между интрузивными породами и застывшими лавами и затеки лавы по трещинам легко принять за доказательства активного контакта и за жилы.

При определении возраста интрузий необходимо учитывать историю геологического развития данной области. На рис. 246 приведен пример геологической карты участка Алтайского хребта с обнажающимся на поверхности массивом гранитов. В западной части участка граниты прорывают отложения нижнего карбона, на востоке на их размытой поверхности трансгрессивно залегают полого наклоненные терригенные отложения нижней юры. Следовательно, по взаимоотношениям гранитов с породами нижнего карбона и нижней юры для времени их образования намечается широкий возрастной интервал между нижним карбоном и нижней юрой. Однако, учитывая, что складкообразовательные движения и интрузивная деятельность в Алайском хребте в интенсивной форме проявлялись в карбоне и перми и были почти незаметны в триасе, есть все основания относить время внедрения интрузии к верхнему палеозою, а не к триасу.

Значительные трудности возникают при определении возраста двух контактирующих между собой разновозрастных интрузий.

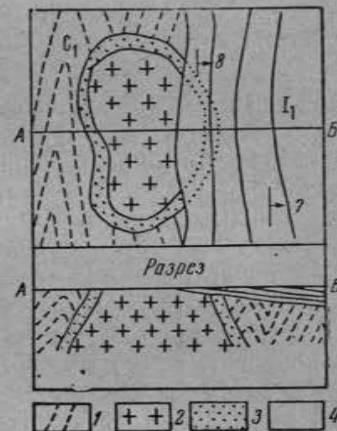


Рис. 246. Гранитный массив (2), прорывающий отложения нижнего карбона (1) и трансгрессивно перекрытый отложениями нижней юры (4), 3 — контактно-измененные породы

Наиболее важно в этом случае установить наличие апофиз молодой интрузии в более древней. Иногда бывает возможным обнаружить срезание первичной полосатости и линейности древней интрузии границами более молодого интрузивного тела.

Если разновозрастные 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 ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ

Многочисленные литературные данные относительно глубины формирования интрузий указывают на наименьшую глубину образования пород абиссального облика в 1,5—2 км. При меньшей глубине возможно образование лишь гипабиссальных интрузивных пород. Вместе с тем до настоящего времени не приведено ни одного достоверного случая перехода интрузивных пород в застывшие лавовые потоки. Это говорит о резкой обособленности интрузивного процесса от эффузивного и о существовании определенной причины, обуславливающей при интрузии магмы затвердевание ее на указанных глубинах и препятствующей продвижению магмы в более верхние горизонты или излиянию на поверхность. Такой причиной может быть быстрое падение температуры внедряющейся магмы на глубинах в 1,5—2 км и образование вследствие этого достаточно мощного слоя затвердевшей раскристаллизованной магмы, которая образует своеобразную пробку, препятствующую дальнейшему продвижению магмы вверх. Это объяснение может быть наиболее вероятным при условии крайне медленного продвижения внедряющейся магмы вверх сквозь толщу земной коры. Есть основания полагать, что скорость движения магмы в интрузивном процессе соизмеряется с продолжительностью эпох или целых периодов.

Известны также батолиты, которые формировались на протяжении очень длительного времени в несколько фаз интрузивной деятельности. Время формирования таких многофазных интрузий в Центральном Казахстане 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).

ИЗОБРАЖЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

Интрузивные массивы выделяются на аэрофотоснимках по своей светлой (граниты) или более темной (габбро, ультраба-

зиты) окраске, характерному рельефу и своеобразному расположению развитой в них трещиноватости. Контуры массивов, прорывающих вмещающие породы, устанавливаются по границам распространения указанных выше признаков, а также по срезыванию слоистости во вмещающих породах у контактов интрузий; при трансгрессивных контактах слон, окружающие интрузии, залегают параллельно их контурам.

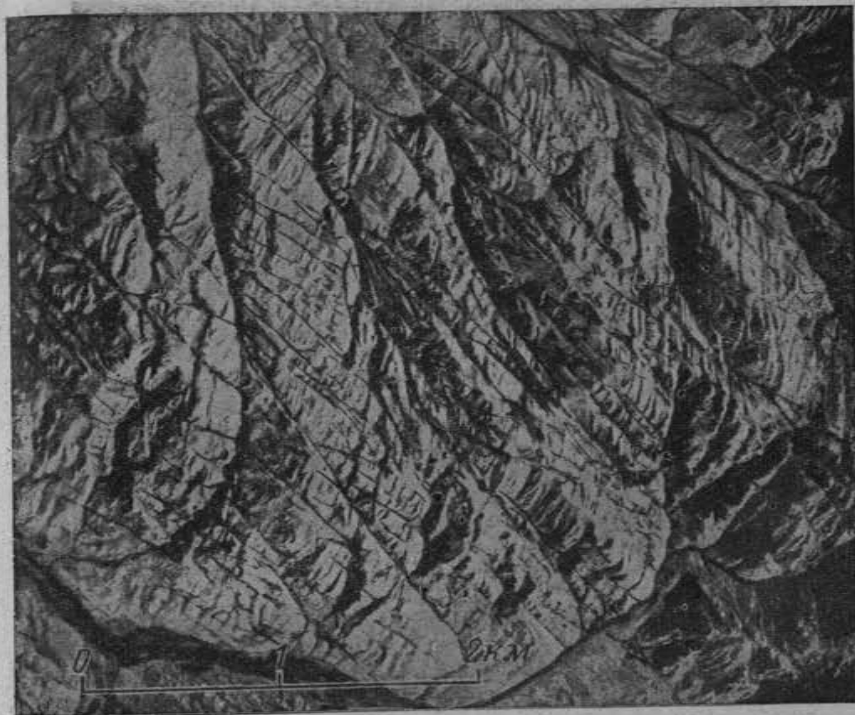


Рис. 247. Трещины в среднедевонских гранитах (аэрофотоснимок.)
Центральный Казахстан

В пределах достаточно крупных интрузий речная сеть приобретает лапчатый или ветвистый характер, речные и овражные долины становятся более редкими, а разделяющие их гряды — более крупными и сглаженными. Поверхность массивов испещрена сетью тонких прямых или слабо изогнутых черных линий — трещин, пересекающихся друг с другом (рис. 247.). Всегда отмечается тесная связь речной сети с трещинами.

В приконтактных зонах верхних и боковых частей массивов трещиноватость часто бывает наклонной и совпадает с внешними границами массивов. Если при этом наблюдаются также изменения в тоне окраски, обусловленные появлением приконтакто-

вых более основных или более кислых разностей интрузивных пород, такие приконтактовые зоны легко принять не за интрузивные породы, а за вмещающие слоистые толщи.



Рис. 248. Жилы порфиритов среди песчано-сланцевой толщи верхнего силура, четко прослеживающиеся в виде узких гребешков на расстоянии до 10 км. Масштаб аэрофотоснимка 1 : 25 000

Обычно отчетливо на аэрофотоснимках фиксируются жилы, сложенные крепкими интрузивными породами (рис. 248).

ЗАДАЧИ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

При геологическом картировании интрузивных массивов весь полевой материал следует сосредоточить в руках одного геолога, поручив ему и полевую обработку полученных данных. При выборе направлений маршрутов необходимо следить за тем, чтобы маршрутами были покрыты как краевые, так и центральные части массивов.

Должна быть изучена форма выхода интрузии на поверхность и выявлено положение ограничивающих ее контактов в пространстве. Для этой цели, помимо непосредственных наблюдений, используют наблюдения над первичной тектоникой, геоморфологические особенности рельефа, геофизические данные.

В экзоконтактовых зонах следует оконтурить роговики и ороговикованные породы и внимательно следить за развитием скарнов, вторичных кварцитов, зон окварцевания и т. п.

В пределах интрузии внимание должно быть сосредоточено на изучении состава; необходимо вести отбор образцов пород, образцов для изготовления шлифов, химических, спектральных и иных

анализов. Особенно тщательно должны быть изучены эндоконтактовые (краевые) зоны интрузий 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.

Вопросы, связанные с определением возраста интрузий, решаются с особой тщательностью. Необходимо проверить и сравнить все собранные данные; геолог обязан посетить все контакты, проливающие свет на время формирования интрузий. При необходимости решения вопроса о возрасте интрузий организовываются горные или буровые работы с целью расчистки или разбуривания контактов.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 14

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, стр. 340—364, 1956.
Биллингс М. П. Структурная геология. Изд. ИЛ, стр. 277—330, 1949.
Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, стр. 6—69, 1953.
Методическое руководство по геологической съемке и поискам ВСЕГЕИ под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 162—174, 1954.
Павлинов В. Н. К вопросу о классификации интрузивных тел. Вопросы теоретической и прикладной геологии. Сб. 2 МГРИ, 1947.

ГЛАВА 15

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД¹

ОСОБЕННОСТИ ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

К метаморфическим толщам относятся исходные осадочные или магматические породы, которые под влиянием процессов метаморфизма в той или иной степени изменены и преобразованы в породы иного состава.

Перекристаллизация пород в земной коре происходит главным образом за счет высокой температуры (термометаморфизм) и высокого давления (динамометаморфизм) и может иметь как местное, так и региональное развитие.

Местное, локальное развитие метаморфических пород происходит главным образом при воздействии внедрившейся магмы на вмещающие породы и в зонах крупных разрывов. Породы, образующиеся при локальном метаморфизме, имеют самый различный возраст от древнейших до третичных. Породы, возникшие при региональном метаморфизме, имеют широкое распространение, однако основная их часть сосредоточена среди

¹ Составлена частично по работе П. В. Соколова.

докембрийских толщ, значительно реже они встречаются в палеозое и редко в мезозойских толщах.

Метаморфические породы обычно обладают слоистостью, которая может быть выражена так же хорошо, как и у осадочных пород, или же едва намечаться по окраске породы или преимущественной концентрации какого-либо минерала. Слоистость в метаморфических породах обусловлена различием в составе исходных пород и почти всегда совпадает с первичной слоистостью.

Другое свойство текстур метаморфических пород выражается в ясной ориентировке по одному направлению линейных и пластинчатых минералов, таких как слюды, хлорит, амфиболы, кварц и др.

Это явление носит название 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 чаще совпадают со слоистостью, но нередко и секут ее под тем или иным углом. Сланцеватость, секущая слоистость, развивается параллельно осевым поверхностям складок. В замках складок сланцеватость перпендикулярна слоистости, на крыльях она сечет слоистость под острым углом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСХОДНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для выяснения первоначальной природы метаморфических пород необходимы тщательные наблюдения над их текстурой, структурой и выполнение химических анализов. 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 остаточные структуры и текстуры первоначальных пород.

Для первично-магматических пород свойственно частичное сохранение при метаморфизме первичного минералогического состава. В метаморфических породах нередко встречаются реликты магматических структур (особенно порфириной и офитовой) и текстур, свойственных только изверженным породам (вулканические брекчии, флюидалные и миндалекаменные текстуры).

Для первично-осадочных пород важными признаками являются прежде всего остатки слоистости; повторяющееся чередование одних и тех же слоев; остатки косой слоистости; остатки кластической структуры конгломератов, брекчий, туфов; изредка сохраняющиеся органические остатки, а также частичное сохранение первичного минерального состава и химический состав, близкий к химическому составу той или иной осадочной породы.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

При стратиграфическом расчленении метаморфических толщ в них выделяются крупные комплексы — серии, а в сериях, в свою очередь, отдельные свиты и горизонты. При выделении серий в основу должны быть положены следующие главные признаки: различия в степени метаморфизма, несогласия и интрузивная деятельность.

Различия в степени метаморфизма выражаются в полноте преобразования первоначального состава пород, в появлении характерных, вновь возникших, минеральных ассоциаций и в структурных особенностях.

Несогласия в метаморфических породах выявляются с большим трудом, обычные признаки несогласных взаимоотношений при перекристаллизации пород расплываются и исчезают. Наиболее достоверно несогласия в метаморфических толщах устанавливаются по угловым несогласиям и базальным образованиям¹. Некоторое значение в отдельных случаях 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 граниты широко используются для стратиграфического расчленения метаморфических комплексов. Интрузивный контакт позволяет решить вопрос о верхнем возрастном пределе пород, вмещающих интрузии.

При разделении серий на свиты прежде всего принимается во внимание родственный петрографический состав пород и сходное происхождение.

Все эти признаки должны быть достаточно характерными для выделяемой свиты, позволяющими отличать ее от смежных свит и производить сопоставление разобщенных участков ее распространения.

Свиты могут залегать согласно и принадлежать к одной и той же серии или могут быть отделены несогласиями и в таких случаях принадлежать к различным сериям.

Чрезвычайно важно выделить внутри свит опорные маркирующие горизонты, которыми могут служить мраморы, кварциты, аркозы, характерные горизонты сланцев и др.

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ СВИТ

В метаморфических толщах очень важно выявить ориентировку сланцеватости, возникающей при перекристаллизации пород. Аналогично тому, как это делается для интрузивных пород, в метаморфических породах следует различать полосатые

¹ Несогласия разобраны в гл. 6.

и линейные текстуры. Полосатые текстуры могут возникать без привноса вещества, при перекристаллизации исходных

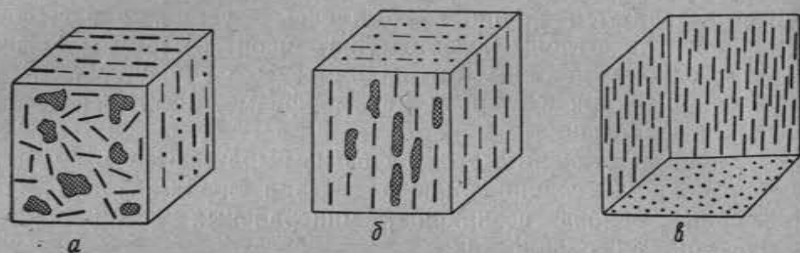


Рис. 249. Текстуры метаморфических пород

а — плоско-параллельная, б — линейно-плоскостная, в — линейно-параллельная или линейная

пород в глубинных условиях, когда происходит плавление наиболее подвижных минеральных компонентов и вторичное обособление их. Части полосатые текстуры, возникающие с привносом нового вещества (мигматиты¹). Полосатость может быть и остаточной: полосы различного минерального состава могут соответствовать первичной слоистости. В породах с линейной текстурой пластинчатые и игольчатые минералы располагаются вдоль параллельных поверхностей (поверхности сланцеватости).

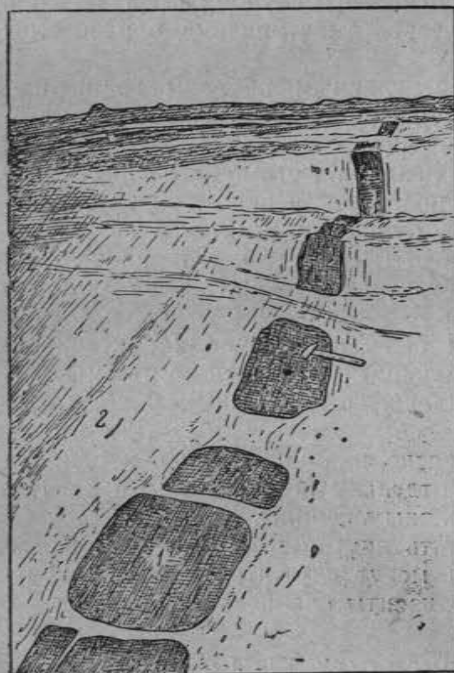


Рис. 250. Расчлененное на отдельные блоки пластовое тело габбро-амфиболита (по А. А. Сорскому): 1 — амфиболит; 2 — гнейс

¹ Мигматитами называются сложные породы, например гнейсы, возникшие вследствие инъекции магмы в уже существующие породы, обычно вдоль поверхностей слоистости или сланцеватости.

В глубоких зонах складчатых систем складкообразующие движения отрывают части пластов, перекатывают их, образуя из них цилиндрические или четкообразные тела, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев. Эти структуры носят название будинаж-структур (рис. 250). Будинаж возникает в толщах, состоящих из неоднородных по механическим свойствам пород. Более твердые пласты, залегающие среди пластичных пород, испытывают разрывы, превращаясь в пластины-блоки, которые в процессе движения отрываются друг от друга, закатываясь в подвижную «текущую» массу,

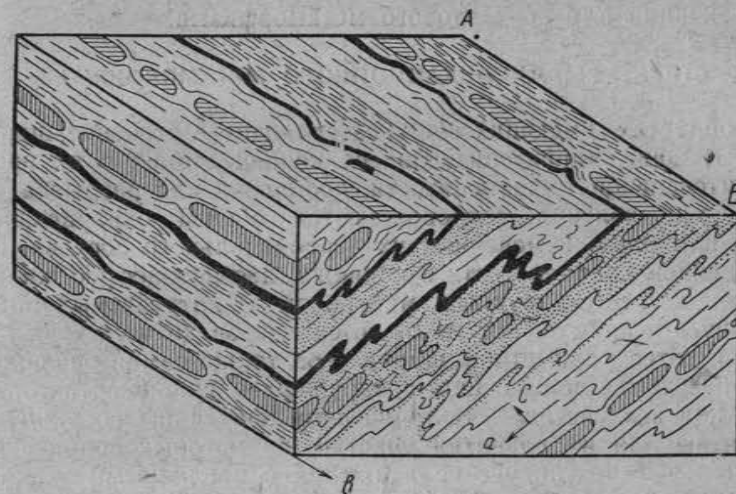


Рис. 251. Схематизированное изображение будинированных ладожских сланцев. Ребро блока АВ параллельно осям складок (по Н. Г. Судовикову)

обтекающую блоки. Вследствие подобного обтекания в толще, вмещающей блоки, образуются мелкие складки смятия, ядрами которых оказываются блоки — «закатыши».

В разрезе эти блоки бываю приурочены к определенному горизонту и имеют форму изолированных, располагающихся одно за другим линзовидных и округлых тел. Их длинные оси расположены часто параллельно шарнирам складок. Размеры блоков разнообразны — от сотен метров до сантиметров в поперечнике. Длина их во много раз превышает поперечные размеры (рис. 251).

КАРТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

При геологическом картировании метаморфических толщ составляется ряд детальных параллельных разрезов вкрест простиранья пород. Маркирующие и опорные горизонты,

выделяемые в свитах, следует проследить по простиранию от одного разреза к другому.

Необходимо выявлять и изучать отдельные складки, тщательно отмечая их асимметрию и направление опрокинутости, направления погружения и углы погружения шарниров. Большое значение могут иметь наблюдения над ориентировкой сланцеватости, кливажем и будинаж-структурами.

Значительные трудности возникают при картировании ореолов мигматизации в архейских образованиях. Следует стремиться отделить изменения пород, вызванные региональным метаморфизмом, от наложенных на них более поздних явлений мигматизации или контактового метаморфизма.

СТРУКТУРЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

В областях, имеющих сложное складчатое строение, широко развиты зоны, характеризующиеся концентрацией в их пределах интенсивной трещиноватости, дробления или разрывов. Нередко эти явления сопровождаются общим окварцеванием пород или иным изменением их первоначального состава, возникновением сланцеватости и кливажа, насыщенностью жилами кварца, кальцита, рудных минералов и интрузивных пород. В длину эти зоны вытянуты от сотен метров до десятков, а нередко и сотен километров, ширина зон также самая различная.

Образование зон связано с нарушением сплошности горных пород под воздействием тектонических движений. Особенно благоприятны для их развития участки, на которых сопрягаются вертикальные тектонические движения с различными знаками. Глубина зон нередко оказывается настолько большой, что по ним проникают к поверхности гидротермальные растворы, магма и сопровождающие ее пары и газы.

В зависимости от своего строения, зоны могут быть подразделены на зоны трещиноватости, дробления, разлома и смятия.

Зоны трещиноватости имеют вид полос, обладающих густой сетью тектонических трещин, значительно более частых, чем в окружающих породах (рис. 252). Зоны трещиноватости возникают в условиях растяжения горных пород и поэтому для них свойственно широкое развитие трещин отрыва. Трещины располагаются параллельно 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, возникающими при сжатии пород. При этом образуются главным образом трещины скалывания, ориентированные под углом или параллельно и

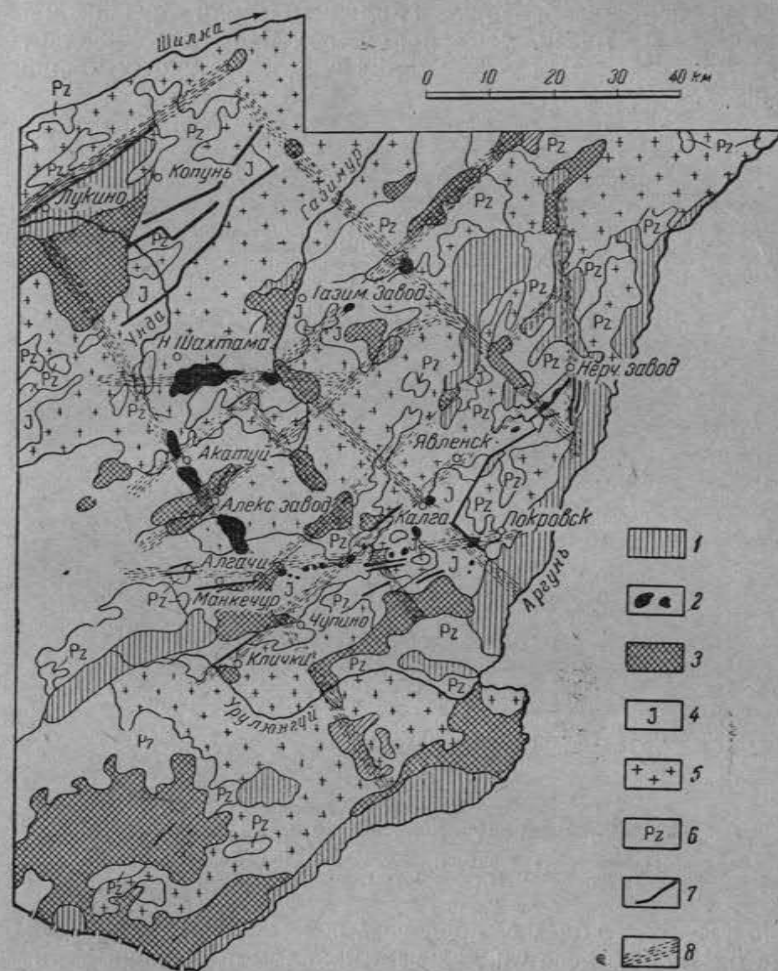


Рис. 252. Схема расположения зон повышенной тектонической трещиноватости в Восточном Забайкалье (по Горлову).

1 — третичные и меловые вулканогенные и осадочные породы; 2 — послеродовые 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

перпендикулярно к простиранию зоны. Породы, заключенные между отдельными трещинами, подвергаются интенсивному раздавливанию и раздроблению, а местами превращаются в перетертую порошкообразную (милониты) или брекчиевидную (катаклазиты) массу. В зонах дробления часто концентрируются жилы и отмечается вкрапленность нерудных и рудных минералов.

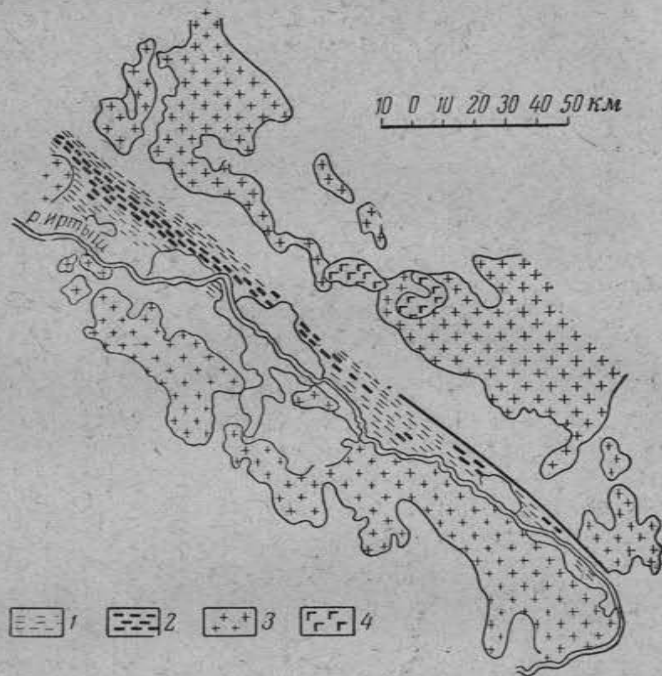


Рис. 253. Иртышская зона смятия (по В. П. Нехоршеву).

1 — рассланцованные породы (зеленые метаморфические сланцы);
2 — инъекционные гнейсы; 3 — граниты; 4 — эффузивы

Зоны разломов представляют собой структуры, вытянутые на многие десятки, даже сотни километров, характеризующиеся исключительно высокой активностью вертикальных тектонических движений. Зоны разломов выражены серией разрывов сбросового или взбросового характера, вытянутых в одном направлении, ветвящихся и соединяющихся друг с другом. В вертикальных разрезах зоны разломов обладают общим наклоном обычно в $45-70^\circ$ к поверхности земли. В зонах разломов широко развиты тектонические брекчии и катаклазиты; блоки пород, ограниченные разрывами, обладают интенсивной трещиноватостью, сильно раздроблены или смяты. Часто в зонах разлома располагаются массивы гипербазитов и гранитоидов, многочисленные жилы интрузивных пород и минералов.

Необходимо отметить, что нередко в одну и ту же зону разлома магма интрузирует в различное время через длительные промежутки, что свидетельствует о длительности развития этих зон. Породы в зонах разлома обычно интенсивно раскливажированы или рассланцованы.

Зоны смятия близки по своему строению к зонам разлома, однако они характеризуются преимущественным развитием смятий (рис. 253).

В зонах смятий, имеющих обычно большую протяженность, но несколько расплывчатые очертания, развиваются сжатые сложные линейные складки. Слагающие их породы интенсивно раскливажированы и перекристаллизованы благодаря процессам динамометаморфизма и привносу или миграции растворов и газов. Возникают различного состава кристаллические сланцы, а местами гнейсы, развивающиеся нередко по молодым палеозойским и мезозойским породам. Последнее обстоятельство не следует упускать из вида, чтобы ошибочно не относить перекристаллизованные относительно молодые породы зон смятия к древним докембрийским образованиям.

Породам зон смятия свойственна интенсивная рассланцованность и насыщенность их массивами гипабиссальных интрузивных пород, жилами и рассеянной вкрапленностью рудных и нерудных минералов.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 15

Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеоллиздат, стр. 258—262, 1952.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 198—221, 1954.

Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Сб. под ред. В. А. Николаева. Госгеолтехиздат, 1957.

РАЗДЕЛ IV

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЛАВА 16

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поверхность нашей планеты имеет сложное устройство. Большая ее часть ($\frac{5}{8}$) покрыта океаническими бассейнами и лишь $\frac{3}{8}$ представляет собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных материковых массивов.

В настоящее время большая группа ученых (П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, Е. В. Павловский и многие другие) указывают на резкие, принципиальные отличия в строении океанических впадин и континентов.

Дно внутренней части Тихого океана и большей части Атлантического и Индийского океанов, на огромных пространствах имеющих глубину более 4000 м, характеризуется плоским плитообразным строением, на фоне которого лишь местами появляются цепи подводных возвышенностей и островов вулканического происхождения (рис. 254).

Как показывают геофизические наблюдения, в пределах океанических плит слагающие их породы обладают высокой плотностью (3,1—3,3), повышенной магнитностью и принадлежат главным образом, по-видимому, перидотитам (симатической перидотитовой оболочке).

Легкий, сиалический «гранитный» слой на океанических плитах отсутствует, и только островные дуги и цепи подводных возвышенностей представляют собой узкие полосы и ленты относительно легких магматических пород, толщина которых не превышает 5—10 км.

П. Н. Кропоткин указывает, что океанические плиты представляют собой остатки первичной земной коры, никогда не подвергавшейся интенсивной складчатости. По-видимому, эти области, занятые глубокими частями океанов, были покрыты водой с самых ранних геологических времен и не испытывали ни горообразования, ни поднятия, связанного со складчатостью. Палеогеографические данные говорят о том, что в Тихом океане и в северной половине Атлантического океана морские бассейны существовали с древнейших времен.

Строение континентов отличается от строения океанических впадин прежде всего тем, что верхняя часть материков до глубины 15—30 км сложена осадочными породами, гнейсами и гранитами, выступающими на поверхность земли в наиболее глубоко размытых областях. Ниже, до глубины 50—60 км, располагаются более плотные метаморфические и базальтовые породы. Таким образом, общая толщина легкой сиалической оболочки на континентах составляет от 25 до 60 км. Наименьшую толщину (25—30 км) легкая оболочка имеет в низменных областях материков; в горных областях толщина оболочки увеличивается до 50—60 км.

Ниже легкой оболочки под материками располагается плотный перидотитовый слой, аналогичный перидотитам, выстилающим океанические впадины.

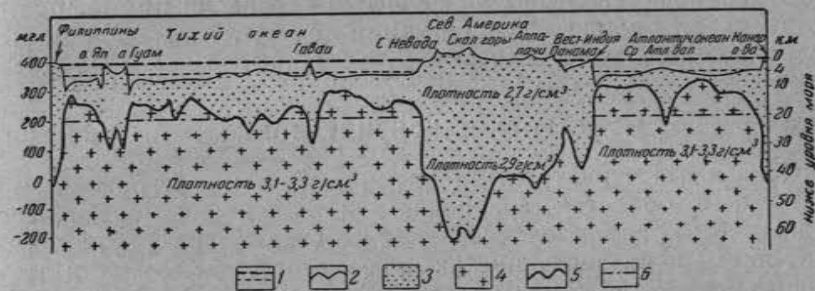


Рис. 254. Строение земной коры по гравиметрическим данным.

1 — гидросфера; 2 — поверхность суши и дна океанов; 3 — литосфера (гранитно-осадочный и базальтовый слои); 4 — перидотитовый субстрат (сима); 5 — возможное расположение поверхности раздела литосферы (с плотностью 2,7—2,9 г/см³) и субстрата (с плотностью 3,1—3,3 г/см³); 6 — районы с положительными аномалиями Буге, превышающими +200 миллигал (по П. Н. Кропоткину)

Таким образом, вся Земля в своих периферических частях характеризуется резкой неоднородностью и расчленяется на следующие области:

а) материковые и островные области, с толстой гранитно-осадочной оболочкой, охватывающие приблизительно 40% поверхности Земли.

б) области глубоких частей океанов, занимающие также почти 40% поверхности Земли (океанические впадины или плиты);

в) области переходного типа, охватывающие около 20% поверхности Земли;

Очертания материков и океанов и соотношения между континентальными массивами и океаническими плитами не всегда были такими, какими они являются в наше время.

Легкая сиалическая оболочка развивалась, по-видимому, на том же перидотитовом субстрате, из которого состоят и океа-

нические плиты, но развивалась она не сплошным слоем, а в виде отдельных разобщенных материковых глыб.

Базальтовые, андезитовые, гранитные и щелочные магмы, из которых сформировались изверженные породы земной коры, являются продуктом выделения из перидотитовой оболочки. По-видимому, в этой твердой оболочке при повышении температуры обособляются отдельные очаги, заполненные кислыми, легкими по удельному весу и легко плавившимися магматическими расплавами. Тектонические движения, вероятно связанные со сжатием Земли, и, судя по распределению очагов землетрясений, проникающих в земную оболочку до глубины 800 км, приводят к выжиманию этих расплавов в верхние слои Земли, образованию интрузий и вулканическим извержениям. Размыв и переотложение изверженного материала дают начало осадочным породам. Постепенно из этих изверженных пород вместе с продуктами их разрушения — осадочными породами накапливается у поверхности Земли толща легких силикатных пород, составляющих земную кору («гранитную» оболочку).

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Основными структурными элементами земной коры на материках, в областях архипелагов и неглубоких морей (переходных зон) являются геосинклинальные области (орогены), платформы и разделяющие их краевые прогибы. Эти три важнейших категории структур отчетливо выделяются в палеозое, мезозое и кайнозое.

А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Н. С. Шатский, П. Н. Кропоткин и др. указывают, что геосинклинальные области и платформы не являются постоянными. С каждым тектоническим этапом контуры основных структурных элементов земной коры подвергаются существенному изменению. После образования мощных толщ осадочных и вулканогенных пород, складчатости, внедрения интрузий и общего поднятия земной коры геосинклинальные области или их отдельные части утрачивают подвижность и переходят в платформенную фазу развития. Эти новые платформенные участки припаиваются к более древним платформам и объединяют две или несколько из них в более обширные платформенные сооружения, т. е. происходит процесс обрастания древних (докембрийских, палеозойских) платформенных массивов новыми складчатыми поясами.

Наиболее устойчивы докембрийские платформы, т. е. области, прошедшие и окончившие путь геосинклинального развития уже в докембрии и представлявшие собой в последующее время ядра континентальных массивов (материков).

Таким образом, современное тектоническое строение земной поверхности сформировалось путем последовательного разрастания древних докембрийских платформ.

Н. С. Шатский следующим образом сформулировал основные выводы о направленности развития земной коры:

1. Площадь геосинклинальных областей в течение геологических периодов последовательно уменьшается за счет нарастания платформ.

2. Развитие земной коры — процесс необратимый. Образовавшиеся платформы не превращаются вновь в геосинклинальные области; исключением являются, может быть, только некоторые геосинклинали по окраинам складчатых областей, но это явление не оказывает влияния на общую последовательность.

Свои выводы Н. С. Шатский иллюстрирует схемами изменения контуров геосинклиналей и платформ в различные этапы геологической истории Земли, приведенными на рис. 255.

Изучение развития геосинклинальных областей привело Е. В. Павловского к выводу о том, что геосинклинальная стадия, через которую проходят отдельные крупные участки земной коры, является промежуточной фазой развития оболочек Земли. Начальная стадия развития связана с симатической перидотитовой оболочкой; конечная — с образованием легкой силикатической, гранитной оболочки. Геосинклинальная стадия имеет промежуточное положение, отражая

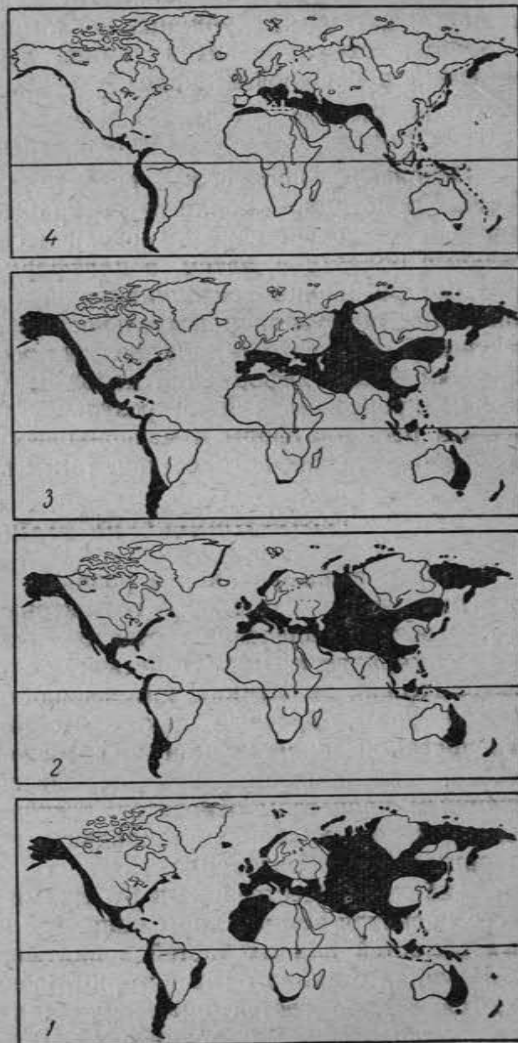
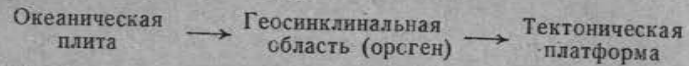


Рис. 255. Геосинклинальные области (черное) и платформы (белое) на площади современных материков в различные геологические эпохи (по Н. С. Шатскому, 1946)

1 — конец протерозойской эры; 2 — ордовик и силур; 3 — девон и карбон; 4 — третичный период

взаимосвязь и взаимодействие симатической и сиалической оболочек, на грани соприкосновения которых (промежуточных областях) располагаются современные геосинклинальные области с их островными дугами, цепями вулканов, внутренними морями и зонами активных глубинных разломов.

Общая схема развития земной коры П. Н. Кропоткиным намечена в следующем виде



«Основным процессом развития земной коры, — пишет П. Н. Кропоткин, — является превращение первичнооднородной коры (типа современных «океанических плит») в геосинклинальные области и, затем, в платформы».

Преобразование геосинклинальных областей в стабильные, лишенные интрузивной деятельности и не подвергающиеся интенсивной складчатости, платформы происходит благодаря многократным фазам деформаций пород и разнообразным магматическим процессам. Общий результат такой эволюции — постепенный рост платформ и материковых массивов, рост сиалической оболочки как по площади, так и в толщину.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ (ЦИКЛЫ)

История формирования и развития земной коры делится на ряд длительных отрезков — геотектонических этапов или циклов. В основе выделения геотектонических этапов лежат различия в характере магматической деятельности, вертикальных тектонических движениях, интенсивности и формах деформаций земной коры. Каждый тектонический этап характеризуется определенной закономерной последовательностью основных процессов, составляющих как бы своеобразный цикл. К этим основным процессам относятся: тектонические движения, осадконакопление, вулканизм, складчатость, магматизм, рудообразование и горообразование.

Наиболее существенными рубежами в геотектоническом процессе развития земной коры являются переходы геосинклинальных областей или их частей в платформенную фазу развития.

Начиная с палеозоя, в истории развития земной коры выделяются четыре геотектонических этапа: каледонский, герцинский, мезозойский¹ и альпийский. В более древний, допалеозойский отрезок развития земной коры геотектонические этапы выделяются с меньшей определенностью.

Каледонский этап охватывает время от кембрия до девона; герцинский — от девона до перми; мезозойский — от триаса до нижнего мела; альпийский — от верхнего мела до наших дней.

¹ Мезозойский тектонический этап выделяется лишь на территории Азии и Америки, прилегающей к Тихому океану.

Указанные возрастные границы между геотектоническими этапами носят приближенный характер. Для различных материков или их частей возрастные границы могут сильно смещаться. Так, на Урале каледонский тектонический этап оканчивается в силуре, а в Центральном Казахстане лишь в среднем девоне; герцинский этап в Средней Азии растягивается на нижний и средний триас. Таким же смещениям подвержена и граница между мезозойским и альпийским геотектоническими этапами.

Порядок событий: осадконакопление, складчатость, магматизм и т. д. в их внешнем выражении одинаков в каждом из геотектонических этапов, но вместе с тем имеются и существенные отличия. Так, например, появление крупных скоплений угля в земной коре отмечается только со среднего палеозоя, после развития органической жизни на поверхности земли; в более древних осадочных породах угли отсутствуют. Массовое появление органогенных известняков приурочено к ордовики и к последующим, более поздним отрезкам времени развития земной коры, когда роль органогенных известняков постепенно возрастала. Скопление железистых кварцитов и яшм известно только в древних докембрийских и нижнепалеозойских толщах.

Интрузивный процесс, если судить по данным геологического строения поверхности Земли, сокращается в своих объемах, однако возможно, что в связи с общим понижением температуры земной коры интрузии в мезозое и кайнозое формировались в земной коре на большей глубине, чем в палеозое и докембрии. При этом, как отмечает П. Н. Кропоткин, процесс поступления магмы из глубинных оболочек в сиалическую постепенно смещался к окраинам континентов.

Изменился и характер деформаций: широкое развитие плавных складчатых деформаций в докембрии и нижнем палеозое уступило место в мезозое и кайнозое преобладающему значению глубоких расколов и разрывов.

Одним из наиболее существенных вопросов истории развития земной коры является вопрос о причинах перехода геосинклинальных фаз развития в платформенные. Неясными остаются также причины, по которым одни участки прежде чем превратиться в платформы проходят несколько этапов геосинклинального развития, а другие уже в ранние геотектонические этапы приключаются к платформам.

Так, например, Кавказская геосинклинальная система пережила все докембрийские и более поздние геотектонические этапы и геосинклинальный процесс на этой территории еще, по-видимому, не окончен, в то время как Казахстан и Тянь-Шань пережили лишь докембрийские, каледонский и герцинский этапы и с началом мезозойского этапа превратились в платформы.

Возможно, что основное значение в переходе геосинклинальных областей в платформенные играют процессы магматизма и главным образом интрузивный процесс, который свойственен только геосинклинальным областям и не проявляется на платформах. Прекращение активности интрузивного процесса влечет за собой, по-видимому, распространение на такие территории платформенного режима.¹

ГЛАВА 17

СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геосинклинальные области — это, по определению А. Д. Архангельского, такие участки земной коры, которым свойственна особенно интенсивная и многообразная подвижность. Вертикальные тектонические движения в этих областях имеют относительно большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной скоростью и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин и поднятых глыб, что обуславливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерны для этих областей движения, обуславливающие возникновение складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям свойственно широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов, отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они морем или расположены на суше, совершается особенно интенсивно, и здесь накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород.

Таким образом, основные признаки геосинклинальных областей сводятся к следующему:

1. Высокая подвижность, т. е. интенсивное проявление тектонических вертикальных движений, характеризующихся большими амплитудами и быстрой сменой знака. Скорость движения достигает нескольких миллиметров, а в отдельных случаях и сантиметров в год.

2. Раздробленность земной коры.

3. Интенсивная складчатость.

4. Большая мощность осадочных пород.

¹ Литература к главе 16 указана в конце главы 17.

5. Широкое развитие эффузивной и интрузивной деятельности.

6. Широкое развитие процессов метаморфизма.

7. Широкое проявление металлогенических процессов, связанных с интрузивной деятельностью.

8. Резкий рельеф.

ФОРМАЦИИ

В осадочных и вулканогенных толщах отчетливо выделяются комплексы пород, образующиеся при сходном тектоническом режиме и имеющие одинаковое происхождение. Такие комплексы называются формациями. По Н. С. Шатскому, каждая формация характеризуется определенным составом слагающих ее пород, мощностью, областью распространения и отношением к прилегающим формациям в вертикальном разрезе и горизонтальном направлении. Чрезвычайно важна связь отдельных видов полезных ископаемых с определенными формациями.

Таким образом, при выделении формаций руководящими являются следующие признаки:

1. Сходство в происхождении (осадочные обломочные, осадочные хемогенные, вулканогенные и другие формации).

2. Сходство в составе (формация рифовых известняков, формация хемогенных известняков, глауконитовая формация и др.).

3. Связь с определенными тектоническими структурами (геосинклиналями, платформами и краевыми прогибами).

4. Мощность — как показатель режима вертикальных тектонических движений.

5. Приуроченность к формациям определенных видов полезных ископаемых (углей, солей, нефти, газов и т. д.).

В геосинклинальных областях наиболее широким распространением пользуются следующие формации:

1. Аспидная или граувакковая формация, состоящая из чередования граувакковых песчаников и сланцев с подчиненным количеством вулканических туфов и кремнистых пород.

2. Флишевая формация, состоящая из тонко ритмичного чередования песчаников, аргиллитов, алевролитов, мергелей и известняков. В зависимости от состава выделяется песчано-глинистый, песчано-глинисто-карбонатный, и глинисто-карбонатный флиш.

3. Формация глинистых сланцев, состоящая в основном из глинистых сланцев или аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников.

4. Яшмовая формация, сложенная яшмами, песчаниками, туфами и глинистыми сланцами.

5. Джеспилитовая формация, состоящая из железных руд (гематита), кремнистых пород и железистых кварцитов.

6. Формация глинистых известняков, мергелей и рифовых известняков, сложенная чередующимися пластами известняков, мергелей и иногда доломитов.

7. Офиолитовая формация, состоящая из сложного комплекса основных лав, чередующихся с осадочными породами и туфами.

8. Формация основных и средних лав (базальты, порфириты, альбитофиры).

9. Формация кислых лав (в основном кварцевые порфиры).

В вертикальных разрезах геосинклинальных областей в расположении формаций одного геосинклинального этапа наблюдается обычно определенная последовательность. Внизу располагаются эффузивные формации, выше располагается яшмовая формация, затем аспидная и флишевая формации. Место яшмовой формации могут занимать формации глинистых сланцев или известняков. Чрезвычайно важно также свойство различных одновозрастных формаций замещать друг друга в горизонтальном направлении.

Закономерная смена формаций в вертикальных разрезах и горизонтальном направлении открывает перед геологами широкие перспективы поисков полезных ископаемых. Связь большинства видов минерального сырья с определенными формациями позволяет строить обоснованные планы их разведки на значительных глубинах.

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Геосинклинальные области охватывают все пространство, разделяющее в отдельные геотектонические этапы смежные платформы. Примеры: герцинская геосинклинальная область, располагавшаяся в герцинский тектонический этап между Русской и Восточно-Сибирской платформами; альпийская геосинклинальная область, ограниченная на юге Индийской и Африканской платформами, а на севере огромным Европейско-Азиатским платформенным массивом.

После своего замыкания геосинклинальные области превращаются в складчатые области (например Урало-Тяньшаньская герцинская складчатая область и др.).

Геосинклинальные области делятся на структурные единицы меньшего размера — геосинклинальные системы, отличающиеся друг от друга своей историей и развитием; например: Уральская геосинклинальная система, геосинклинальная система Большого Кавказа и др. После окончания геосинклинального пути развития геосинклинальные системы превращаются в сложные складчатые сооружения — мегантиклинории (Уральский мегантиклинорий, мегантиклинорий Большого Кавказа) и мегсинклинории (Куринская впадина, Западно-Туркменская впадина и т. п.).

Геосинклинальные системы делятся на отдельные геосинклинали и геоантиклинали.

Геосинклиналями (по Н. С. Шатскому) называются прогибы, испытывающие длительное погружение, в результате которого в них накапливаются мощные толщи осадочных пород, а также вулканогенных образований. Форма геосинклиналей различна. Очень часто встречаются узкие длинные трогообразные геосинклинали с резким преобладанием длины над шириной. В качестве примера таких структур может служить зеленочаменная полоса Урала. Нередки геосинклинальные прогибы изометричной формы — угловатые или овальные, например верхнепалеозойская Зилаирская геосинклиналь на Урале, Балашская геосинклиналь и др.

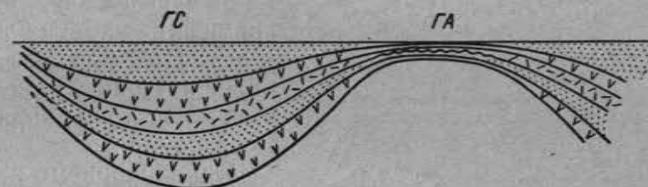


Рис. 256. Схема распределения осадочных и вулканогенных формаций в геосинклинали (ГС) и геоантиклинали (ГА)

Геосинклинали, таким образом, характеризуются:

- 1) резким преобладанием отрицательных вертикальных движений над положительными;
- 2) большими мощностями осадочных и вулканогенных толщ;
- 3) преимущественным развитием тонкообломочных пород;
- 4) полнотой стратиграфического разреза без длительных перерывов и резких несогласий.

Геоантиклинали являются структурами, по своему строению противоположными геосинклиналям. Они отделяют одну геосинклиналь от другой и имеют такие же формы, как и геосинклинали. Примером линейно вытянутой геоантиклинали может служить система Урал-Тай в каледонский и герцинский этапы развития, овальной геоантиклинали — система Чингиз-Тай (Казахстан) в герцинский геотектонический этап.

В отличие от геосинклиналей, геоантиклиналям свойственны (рис. 256):

- 1) преобладание положительных движений над отрицательными;
- 2) относительно небольшие мощности осадочных и вулканогенных толщ;
- 3) преимущественное развитие грубообломочных пород;
- 4) сокращенные разрезы с частыми перерывами и несогласиями.

Для линейных геосинклиналей и геоантиклиналей весьма характерно то, что формации, их слагающие, постоянны по простиранию: нередко одни и те же комплексы прослеживаются на многие сотни километров (геосинклиналь зеленокаменной полосы Урала); наоборот, вкрест простирания изменения как в мощности, так и в составе происходят быстро и резко.

В ряде случаев отсутствие постепенных переходов между формациями объясняется, по-видимому, крупными вертикальными перемещениями, совершающимися на границе между геосинклиналями и геоантиклиналями.

При замыкании геосинклинальных областей и превращении их в складчатые сооружения из геосинклиналей и геоантиклиналей развиваются синклинии и антиклинии.

Синклинием называется сложный комплекс складок, имеющий в поперечном сечении общую форму крупной синклинали (рис. 257, А). Складки, составляющие антиклиний, наоборот, имеют общую форму антиклинали.

Однако синклинии и антиклинии не следует понимать как только определенный порядок расположения составляющих их складок в земной коре. Эти структуры формируются длительное время и, возникая при унаследованном пути

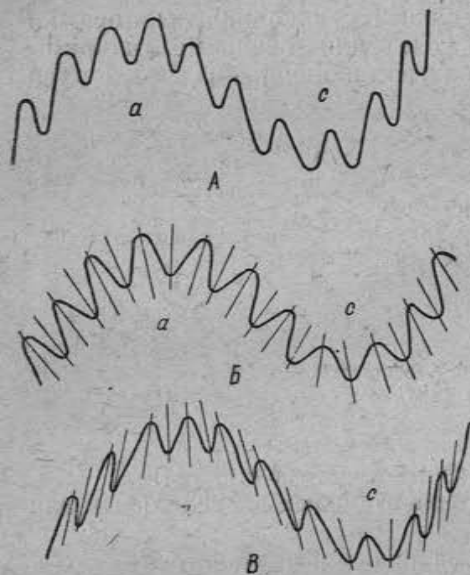


Рис. 257. А — схема строения антиклиния (а) и синклиния (с)

Б — схема строения антиклиния (а) и синклиния (с), сформировавшихся при унаследованном развитии; В — схема строения антиклиния (а) и синклиния (с), сформировавшихся при обратном развитии

развития соответственно из геосинклиналей и геоантиклиналей, наследуют все указанные выше их характерные черты. Другими словами, унаследованные развившиеся синклинии оказываются сложными более мощными и тонкообломочными толщами с полными разрезами, чем антиклинии, в которых разрезы резко сокращены по мощности, характеризуются преобладанием грубообломочных пород, многочисленными перерывами и несогласиями.

В поперечных разрезах унаследованно развивающихся синклиниев и антиклиниев составляющие их складки располагаются обычно таким образом, что их осевые поверхности наклонены в стороны от центральных частей анти-

клиниев к осевым зонам прилегающих к ним синклиниев (рис. 257, В).

Синклинии и антиклинии могут, по-видимому, возникать не только унаследованно, т. е. соответственно из геосинклиналей и геоантиклиналей, но и при обратном пути развития, в котором из геосинклиналей возникают антиклинии, а из геоантиклиналей — синклинии. Вероятно, именно в этих антиклиниях, в отличие от унаследованно развивающихся аналогичных структур, осевые поверхности составляющих их складок наклонены к центральным частям антиклиниев (рис. 257, В).

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ¹

В целом ряде геосинклинальных областей, особенно в альпийских и мезозойских, в их внутренних частях, наблюдаются орографически пониженные участки с пологим залеганием осадков, называемые «срединными массивами». Нередко из-под покрова молодых осадков срединных массивов выступают гораздо более древние образования, иногда — это метаморфические породы более древних, предыдущих геосинклинальных стадий. Складки поднятий, прилегающих к срединным массивам, опрокинуты в сторону таких массивов; в этом же направлении происходит смещение масс по надвигам. В плане периферические складки как бы обтекают срединные массивы. В осадочном покрове массивов развиваются пологие крупные складки, напоминающие по своей форме складки, развитые на платформах.

Срединные массивы характеризуются, таким образом, устойчивыми поднятиями в течение нескольких тектонических этапов развития, не подвергаясь за это время сколько-нибудь значительным опусканиям, и по характеру осадков, вулканизма и складчатости имеющим режим, близкий к платформенному.

На северо-востоке нашей страны среди мезозойской складчатой области располагается крупный Колымский срединный массив (см. тектоническую карту СССР). В альпийской области, на территории Турции, расположен Мало-Азиатский срединный массив.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Роль и значение глубинных разломов в строении и развитии земной коры были выявлены А. В. Пейве.

Глубинные разломы характеризуются большой глубиной заложения и большим пространственным протяжением. Эти структуры во многих случаях, по-видимому, проникают в глубину на

¹ По В. Е. Ханну.

многие десятки, а вероятно, и первые сотни километров. Глубинные разломы развиваются в течение длительного времени, охватывающего несколько периодов или даже эр. Они контролируют размещение формаций осадочных пород и играют главную роль в размещении в земной коре вулканогенных и интрузивных пород и рудных месторождений.

Движения по глубинным разломам происходят параллельно с формированием осадочных формаций и магматических пород и поэтому разломы нередко оказываются скрытыми под толщами осадков, покровами эффузивов или заполнены интрузиями. Над такими скрытыми («погребенными, «слепыми») разломами или около них толщи горных пород образуют складки, флексуры и другие формы нарушений.

В геологической литературе приводится большое количество примеров глубинных разломов. Глубинный разлом Джалаир-Нейманской зоны в Центральном Казахстане прослежен от Зайлийского Ала-Тау до долины р. Сары-Су на протяжении свыше 700 км, ширина зоны разлома составляет около 30 км. В зоне находится большое количество интрузий ультраосновных пород. Она состоит из серии прямолинейных кулисообразно расположенных разрывов, разбивающих породы в зоне на многочисленные блоки, вытянутые по ее простиранию. Джалаир-Нейманская зона живет активной тектонической жизнью со среднего палеозоя вплоть до кайнозоя.

На всех региональных геологических картах четко отмечается Талассо-Ферганский глубинный разлом, установленный впервые В. А. Николаевым, и разлом, протягивающийся вдоль зеленокаменного синклиория Урала.

Глубинные разломы приурочиваются к зонам сопряжения геосинклиналей и геантиклиналей, развиваясь там, где имеет место особенно резкий переход от зон погружения к зонам поднятия.

Вдоль зон глубинных разломов развивается интенсивный кливаж и рассланцованность, превращающие даже относительно молодые породы в типичные динамосланцы.

В последнее время Н. С. Шатский установил региональные структуры, имеющие строение глубинных разломов и в фундаменте платформ.

К продолжающим развиваться глубинным разломам приурочены зоны сейсмической активности; с ними связаны очаги землетрясений.

А. В. Пейве считает, что глубинными разломами определяются многие общие черты строения поверхности земли и земной коры. Линейные формы больших депрессий и поднятий континентов, а также глубочайшие длинные и узкие рвы дна океанов, как и линейные формы больших тектонических структур, созданные в геологическом прошлом, генетически связаны с глубинными разломами.

Вопрос о происхождении и формировании складчатости в геосинклинальных областях — один из самых острых в общей проблеме формирования и развития земной коры. Как уже указывалось выше, до недавнего времени в большей части работ, посвященных вопросам складкообразования, авторы стремились найти такое решение, которое могло бы однозначно объяснить происхождение всех разнообразных форм складок. Однако, уже одно то, что до настоящего времени не найдено этого единого универсального решения, а в литературе появляется все больше и больше работ, указывающих на различные способы возникновения складок, свидетельствует о разносторонности процессов складкообразования.

Сейчас широко распространено мнение, согласно которому складкообразование не является следствием какой-либо одной причины, а отражает различные формы развития земной коры. Складки формируются в слоистых толщах пород в различных условиях, но развиваются они с различной интенсивностью и в различных формах 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 платформенные, они проявляются повсеместно и непрерывно и являются лишь отражением более общих и глубоких процессов изменения оболочек земного шара.

Основные причины и механизм складкообразования рассмотрены в гл. 9.

Ниже приводится общая классификация складчатости тектонического происхождения (табл. 4), в которой выделены категории, типы и формы складчатости. Выделение категорий складчатости основано на характеристике физико-химической обстановки, сопутствующей образованию складок и резко изменяющейся с удалением в глубину от верхних частей земной коры. При разделении складчатости по типам в основу положены движения, приводящие к складчатости, однако эти движения рассматриваются с учетом соответствующей геологической обстановки. Разделение складок по морфологическим признакам поставлено в зависимость от их происхождения.

Следует, кроме того, иметь в виду изменения процессов развития земной коры во времени, и поэтому весьма возможно, что образование складок в земной коре в докембрийское время происходило в существенно иных условиях, чем в палеозое, мезозое и кайнозое.

Классификация складчатости

Категории складчатости		Типы складчатости	
Название	Признаки	Название	Механизм и причины складкообразования
Поверхностная складчатость	Существенных изменений в первоначальном составе пород не происходит. Слабая сланцеватость	Складки регионального сдвизания	Изгибы под воздействием горизонтальных сил, вызываемых общей контракцией Земли и перемещениями земной коры по глубинным разломам
		Складки облекания (отраженные, глыбовые)	Перемещения по расколам в нижних структурных этажах (фундаменте), вызывающие коробления и изгибы в верхних структурных этажах (осадочном чехле)
		Складки гравитационного скольжения	Перемещения под действием гравитационных сил со склонов поднятий
		Складки, связанные с разрывами (приразрывные складки)	Изгибы, вызываемые перемещениями по разрывам

тектонического происхождения

Таблица 4

Формы складчатости			
Геосинклинальные области	Краевые прогибы	Платформы	
		осадочный чехол	фундамент
	Линейные симметричные и асимметричные складки с общей ориентировкой осей		Впадины и сводовые поднятия
Изометричные, брахиформные и вытянутые складки с крутыми крыльями. Отсутствует общая ориентировка осей складок (складки в средне- и верхнепалеозойских отложениях Центрального Казахстана)	Куполовидные и чашевидные складки, имеющие различную форму на разных горизонтах. Коробчатые складки	Плакантиклинали и плако-синклинали	Отсутствуют
Наклонные, опрокинутые и лежащие линейные складки с острыми замками и общей ориентировкой осей, осложненные надвигами. Мелкие острые складки, осложняющие складки облекания и сдвизания	Наклонные и опрокинутые линейные складки с плавными замками синклиналей и резкими гребневидными антиклиналями	Мелкие складки, осложняющие крутые крылья плакантиклиналей	Отсутствуют
Сложные наклонные и опрокинутые мелкие складки, интенсивные вблизи разрывов, ориентированные согласно с простиранием сместителей. Зоны интенсивной трещиноватости и раздробления		Сложные мелкие складки, особенно интенсивные там, где разрывы проходят по границам осадочного чехла и фундамента	Отсутствуют

Категории складчатости		Типы складчатости		Формы складчатости			
Название	Признаки	Название	Механизм и причины складкообразования	Геосинклинальные области	Краевые прогибы	Платформы	
						осадочный чехол	фундамент
Поверхностная складчатость	Существенных изменений в первоначальном составе пород не происходит. Слабая сланцеватость	Складки, связанные с внедрением магмы	Изгибы в приконтактных зонах гипабиссальных интрузий	Мелкие сложные складки	Отсутствуют	Изгибы слоев, вызываемые внедрением траппов	Отсутствуют
		Диapiroвые складки	Складки, образующиеся при перемещении высокопластичных пород	Отсутствуют	Линейные и кольцевые диапировые складки (Предуральский краевой прогиб)	Куполовидные, диапировые складки (Прикаспийская синеклиза)	Отсутствуют
Глубинная складчатость	Перекристаллизация первоначального состава пород. Образование, гнейсовидных и резко выраженных сланцеватых текстур. Развита преимущественно в докембрийских, в меньшей степени в палеозойских и отчасти в мезозойских породах. Накладывается на поверхностную складчатость	Складки вертикального течения	Сдавливание зон с высоким геотермическим градиентом в горизонтальном направлении	Резко выраженные линейные складки с острыми замками и крутыми крыльями. Шарниры складок горизонтальны, либо полого наклонны. Развит параллельный кливаж		Отсутствуют	
		Складки горизонтального течения	Сдавливание зон с высоким геотермическим градиентом в вертикальном направлении				

Для складчатости, развитой в геосинклинальных областях, В. В. Белоусов и В. Е. Хаин указывают следующие основные признаки:

1. Непрерывность в распространении складок, заполняющих все пространство геосинклинальных областей.
2. Резкое преобладание линейных складок, причем каждый пучок складок характеризуется определенным простиранием, одновременно меняющимся для всего пучка.
3. Равное развитие антиклинальных и синклинальных складок (в отношении как размеров, так и распространения).
4. Горизонтальная ориентированность движения масс, что проявляется в закономерном и одинаковом на большой площади наклоне осевых поверхностей; складки в пределах значительных территорий наклоняются или опрокидываются в одном направлении.
5. Широкое развитие наклонных и опрокинутых складок, осложненных надвигами.

6. Частое проявление дисгармонии, обусловленное различиями в пластичности 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 (рис. 258).

1. Параллельное расположение складок, при котором складки сохраняют взаимное параллельное расположение и изменение их простирания охватывает весь пучок складок. Параллельное расположение складок свойственно большей части складчатых сооружений геосинклинальных областей (рис. 259).

2. Кулисообразное расположение складок, при котором каждая последующая складка вытянута в том же направлении на большую длину, чем предыдущая (рис. 260). Кулисообразно расположенные складки широко развиты на западных склонах Южного Урала. Нередко кулисообразные складки разрастаются

в обе стороны; образующиеся при этом пучки складок напоминают гирлянды (рис. 258).

Миндалевидные пучки складок образуются при разветвлении осей складок и соединении их вновь через некоторое расстояние.

Широко развито расщепление крупных складок или их пучков на большое количество мелких складок, сопровождающееся уменьшением высоты складок и их постепенным затуханием. Та-

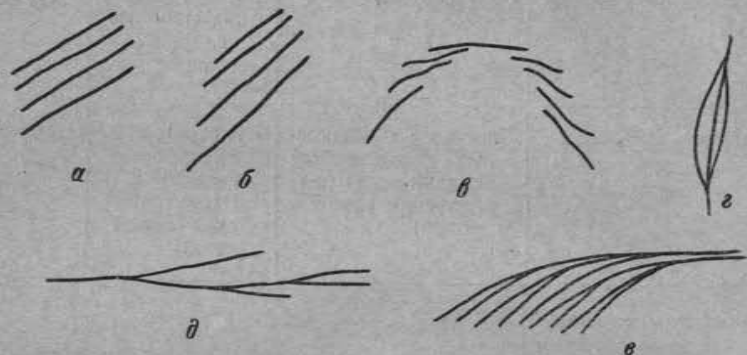


Рис. 258. Наиболее характерное расположение складок в геосинклинальных областях

а — параллельные складки; *б* — кулисообразные складки; *в* — гирлянда складок; *г* — миндалевидный пучок складок; *д, е* — два вида виргаций складок

кое расщепление носит название виргации складок. Виргация может иметь вид ветвления, с распадом основного ствола на мелкие складки или напоминать «конский хвост». Виргация последнего вида развита, например, в меловых и третичных отложениях Таджикской депрессии.

МАГМАТИЗМ

Интенсивное проявление магматической деятельности как в эффузивной, так и интрузивной формах составляет одну из самых характерных особенностей геосинклинальных областей.

Вулканическая деятельность свойственна главным образом начальным периодам геосинклинальных стадий развития (офиолитовая формация), в которые происходит раздробление складчатых сооружений, сформированных в предшествующие периоды, и смещение их по линиям глубоких расколов. Многие из расколов и особенно те, которые оказываются в пределах зон глубинных разломов, уходят в глубину на десятки и сотни километров и являются выводными путями магматических расплавов, дающих начало вулканической деятельности.

Для вулканизма характерно быстрое и неравномерное течение процесса, чередование вспышек, сменяемых периодами покоя,



Рис. 259. Складчатость геосинклинального облика, развитая в отложениях нижнего карбона Центрального Казахстана (аэрофотоснимок)



Рис. 260. Кулисообразное расположение складок (аэрофотоснимок)

выделение больших количеств газов, которые нередко служат причиной взрывов. Магматические расплавы, перемещаясь вверх по расколам, проходят сквозь мощные толщ горных пород и, достигая поверхности земли или дна водных бассейнов, растекаются в виде покровов, смешиваясь с пепловым и обломочным материалом. Следует отметить связь между очагами землетрясения и современным вулканизмом, на которую обратил внимание В. А. Магницкий. Связь эта выражается в том, что все очаги современных землетрясений, сопровождающих вулканическую деятельность, располагаются на глубине от 80 до 150 км. Указанная закономерность настолько выдержана и типична, что, по мнению В. А. Магницкого, она несомненно обусловлена генетической связью этих явлений, а не случайным совпадением.

Перемещение огромных масс магматических расплавов из глубоких частей планеты на ее поверхность вызывает прогибание геосинклинальных областей над участками оттока магмы. Опускания происходят вдоль линий расколов и достигают особенно большой амплитуды в геосинклиналиях.

Интрузивный процесс во многом отличается от эффузивного. Внедрение основной части интрузий происходит во второй половине развития геосинклинального этапа.

Большая часть исследователей (А. А. Полканов, Н. А. Елисеев и др.) делят интрузии складчатых областей по времени образования на три типа: доорогенные, синорогенные и посторогенные.

Образование ранних, доорогенных интрузий связано с расколами земной коры в начальные периоды развития геосинклинального этапа. В это время образуются ультраосновные и основные интрузии, а также многочисленные дайки, силлы, лакколиты и т. д.

Синорогенные интрузии развиваются во вторую половину стадии развития геосинклинального этапа. К ним относится основная часть интрузий геосинклинальных областей, имеющих форму батолитов. Синорогенные интрузии по своей форме и элементам внутреннего строения обнаруживают общее согласие с ориентировкой вмещающих их складчатых сооружений.

Посторогенные интрузии обычно связаны с расколами, нередко возникающими вслед за интенсивным складкообразованием. В связи с этим посторогенные интрузии, представленные чаще всего штоками или небольшими батолитами, нередко располагаются под углом или поперек к общему направлению складок.

По масштабам проявления интрузивная деятельность в значительной степени превосходит вулканическую. Интрузивный процесс характеризуется продолжительностью действия и отсутствием внезапных проявлений. Газы удерживаются в магме, но взрывов, ввиду очень большого внешнего давления, не происходит. В настоящее время отсутствуют какие-либо достоверные данные о глубине зарождения и формирования очагов магмати-

ческих расплавов, дающих начало интрузивному процессу. Однако можно считать вполне доказанным отсутствие в земной коре или верхних подкоровых оболочках земли сплошного слоя или значительных скоплений жидкой магмы. Вероятно, магматические бассейны в земной коре или в оболочках, подстилающих земную кору, возникают эпизодически, и их образование является наиболее резко выраженной чертой развития геосинклинальных этапов, совершенно не свойственной платформенному режиму.

Вслед за накоплением магматического расплава происходит его перемещение вдоль зон глубинных разломов и наиболее крупных вертикальных и крутонаклонных расколов.

При продвижении магмы вверх она может устремляться в стороны от основного направления вдоль ослабленных зон и поверхностей в земной коре и дать начало огромным наклонным, пологим и даже горизонтальным межформационным плутонам. Ослабленными поверхностями в земной коре, благоприятными для проникновения магмы, могут явиться поверхности региональных несогласий, зоны смятий и разломов. При этом массы магматического расплава могут, по-видимому, оказывать на окружающие породы механическое воздействие и тем самым создавать необходимое для своего внедрения пространство. При этом происходит общее поднятие частей земной коры, расположенных выше формирующихся батолитов.

Многие исследователи перемещение магматических расплавов в геосинклинальных областях рассматривают как основной возбудитель вертикальных тектонических движений земной коры, обуславливающий их скорость и направление. Над участками оттока магматического расплава на поверхности земли возникают глубокие прогибы; над продвигающимися вверх массами магмы создаются обширные поднятия.

Остановимся на связи эффузивной и интрузивной деятельности в геосинклинальных областях. Имеющиеся данные по этому вопросу свидетельствуют о том, что непосредственная связь между интрузивными и эффузивными породами отсутствует. Несмотря на то что мощность вмещающих пород над батолитами местами весьма незначительна, нигде не отмечалось случая проплавления пород, покрывающих батолиты, и перехода глубинных пород в лавовые потоки. Резко отличен и состав интрузивных и эффузивных пород. Если среди интрузий, обнаженных на поверхности, 95% слагающих их пород имеет кислый состав (в основном это граниты), а на долю всех остальных пород приходится лишь 5%, то среди эффузивных образований соотношения обратные: только 2% принадлежат кислым лавам и 98% составляют лавы среднего и основного состава.

Несмотря, однако, на принципиальные отличия интрузивного и эффузивного процессов, накопление мощных вулканогенных толщ нередко совпадает со временем внедрения интрузий. Примером в этом отношении могут служить мощные лавовые толщ

нижнего девона в Центральном Казахстане и распространенные в тех же районах кислые интрузии ниже-среднедевонского возраста.

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 или каналы, по которым магматические расплавы перемещаются вверх.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ¹

История развития конкретных геосинклинальных областей в разные отрезки времени их существования весьма различна, но вместе с тем она имеет и много общего. Одни различия носят частичный характер и отражают специфические условия развития каждой отдельной геосинклинальной области за тот или иной геотектонический этап, другие имеют более широкое значение и, образуя определенную цепь событий, отражают общую направленность в развитии земной коры.

Начало каждого геотектонического этапа в геосинклинальных областях характеризуется тем, что общее поднятие конца предыдущего этапа сменяется быстрым нарастанием погружений. Погружения охватывают, в первую очередь, межгорные прогибы², сформировавшиеся в заключительную стадию предшествующего этапа, в которых накапливается аспидная формация. Поставщиком обломочного материала продолжают оставаться геоантиклиналы, унаследованные от предыдущего этапа.

Во внутренних прогибах геосинклинальной области начало нового этапа развития сопровождается резкой вспышкой вулканической деятельности. Сначала вулканизм носит наземный характер и проявляется на склонах унаследованных поднятий. Однако вскоре районы излияний захватываются морем, на дне которого продолжается формирование офиолитовой и вулканогенных формаций.

Центры вулканизма приурочиваются, по-видимому, к крупным и длительно существующим разрывам — глубинным разломам, располагающимся вдоль границ поднятий и прогибов. По краям некоторых, в особенности унаследованных, поднятий вулканогенные и терригенные формации уступают место органогенным, нередко рифовым известнякам.

К концу первой половины геотектонического этапа продолжающиеся погружения приводят к нарастанию трансгрессии

¹ По В. Е. Ханну.

² Межгорными прогибами называются синклиории, отграниченные от окружающих их поднятий крупными разрывами или серией разрывов.

и увеличению площади осадконакопления. Основным типом осадков в силу резкого сокращения площади зон размыва становятся карбонатные формации. Те прогибы, в которые поступает относительно большое количество обломочного материала, служат местом накопления карбонатного флиша. Непосредственно на склонах кордильер, ограничивающих «флишевые прогибы», образуется терригенный флиш, содержащий подводно-оползневые и обвальные образования. Активность вулканической деятельности значительно снижается. Начинается процесс расчленения крупных геоантиклиналей и геосинклиналей на многочисленные более мелкие поднятия и прогибы; этот процесс сопровождается складкообразованием.

В первой половине развития геосинклинального этапа при активном прогибании происходит образование ультраосновных и габброидных интрузий и их средних и кислых дериватов штокового и лакколитового типа, вероятно, парагенетически связанных с эффузивными формациями.

Геоморфологическая обстановка первой половины геотектонического этапа отличается следующими чертами. Сравнительно крупные, умеренно-возвышенные острова во внешней части геосинклинальной области перемежаются с несколько более широкими полосами мелкого моря; во внутренней части геосинклиналы по краям морей, окаймляя крупные острова, располагаются узкие архипелаги мелких вулканических островов.

Вторая половина геотектонического этапа — это прежде всего эпоха прекращения общего погружения, осушения или, как принято говорить, замыкания отдельных геосинклиналей и вовлечения их в поднятия смежных геоантиклиналей. Замыкание геосинклиналей при общем воздымании не является полным; эти прогибы, уже будучи поднятыми выше уровня моря, продолжают отставать в темпах своего воздымания от смежных поднятий; перестав быть зонами абсолютного (по отношению к уровню океана) погружения, они остаются зонами относительного прогибания.

Положительные движения приводят к существенным изменениям палеогеографической обстановки. Вновь возникают крупные массивы суши, внутри которых покинутые морем прогибы оказываются занятыми озерами или аллювиальными равнинами.

Серьезно изменяется по сравнению с первой половиной геотектонического этапа и характер формаций, накапливающихся в прогибах. Увеличение площадей размыва приводит к вытеснению карбонатных формаций терригенными.

С переходом к общему преобладающему поднятию в геосинклиналях и на склонах геоантиклиналей резко усиливается процесс складчатости. В это время образуются крупные и многофазные интрузивы гранитоидов нередко с отклонением к щелочному типу (сиениты, монзониты). Интрузивные тела имеют форму батолитов. Эффузивный вулканизм с развитием интрузивной

живной деятельности заметно ослабевает, а иногда и почти полностью затухает.

Конец геотектонического этапа застает геосинклинальную область расчлененной на крупные поднятия, разделенные межгорными прогибами и окаймленные с внешней, платформенной, стороны краевыми прогибами. Поднятия испытывают усиленные воздымания и превращаются в горные хребты, дающие огромные массы крупнообломочного материала, устремляющегося во впадины краевых и межгорных прогибов. Скорость погружения последних отстает от скорости накопления обломочного материала, что влечет за собой обмеление морских бассейнов, занимающих эти прогибы, их расчленение, опреснение и, наконец, осушение с превращением в наземные аллювиальные равнины; на некоторых участках сохраняются внутриматериковые опресненные или осолоненные водоемы или морские заливы.

Наряду с общим усилением положительных движений сводовые зоны некоторых, обычно наиболее мощных и широких поднятий подвергаются раскалыванию с образованием внутренних впадин, ограниченных разрывами, имеющих строение грабен. В других случаях наблюдается возобновление или усиление опускания остаточных прогибов и их расширение, вызывающее трансгрессивное и несогласное перекрытие осадками бортов этих прогибов более древних отложений, выступающих по их периферии.

В результате образуются более или менее крупные синклинальные депрессии, названные Н. С. Шатским «наложенными мульдами»; осадочное выполнение этих мульд залегает резко несогласно на сложностроенных слоях их основания. Расколы по краям внутренних впадин нередко имеют своим следствием новое оживление вулканической деятельности с излиянием лав, обладающих повышенной щелочностью. Эти эффузии ассоциируются с образованием лакколитов и близких к ним «магматических диапиров».

Интрузивы конца геотектонического этапа не обнаруживают согласованности со складчатой структурой и не несут следов катаклаза. Складчатые сооружения нередко осложняются крупными разрывами: сдвигами и покровами.

При сравнении истории развития различных геотектонических этапов необходимо учитывать общую направленность в развитии земной коры. Так, например, широкие очертания протерозойских и каледонских геосинклинальных областей в мезозойский и особенно в альпийский этап, в связи с разрастанием платформ, приобрели узкую вытянутую форму; процессы мигматизации широко были распространены лишь в древние, докаледонские этапы, позже интрузивный процесс приводил к образованию батолитов. Изменился тепловой баланс земной коры в сторону прогрессирующего падения температуры в ее верхних слоях, изменились условия образования осадочных формаций, их состав и др.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, стр. 340—350, 1956.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеоллиздат, стр. 42—50, 1947.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, стр. 32—69, 1953.
Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. Природа, № 4, 1956.

Магницкий В. А. Основы физики земли. Геодиздат, стр. 30—35, 82—93, 1953.

Михайлов А. Е. К вопросу о принципах классификации складчатости тектонического происхождения. БМОИП, отд. геол., т. XXIX (2), 1954.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1945.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1956.

Тектоническая карта СССР, масштаба 1:5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского, 1956 и объяснительная записка к ней, 1957.

Хан В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Изд. Азнефтеиздат. Баку, стр. 467—492, 1954.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, № 4, 1946.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1951.

ГЛАВА 18

СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Выше отмечалось, что после замыкания геосинклинальной стадии развития отдельные части геосинклинальных областей превращаются в платформы, т. е. их дальнейшее развитие совершается иначе, по пути, свойственному платформенным областям.

Платформы развиваются на складчатом основании, являющимся их цоколем, фундаментом. В отличие от геосинклинальных областей, развитие платформ характеризуется медленными и плавными вертикальными движениями, имеющими относительно малую скорость (не более 0,1—0,01 мм в год) и малую амплитуду, вследствие чего им свойственен в основном спокойный, выровненный рельеф. Складчатость на платформах обычно не образуется или развивается в относительно очень слабой форме. Вулканизм развит также очень слабо, проявляясь в больших масштабах лишь в особые моменты их развития. Интрузивная деятельность платформам совершенно несвойственна и лишь эпизодически и в слабой форме возникает в их окраинных зонах. Металлогенетические процессы, связанные с интрузивной деятельностью, на платформах почти не проявляются. Мягкий рельеф и отвечающая ему слабая эрозия обуславливают сравнительно меньшие мощности отлагающихся на платформах обломочных осадочных пород.

В платформенную стадию на складчатом основании накапливаются осадочные породы. По условиям своего залегания, мощности, слабому развитию вулканогенных и интрузивных пород, крайне незначительному проявлению процессов метаморфизма, чехол осадочных пород платформы резко отличается от подстилающих образований фундамента. Это позволяет выделять в строении платформ два резко отличных структурных этажа, разграниченных повсеместным региональным перерывом в осадконакоплении и резким несогласием.

Мощность осадочного чехла платформы может быть весьма различной. На древних платформах, имеющих докембрийский складчатый фундамент, например Русской и Сибирской платформ, мощность осадочного чехла достигает 1—2, а местами 3 км и более. На молодых платформах, фундамент которых образован палеозойскими или мезозойскими складчатыми сооружениями, осадочный чехол имеет значительно меньшую мощность, редко превышающую 1—1,5 км. Исключением являются окраины платформ, которые примыкают к еще развивающейся альпийской геосинклинальной области (Тянь-Шань, Памир), где в отдельных впадинах накапливаются многокилометровые толщи осадочных пород, образованные за счет сноса обломочного материала с окружающих поднятий.

Наибольшим распространением в осадочном чехле платформ пользуются следующие группы формаций:

1. Карбонатные и глауконитово-карбонатные формации, сложенные органогенными и хемогенными известняками, мергелями с примесью глауконита, доломитами и в подчиненном количестве глинистым материалом. Образуются в открытых морях и лагунах.

2. Красноцветная и галогенная формации, состоящие из красноцветных песчаников, аргиллитов и конгломератов, фациально замещающихся солями, гипсами и доломитами.

3. Группа морских обломочных формаций, сложенных толщами мелкозернистых песков, глин, реже конгломератов и мергелей. Для песков характерно присутствие глауконита.

4. Группа континентальных формаций, в которой различаются формации влажных равнин, аридных равнин и комплекс ледниковых образований. Среди формаций влажных низких равнин наибольшее значение имеют аллювиальные отложения и кора выветривания.

5. Трапповая формация, представленная сложным комплексом пластовых интрузий, залежей и силлов основного состава (долериты, порфириты, габбро). Траппы широко развиты среди осадочных пород Сибирской платформы, где они имеют возраст от среднего карбона до нижней юры.

Возраст платформ может быть поставлен в зависимость от складчатых сооружений фундамента. С этой точки зрения Русская и Сибирская платформы относятся к платформам с докембрийским основанием, Урало-Тяньшаньская область — к платформам с палеозойским основанием и т. д.

Существует и другой подход к определению возраста платформ. В этом случае геосинклинальные области и платформы выделяются в каждом тектоническом этапе. Например, Русская платформа в герцинский тектонический этап будет являться герцинской платформой, а в альпийский — альпийской платформой. Нередко возраст платформ определяется по возрасту складчатого основания. При этом употребляется приставка «эпи» — «над». Например: «эпигерцинская платформа» — платформа, развившаяся над герцинским складчатым основанием.

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЛАТФОРМ

В пределах платформ Н. С. Шатским различается несколько групп структур. Наиболее крупные из них носят название щитов и плит, в пределах которых, в свою очередь, могут быть выделены подчиненные им структуры: синеклизы и антеклизы. К более мелким структурам платформ относятся отдельные складки, валы, разрывы и трещины.

Щиты. Щитами называются такие части платформ, складчатое основание 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 значительные колебания, погружения и поднятия, однако они обладают большой устойчивостью; погружение их по своей величине никогда не достигает тех опусканий, которые характеризуют соседнюю плиту; поднятия также очень ограничены и обычно не превышают первых сотен метров. Очертания щитов отличаются большой устойчивостью в продолжение длительного времени. Примерами щитов могут служить Балтийский и Украинский щиты, в пределах которых на поверхности выведено докембрийское складчатое основание Русской платформы, лишь местами покрытое маломощным чехлом осадочных пород.

Плиты. 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 испытали значительные колебания, поднятия и опускания, но первые были лишь частными движениями на общем фоне прогибания. Плиты отделены от щитов уступом, хотя обычно и крайне пологим, но повсюду ясно выраженным. Осадочные

толщи плит около щитов резко уменьшаются в мощности, выклиниваются и фашиально изменяют свой состав. Примером плит может явиться Восточно-Русская плита.

Синеклизы по своим размерам и положению являются платформенными структурами второго порядка. Они осложняют щиты и плиты и поэтому как бы подчинены им.

Синеклизы представляют собой чрезвычайно плоские прогибы, имеющие синклинальное строение с едва заметным падением слоев на крыльях (от долей метра до 2, реже 3—4 м на километр). Эти прогибы занимают всегда очень большую площадь и имеют обычно овальную, округлую или угловатую, а иногда весьма неправильную форму. Синеклизы имеют синклинальную форму только в геологическом смысле, т. е. осевые их части сложены более молодыми породами, чем крылья; в геометрическом смысле синеклизы имеют в поперечном сечении форму либо выпукло-вогнутой, либо плоско-выпуклой линзы. Такая форма синеклиз в разрезе зависит от того, что амплитуда прогиба в них совершенно ничтожна (1—3 км) по сравнению с шириной синеклиз (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. Поверхность контакта палеозоя и мезозоя в Днепровско-Донецкой синеклизе приближается по геометрической форме к плоскости. Только при весьма малых размерах синеклиз и очень большом прогибании геологическая и геометрическая формы совпадают.

Размеры синеклиз колеблются в очень широких пределах, но они всегда очень значительны. Так, Московская синеклиза в поперечнике имеет 800—900 км; несколько меньшие размеры имеет Прикаспийская синеклиза.

В поперечном сечении синеклизы часто несколько асимметричны. При очень пологом падении крыльев по смене геологических образований все же замечается более крутой наклон одного из них. Погружение слоев на крыльях синеклиз часто осложняется рядами ступенчатых флексур, прослеживающихся на большие расстояния параллельно общему простиранию крыльев. Подобные флексур развиты на северном крыле Прикаспийской синеклизы, где падение пород на смыкающихся крыльях флексур увеличивается местами до 10° .

Следует отметить, что при общей выдержанности литолого-фашиального состава пород, слагающих синеклизы, в них всегда достаточно четко намечаются изменения пород и изменения мощностей формаций в зависимости от их расположения в осевых частях прогиба или на крыльях; например, 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 выходящих их отложений обычно значительно меньше мощностей пород в синеклизах плит (Московская синеклиза).

Образование синеклиз связано с общим опусканием кристаллического фундамента платформ. Опускание, максимальное в центральных частях синеклиз, постепенно уменьшается к склонам примыкающих антеклиз, но местами на крыльях оно нарушается более резкими продольными разрывами и изгибами, образующими в осадочном чехле упоминавшиеся выше флексур.

Щиты, плиты и синеклизы развиваются одновременно и синеклизы в этом смысле — лишь наиболее интенсивно прогнутые части платформ.

Антеклизами, в отличие от синеклиз, называются положительные формы, 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. В сводовых частях антеклиз в результате длительных поднятий мощности формаций часто очень незначительны, а местами осадочный чехол отсутствует совершенно; здесь особенно часты перепады, нередко выпадают из разреза целые серии и формации, развитые в соседних синеклизах. Антеклизы в своих очертаниях подчинены синеклизам, пассивно занимая промежутки между ними. Поэтому антеклизы в целом представляют собой как бы петли ячеек, между которыми развиты синеклизы. Антеклизы отчетливо выделяются на плитах, на щитах они также несомненно существуют, но о наличии их мы можем только догадываться, так как обычное отсутствие слоистых осадочных пород на щитах не позволяет распознать антеклизы на их территории. В процессе развития площади антеклиз постепенно сокращаются за счет расширения соседних синеклиз.

Платформенные складки. Складчатость, развитая в осадочном чехле платформ, существенно отличается от складчатости геосинклинальных областей. Основные признаки платформенных складок сводятся к следующему:

1. Складки в платформенном чехле развиты спорадически, в виде одиночных складок или отдельных групп и не охватывают всего пространства, занятого платформой, как это наблюдается в геосинклинальных областях, а разделены большими интервалами пологого или горизонтального залегания пород. Другими словами, складчатость платформ имеет прерывистый, а не сплошной характер.

2. Складки отличаются крупными размерами, имеют преимущественно округлые или овальные очертания, плавные своды и пологие крылья.

3. В расположении отдельных складок отсутствует линейность, т. е. ориентировка осей в одном направлении. Они не

обнаруживают преимущественных простираний и нередко даже рядом расположенные складки могут быть ориентированы осями под углом друг к другу. Однако в групповом расположении складок обычно отмечается вытянутость их в определенных направлениях, что позволяет отдельные складки объединять в цепочки — валы.

4. Складки имеют неодинаковую форму на различных горизонтальных срезах; среди них отсутствуют лежащие и опрокинутые формы складок, по которым обычно определяется горизонтальное движение масс в процессе складчатости в геосинклинальных областях (рис. 262).

5. Складки платформ нередко осложнены сбросами и взбросами, но надвиги и покровы среди них отсутствуют.

6. Преобладающее развитие антиклинальных складок над синклинальными. Развита главным образом куполовидные и брахиантиклинальные складки.

7. Широкое развитие диапировых складок.

Классификация платформенных складок пока еще разработана в недостаточной степени. Предложенные классификации (Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин) основаны на морфологических особенностях складок, и выделяемые в них типы складок связываются обычно с теми районами, в которых они развиты.

Ниже приведены наиболее распространенные типы куполовидных и брахиантиклинальных¹ складок, развитых на платформах (по Н. С. Шатскому).

Жигулевский тип. Сюда относятся складки, имеющие в плане по структурным картам вид капли. Эти складки обладают обычно асимметричным строением, иногда чрезвычайно резко выраженным. Примером является Жигулевская складка, вытянутая в длину более чем на 100 км и имеющая в ширину 30 км (рис. 261). Сложена складка пермскими и каменноугольными породами, круто погружающимися на северном крыле и полого — на южном.

Туймазинский тип. Асимметричные складки этого типа имеют в общем брахиантиклинальное строение, иногда несколько угловатое, но с хорошо выраженными периклинальными окончаниями. Примером этих складок служит Туймазинская складка и др. (рис. 262).

Саратовский тип. Складки саратовского типа в плане отличаются от складок предыдущих типов угловатыми коробчатыми очертаниями, обычно очень неправильными (рис. 263). Крылья этих складок круты, часто осложнены флексурами, своды широкие, плоские. Складки этого типа развиты на крыле Воронежской антеклизы, в районе Саратова и в других местах.

¹ Н. С. Шатский называет пологие платформенные складки «плакантиклиналями» и «плакосинклиналями».

Бугурусланский тип.

Брахиантиклинальные складки этого типа близки с одной стороны к флексурам, с другой — к складкам туймазинского типа. Они прослеживаются на большие расстояния и имеют одно крутое флексуриобразное крыло и противоположное, весьма пологое. На сводах таких складок располагаются отдельные впадины и выступы, придающие большую сложность их строению (рис. 264).

Кроме описанных типов, выделяются также складки неправильной щитовидной формы, симметричные или асимметричные.

Складки синклинальной формы развиты на платформах значительно реже. Они так же, как и антиклинальные складки, обладают самостоятельными очертаниями и ориентировкой.

В а л ы. На тектонической карте СССР масштаба 1:5 000 000 отчетливо отображено распространение складок в осадочном чехле Русской платформы, показывающее их концентрацию, в полосы и линии, вытянутые вдоль или поперек крыльев синеклиз и антеклиз. Такие полосы и ряды складок объединяются под общим названием валов. Примерами яв-

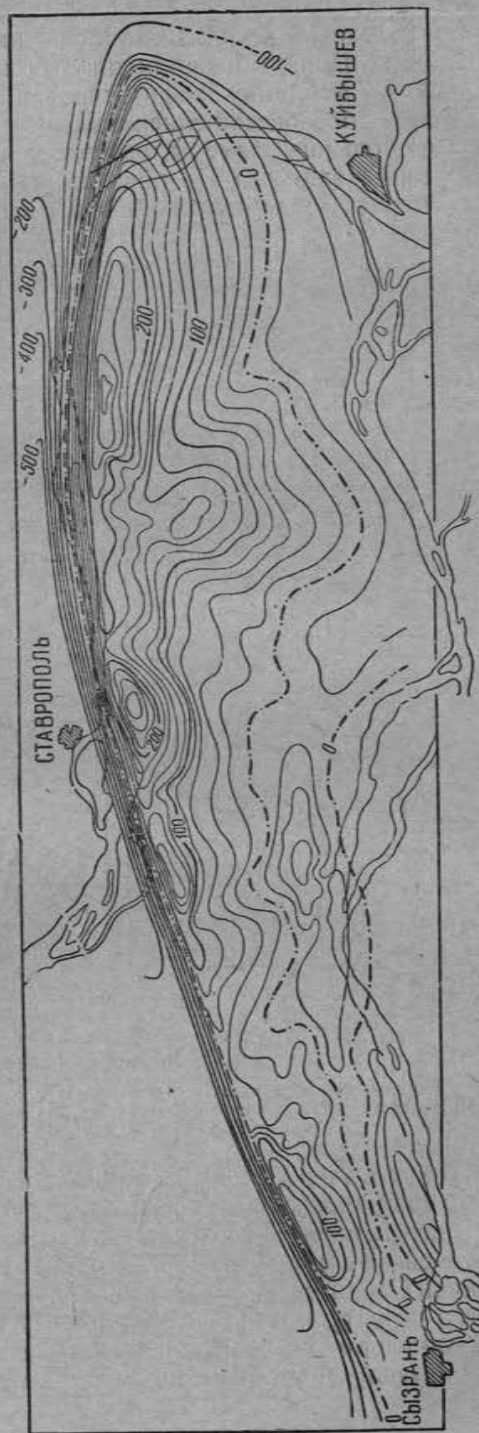


Рис. 261. Жигулевская плакантиклиналь. Схематическая структурная карта по швартиновому горизонту (По Е. И. Пермякову, 1940)

ляются Окско-Цнинский, Доно-Медведицкий, Сухонский и другие валы. Окско-Цнинский вал вытянут более чем на 300 км в длину, имеет 60 км в ширину и ориентирован поперек простирания южного крыла Московской синеклизы. Доно-Медведицкий вал, имеющий еще большие размеры, расположен на западном крыле Прикаспийской синеклизы. Он распадается на большое число отдельных куполов и брахиантиклиналей, вытянутых параллельно крылу синеклизы.

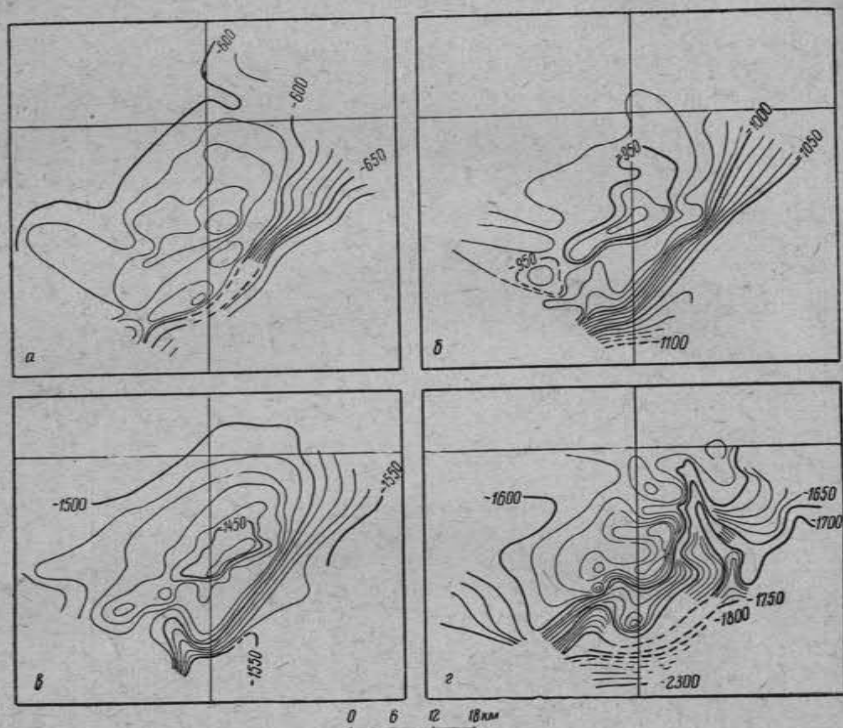


Рис. 262. Структурные карты Туймазинского поднятия (По Л. Н. Розонову)

а — по кровле верейского горизонта; б — по кровле с. в; в — по кровле пашийских слоев; г — по поверхности кристаллического фундамента. На стратонизогипсах указаны высотные отметки в метрах

Образование складок. Вопросам образования и развития складок, развитых на платформах, уделяется большое внимание. Значительное число складок изучается с помощью буровых работ в связи с приуроченностью к ним залежей нефти и газа; для различных горизонтов таких складок составлены детальные описания и структурные карты. Установлена принадлежность большей части платформенных антиклинальных складок к типу складок, характеризующихся утоньшенными замками и увеличенными мощно-

стями на крыльях. В сводах складок часто отсутствуют отдельные стратиграфические горизонты, появляются размывы и разрывы 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.

В настоящее время среди геологов господствует мнение, согласно которому основная часть складок в осадочном чехле

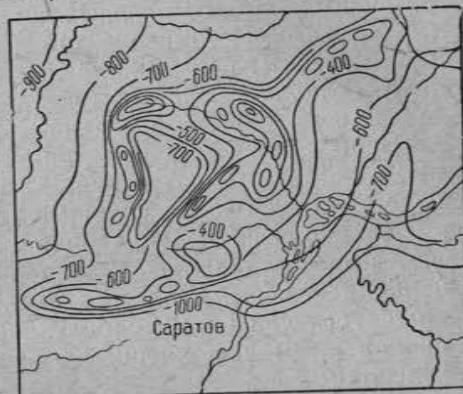


Рис. 263. Схематизированная структурная карта Саратовской группы платформенных антиклиналей (По И. О. Броду)

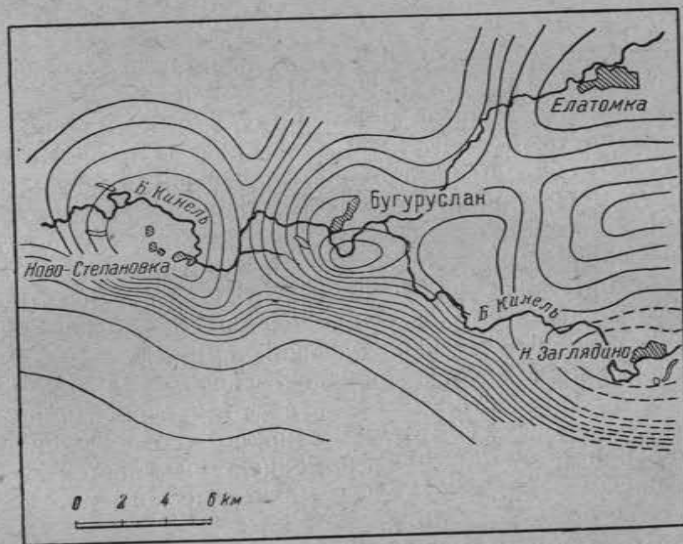


Рис. 264. Структурная карта Бугурусланского района по кровле наесолевых ангидридов (По Дикенштейну)

платформ рассматривается как отражение трех разрывов, которые осложняют строение складчатого основания. В открытой

части докембрийского основания Русской платформы видно, что кристаллический фундамент представляет собой сложную мозаику различных глыб, отделенных друг от друга крупными трещинами и разрывами. Несомненно, что и под осадочным чехлом в фундаменте развиты примерно те же деформации. Поэтому вероятнее всего складки в осадочном чехле представляют собой в большинстве своем складки облекания.

Валы вытянуты вдоль линий крупных разрывов, а отдельные складки, составляющие валы, отражают перемещения более мелких блоков фундамента.

На образование складок в осадочном чехле платформ существенное влияние оказывают и другие явления. В отложениях карбона и перми Волго-Уральской нефтяной области развиты структуры, связанные с облеканием эрозионных выступов, неравномерным накоплением мощности осадков и карстовыми явлениями.

Диapiroвые складки на платформах имеют округлые очертания и сосредоточены в пределах центральных частей синеклиз. Прекрасным примером диапировых складок платформ являются куполы Эмбенского района Прикаспийской синеклизы, изображенные на тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000.

ИНТРУЗИИ ПЛАТФОРМ

Интрузивная деятельность на платформах, как уже указывалось, проявляется в крайне слабой степени.

Интрузии, известные на платформах, имеют незначительные размеры и ничтожную глубину залегания. Они сконцентрированы главным образом по окраинам платформ. Ультраосновные и основные магматические комплексы образуют силлы, лакколиты и секущие дайки, кислые и щелочные интрузии — штоки.

Ловозерский массив щелочных и основных пород Кольского п-ова питал вначале наземные извержения, а затем массив застыл в форме штоков, изолированных от дневной поверхности собственной эффузивно-туфовой толщей.

Крайне слабая интрузивная деятельность на платформах является основной чертой их развития, отличающей платформы от геосинклинальных областей. Возможно, что переход из геосинклинальной стадии в платформенную вызывается главным образом прекращением активного магматического процесса.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ

Как уже отмечалось выше, платформы представляют собой образования, возникшие на месте ранее существовавших геосин-

¹ По В. Е. Ханну.

клинальных областей. В платформенную стадию развития на складчатом основании формируется платформенный чехол, сложенный формациями платформенного типа, среди которых резко преобладают осадочные породы. Нарастание мощности платформенного чехла происходит в каждый геотектонический этап (цикл). После каждого этапа мощность чехла возрастает, а строение его усложняется.

Прослеживая развитие платформ в каждом из геотектонических этапов, легко подметить некоторые общие закономерности, повторяющиеся с определенной последовательностью, хотя и в различных условиях. Начало каждого нового этапа застает платформу приподнятой и осушенной. Море охватывает лишь ее окраины и, в первую очередь, прогибы, унаследованные от предыдущего этапа. В это время центральные части платформ могут служить областями сноса обломочного материала, поступающего в прогибы.

Первая половина геотектонического этапа характеризуется общими погружениями платформы, влекущими за собой широкую трансгрессию моря и накопление тонких терригенных и карбонатных формаций. На окраинах платформ появляется обломочный материал, снесенный с разрастающихся поднятий в прилегающих геосинклинальных областях. Общие погружения фундамента платформ в первую половину геотектонического этапа сопровождаются его раздроблением на крупные блоки, а внутри блоков — на отдельные глыбы. Перемещение этих блоков и глыб с различной скоростью и амплитудой является причиной коробления осадочного чехла и формирования в нем валов и отдельных складок.

С началом второй половины геотектонического этапа общий знак вертикальных движений на платформе меняется с отрицательного на положительный. Площадь, занятая морем, постепенно сокращается, море мелеет, внутриплатформенные области открытого моря и, в зависимости от климатических и других условий, выполняются угленосными или галогенными формациями. Края платформ начинают вовлекаться в опускание краевых прогибов смежных геосинклинальных областей; наоборот, прогибы центральных частей платформы поглощаются соседними поднятиями.

В конце геотектонического этапа в результате усиливающихся поднятий море окончательно покидает платформу, сохраняясь лишь в пределах краевых прогибов. В отдельных внутриплатформенных прогибах иногда накапливаются континентальные грубообломочные осадки. Завершается формирование валов и складок. Некоторые внутриплатформенные поднятия испытывают усиленное воздымание и осложняются грабенами, по краям которых возникают вулканы центрального типа, извергающие базальтовую лаву.

При повторяемости отмеченных выше событий условия, в которых они совершаются в каждом геотектоническом этапе, оказываются существенно отличными. От этапа к этапу погружается фундамент плит на платформах и растет мощность осадочного чехла.

Различным образом в отношении проявления движений ведут себя внутренние и окраинные части платформ. Особенной неустойчивостью обладают окраинные участки, примыкающие к геосинклинальным областям, что хорошо видно на примере южной окраины Евразийского платформенного массива, примыкающей к альпийской геосинклинали, сильно активизировавшейся в кайнозой. Такие участки могут быть вновь вовлечены в геосинклинальный процесс или оказаться в зоне интенсивного раздробления и превратиться в систему грабен и разделяющих их горстов. Последние в таких случаях заполняются мощными толщами континентальных моласс.

В последующие этапы при разрастании платформ окраинные участки могут стать внутренними, что приведет к значительным изменениям в их развитии.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 18

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолгиздат, стр. 42—50, 1947.

Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. Природа, № 4, 1956.

Тектоническая карта СССР масштаба 1:5 000 000 под ред. Н. С. Шатского, 1956.

Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Изд. Азнефтеиздат. Баку, стр. 366—425; 467—488, 1954.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд. МОИП, 1945.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1947.

ГЛАВА 19

СТРОЕНИЕ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Краевые прогибы, по определению Н. С. Шатского, представляют собой очень крупные и нередко сложные впадины, имеющие строение синклинали, располагающихся на границе между геосинклинальными областями и платформами. Возраст краевых прогибов определяется в соответствии с геотектоническими этапами развития земной коры.

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); мезозойская складчатая область северо-востока нашей страны ограничена от Сибирской платформы глубоким мезозойским Предверхожанским краевым прогибом. Герциниды Урало-Тяньшаньской складчатой области отделены от Русской платформы Предуральским краевым прогибом; к герцинским прогибам относятся Кузбасс и Донбасс.

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, имеющим низкое положение складчатого основания, т. е. к плитам; при высоком положении складчатого основания платформ — около шитов — краевые прогибы не образуются, здесь обычно возникают краевые швы. Последние представляют собой узкие зоны разрывов, по которым складчатые сооружения надвигаются на платформу. Примером краевого шва может служить пограничная зона между Русской платформой и Скандинавскими каледонидами.

ФОРМАЦИИ

Формации краевых прогибов во многом отличаются от формаций геосинклинальных областей и платформ как по составу, так и по заключающимся в них полезным ископаемым. Особенности условий образования формаций краевых прогибов заключается в том, что они накапливаются в эпоху превращения геосинклинальных областей в платформу, при интенсивно формирующихся и воздымающихся складчатых сооружениях геосинклинальных областей. Наиболее распространены в краевых прогибах следующие формации.

Молассовая формация, сложенная мощными толщами терригенных пород с неправильным чередованием слоев и неравномерным распределением в них обломочного материала. Эти породы состоят в основном из песчаников, конгломератов и глин, нередко красноцветных; иногда в них заключены линзы углей.

Молассы обычно обладают огромными мощностями и образуются за счет обломочного материала, снесенного с развивающихся поднятий в геосинклинальных областях. В молассах нередко заключены залежи нефти и газа.

Угленосная формация, развитая в краевых прогибах очень широко (Донбасс, Кузбасс и др.). Она представляет собой чередование песчаников, аргиллитов, известняков и пластов угля.

Галогенная формация, состоящая из соленосных песчано-глинистых пород или чистых соленосных толщ с залежами каменных и калийных солей.

Формация барьерных рифов, часто заключающих залежи нефти и газа.

Существенной особенностью краевых прогибов является отсутствие в них проявлений магматической деятельности как в интрузивной, так и эффузивной формах. Вследствие этого в краевых прогибах отсутствуют месторождения полезных ископаемых, связанных в своем образовании с различными формами интрузивной деятельности.

СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Как уже отмечалось, краевые прогибы начинают формироваться в период смены геосинклинального режима платформенным, при господствующих восходящих движениях и интенсивных

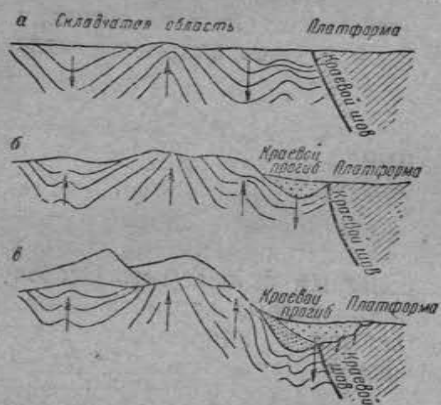


Рис. 265. Стадии формирования краевого прогиба

а — геосинклинальная стадия развития складчатой области; б — заложение краевого прогиба на окраине складчатой области; в — смещение краевого прогиба на окраину платформы (По А. А. Богданову)

краевых прогибах отчетливо выделяются внутренние и внешние зоны, различающиеся полнотой разреза, мощностями отложений, характером и интенсивностью тектонических нарушений. Внутренние зоны этих прогибов возникли и развились на складчатом основании в первую стадию заложения, а внешние — на платформенном, в конце развития прогибов.

Примером краевых прогибов с разнородным основанием может служить альпийский Предкарпатский прогиб, схема развития которого приведена на рис. 266.

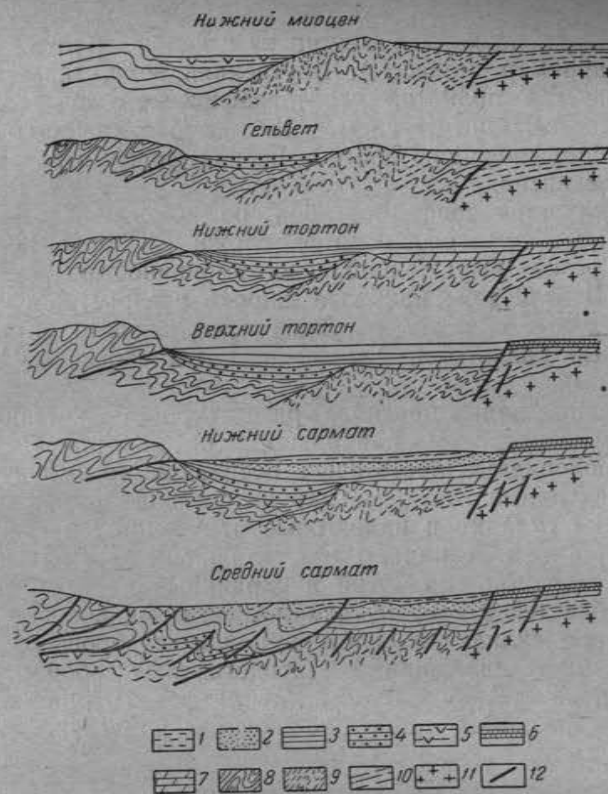


Рис. 266. Схема развития Предкарпатского краевого прогиба (По А. Е. Михайлову)

1 — отложения нижнего сармата; 2 — покутская свита (верхний тортон); 3 — чаплинская свита (нижний тортон); 4 — стебникская 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 окраины Русской платформы; 11 — докембрийские кристаллические породы; 12 — разрывы

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ И РАЗМЕЩЕНИЕ В НИХ ФОРМАЦИЙ¹

В результате миграции краевых прогибов в процессе своего развития в сторону платформы они характеризуются резкой асимметричностью поперечного сечения.

Внутренняя зона прогиба, развиваясь в течение более длительного времени, заполняется наиболее мощными толщами,

¹ По А. А. Богданову.

состоящими из многих формаций, фиксирующих в разрезе различные стадии развития прогиба. Мощность этих формаций достигает здесь 4—6 км. Внешняя зона прогиба, развиваясь меньшее время, заполняется толщами меньшей мощности (часто около 1 км), нередко состоящими из осадков одной только формации (например, молассы). Внутренняя зона, таким образом, характеризуется полнотой стратиграфического разреза; внешняя отличается присутствием только верхних частей разреза, фиксирующим миграцию прогиба на платформу в завершающий этап его развития.

Во внутренних зонах прогибов, расположенных над складчатым основанием, развиваются сложные линейные складки, часто с резко выраженной дисгармоничностью внутреннего строения. В этой зоне наиболее широко распространены линейные диапировые складки и узкие гребневидные антиклинали, осложненные надвигами, разделенные широкими и плоскими синклиналиями.

Во внешних зонах прогибов, развитых над «жестким» платформенным основанием, наибольшим распространением пользуются 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. Формы и генезис складок, развитых в краевых прогибах приведены в табл. 4.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 19

Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах. Вестн. МГУ, № 8, 1955.

Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. БМОИП, изд. геол., т. XXVI (3), 1951.

Тектоническая карта СССР масштаба 1:5 000 000 под ред. Н. С. Шатского, 1956

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала; изд. МОИП, 1945.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми и геосинклинальными областями, изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

РАЗДЕЛ V

ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ ПЕРИОД

ГЛАВА 20

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Геологическое изучение является основой поисков и разведок полезных ископаемых. Оно направлено на повышение эффективности и качества геологопоисковых и разведочных работ, дальнейшее расширение минерально-сырьевых ресурсов страны, на базе которых развиваются основные отрасли горнодобывающей промышленности.

Эта исключительно серьезная и трудоемкая задача должна решаться путем постановки геологосъемочных работ при возрастающей их детализации, в тесной связи с расширением объектов поисков и разведок месторождений полезных ископаемых. При этом геологическая съемка и другие виды геологических исследований должны проводиться на всех стадиях геологоразведочных работ, начиная от поисков и кончая эксплуатационной разведкой и полной отработкой месторождений.

Таким образом, главной целью геологического картирования является не только познание геологии нашей страны, но и прогноз распространения полезных ископаемых на основе обобщения фактического материала. Особое внимание при геологической съемке должно быть уделено глубокому изучению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в связи с геологическим строением и историей развития рудоносных провинций, рудных полей и отдельных месторождений. Геологическая съемка представляет собой сложный комплекс разносторонних исследований, опирающийся на ряд методов.

В основе составления геологических карт лежит стратиграфический метод. Этот метод предопределяет изучение всех явлений в их исторической последовательности, взаимосвязи и взаимообусловленности. Чрезвычайно важна при этом не только последовательность событий, но и общая направленность в их развитии. Сравнение геологического строения отдельных районов и геологическое картирование можно проводить лишь на стратиграфической основе.

Огромное значение в геологическом картировании имеет палеонтологический метод, лежащий в основе определения

возрастной последовательности толщ горных пород, в последние годы в повседневную практику геологов все шире и шире внедряются методы определения абсолютного возраста пород.

Изменение стратиграфических разрезов в пространстве, различия в составе и мощностях пород могут быть поняты только на основе применения палеогеографического и фациального методов. Оба эти метода позволяют устанавливать 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 природы в более древние, прошедшие этапы развития нашей планеты. Принцип актуализма должен применяться, однако, с большой осторожностью и с учетом общей направленности развития рассматриваемых процессов.

При геологической съемке необходимо всемерное применение аэрогеологических методов: геологического дешифрирования снимков, внедрение цветной и спектральной аэрофотосъемки. Последняя позволяет с помощью светофильтров преднамеренно увеличивать контрастность аэрофотоснимков и таким образом отчетливее выделять на них те или иные геологические образования, заслуживающие внимания.

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 и химические анализы и определять радиоактивность пород. Анализы должны производиться своевременно, с тем чтобы правильно и целеустремленно направлять съемочные и поисковые работы и иметь возможность еще в поле дать перспективную оценку рудоносности¹.

ГЛАВА 21

ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Геологическая съемка и поиски проводятся в нашей стране планомерно и комплексно, с постепенно возрастающей детальностью исследований, начиная от мелкомасштабных съемок (1:1 000 000—1:500 000) к среднемасштабным — (1:200 000,

1:100 000, 1:50 000, 1:25 000), до крупномасштабных съемок (1:10 000 и крупнее).

Геологическая съемка и поиски масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000 по своему характеру представляют рекогносцировочные маршрутные исследования. Это обстоятельство предопределяет большую подвижность полевых партий и исключает возможность длительного изучения отдельных участков. Целью этих съемок является составление геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000. Редкая сеть поисковых маршрутов и относительно большие интервалы между точками поискового опробования определяют общий характер поисков, в результате которых выделяются районы, заслуживающие постановки более детальных геологосъемочных и поисковых работ.

Основным методом поисков должно служить шлиховое опробование, доставляющее материал для минералогического исследования устойчивых в коре выветривания минералов; геохимическое опробование, которое позволяет спектроскопически устанавливать концентрации тех или иных металлов в участках коры выветривания, а также ореолов рассеяния.

Выявление перспективных районов производится на основе геологической карты и карты полезных ископаемых, с учетом данных аэрогеологических работ, а также геоморфологических и гидрогеологических наблюдений.

Среднемасштабные (детальные) геологические съемки масштаба 1:200 000, 1:100 000, 1:50 000 и 1:25 000 должны служить основными видами геологического картирования всех важных в практическом отношении районов, в первую очередь районов развития горной промышленности и районов, перспективных в отношении обнаружения полезных ископаемых.

В настоящее время широко развернуты работы по составлению государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000. В первую очередь составляются листы этой карты для горнопромышленных областей. Районы, имеющие развитую горную промышленность, покрываются геологической съемкой масштаба 1:50 000 и 1:25 000.

По своей детальности и густоте сети маршрутов съемочные и поисковые работы масштаба 1:200 000 и 1:100 000 представляют первые площадные исследования. Планомерное их развитие создает основу для проведения целеустремленных и эффективных поисков полезных ископаемых, а также для разрешения различных теоретических вопросов. При проведении геологической съемки этих масштабов должно обязательно производиться геологическое дешифрирование аэрофотоснимков.

Поиски проводятся комплексно, т. е. на все полезные ископаемые, которые могут быть встречены в изучаемом районе, причем поисковое опробование ведется систематически на всей исследуемой площади густой сетью поисковых маршрутов.

¹ Литература к главе 20 указана в конце главы 21.

Поисковые работы проводятся для изучения главным образом механических, солевых и газовых ореолов рассеяния полезных ископаемых в коре выветривания, для чего широко применяются методы: шлиховой, геофизический — радиометрический, аэромагнитный, наземный магнитный, гравиметрический и сейсмометрический (по редкой сети), геохимический — металлометрический, гидрохимический, флорометрический, водно-газовый и битумный (в нефтеносных районах).

При съемках и поисках указанных масштабов широко применяются мелкие горные выработки: канавы, неглубокие шурфы, буровые скважины ручного и механического бурения.

Крупномасштабные съемки (1:10 000, 1:5000, 1:2000, 1:1000), в отличие от геологических съемок более мелких масштабов, проводятся в окрестностях (или 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. Крупномасштабные 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 ряд направлений геологических исследований, необходимых при детальных съемках, может быть сокращен или совершенно опущен. Геологические исследования должны обязательно сопровождаться дешифрированием аэрофотоснимков.

Крупномасштабные съемки сопровождаются поисковыми и опробовательскими работами, проводимыми с большой детальностью и необходимым объемом горных работ. При этом применяются геофизические и геохимические методы, производятся массовые спектральные и другие анализы.

Детальные площадные поиски должны быть направлены на выявление определенных полезных ископаемых, проявления которых установлены ранее проведенными исследованиями. При этом следует иметь в виду комплексный подход к проведению поисковых работ, вызванный необходимостью обязательного изучения всех полезных ископаемых, сопутствующих основному полезному ископаемому.

Крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы служат основанием для постановки разведочных работ, которые, в свою очередь, должны обязательно сопровождаться геологической съемкой масштабов 1:10 000, 1:5000, 1:2000, 1:1000. Материалы этих съемок являются основой как для рационального направления разведочных работ, так и для подсчета запасов, разработки проектов эксплуатации, ведения горно-подготовительных и эксплуатационных работ на месторождениях.

Основная особенность крупномасштабных съемок заключается в необходимости получения объемного представления о геологи-

ческом строении изучаемого участка. Кроме детальной крупномасштабной карты поверхности, должно составляться большое количество различных разрезов, погоризонтных планов и зарисовок, а также должны по возможности изготавливаться различные модели месторождений. Как следствие, из этого вытекает обязательное использование при крупномасштабной съемке в первую очередь данных разведочных работ: канав, шурфов, буровых скважин и подземных горных выработок. Ряд выработок и скважин может быть пройден специально для целей геологического картирования.

Региональные геологосъемочные работы по составлению геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 будут полностью закончены в ближайшие 4—5 лет. Работы по детальному геологическому картированию выполняются планомерно и носят экспедиционный (сезонный) характер. Крупномасштабные съемки должны базироваться на месторождениях и иных объектах и могут проводиться круглогодично.

Наиболее сложна организация экспедиционных работ. Экспедиции организуются для съемки районов, имеющих относительно обособленные черты геологического строения с периодом работ в 3—5 лет. Контуры, ограничивающие площадь съемки, должны совпадать с рамками соответствующих листов топографических карт.

В первый год на площади съемки производятся работы на листах, в пределах которых могут быть решены основные вопросы стратиграфии, возраста и состава интрузий и проявления вулканической деятельности. При размещении на площади съемки крупных месторождений полезных ископаемых, съемочные работы должны быть начаты с листов, на территории которых находятся эти месторождения.

За первый год работы экспедиции входящие в ее состав партии сдают полные отчеты о проделанных поисково-съемочных работах. По данным этих отчетов создаются полевые рабочие схемы стратиграфии, интрузивной и вулканической деятельности, решаются вопросы тектоники и геоморфологии, составляются карты полезных ископаемых и намечаются условия образования и локализации руд.

Во второй и последующие годы районы работ экспедиции расширяются и постепенно охватывают всю площадь, намеченную для съемки. Во второй год листы, снятые в течение первого года, редактируются и дорабатываются в свете полученных за первый год данных и снимаются новые листы, примыкающие к ранее снятым. Для редактирования и доработки ранее снятых листов из состава партии, работавшей на их съемке, выделяется небольшой отряд; основная часть партии переключается на съемку смежного листа. К концу второго года листы, снятые в первый год работ, должны быть подготовлены и переданы для

печати, а с завершением работ экспедиции все листы должны быть сданы в печать.

Помимо съемочных партий, в составе экспедиций должны быть организованы тематические партии, производящие обработку материалов на всей площади работ экспедиции по соответствующим темам и обеспечивающие увязку в работе отдельных партий. Наиболее часто возникает необходимость постановки тематических работ внутри экспедиции по вопросам стратиграфии, магматизма, полезным ископаемым, гидрогеологии и геоморфологии.

Работы экспедиции заканчиваются составлением сводных карт масштаба 1:500 000 или 1:1 000 000, которые должны лечь в основу последующих изданий карт этого масштаба, а также региональных и обзорных геологических карт.

При экспедициях организуются необходимые лаборатории: шлихового анализа, обработки рудных проб, спектрографического анализа и др. В составе каждой партии должен быть квалифицированный инженер-картограф, осуществляющий организацию и выполнение всех основных картографических работ и перенос данных с аэрофотоснимков на топографические карты.

Намеченный выше план организации экспедиционных работ обеспечивает своевременное и комплексное проведение геологической съемки и поисков, составление листов геологической карты на площади работы экспедиции на единой стратиграфической основе, обоснованных схем развития интрузивной деятельности и вулканизма и освещение основных вопросов, связанных с изучением полезных ископаемых.

Организация, методика и отчетность геологосъемочных и поисковых работ определяются инструкциями, выпущенными Министерством геологии и охраны недр СССР в 1955 и 1956 гг.

Для основных масштабов геологической съемки: 1:1 000 000 и 1:500 000, 1:200 000 и 1:100 000, 1:50 000 и 1:25 000 изданы соответственно по две инструкции. Первые из них предназначены для организации и производства геологосъемочных работ; вторые касаются составления и подготовки к изданию геологических карт и карт полезных ископаемых.

Инструкции вносят единообразие в задачи и цели геологосъемочных и поисковых работ и обеспечивают составление отчетных материалов на необходимом уровне.

Проведение геологосъемочных и поисковых работ распадается на три периода: подготовительный, полевой и камеральный. В подготовительный период производятся организация, проектирование и подготовительные работы; в полевой — все геологосъемочные и поисковые работы и в камеральный период — обработка собранных в полевой период материалов и составление отчета.

Ерофеев Б. И. и Шаталов Е. Т. За непрерывную связь геологической съемки с поисками полезных ископаемых. Сб. Сов. геол., № 53, 1956.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1:1 000 000 и 1:500 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых в масштабе 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 и 1:100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ масштабов 1:50 000 и 1:25 000. Госгеолтехиздат, 1956.

ГЛАВА 22

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ¹

Возможность применения геофизических методов при геологической съемке основана на различии физических свойств горных пород. Современные технические средства позволяют отмечать на поверхности Земли или в воздухе слабые изменения физических полей (магнитного, гравитационного, электрического), вызванные присутствием пород или руд, отличных по физическим свойствам от вмещающих пород. Интенсивность и форма физических полей, создаваемых породами или рудами с отличными физическими свойствами, используются для заключений о глубине залегания, размерах и форме тел, вызывающих изменения в нормальном распределении поля. Эти изменения полей обычно называют аномалиями (соответственно магнитными, гравитационными, электрическими).

Ниже приводятся краткие сведения о магнитных свойствах, плотности и электрическом сопротивлении наиболее распространенных горных пород.

Магнитные свойства. Интенсивность магнитных аномалий зависит от интенсивности намагничивания тела, размеров тела и положения его в пространстве относительно точки наблюдения. Интенсивность намагничивания I представляет собой векторную величину, в общем случае состоящую из суммы двух векторов: вектора намагничивания I_i , вызванного намагничиванием данного тела земным магнитным полем, и вектора остаточного намагничивания I_r , являющегося следствием более интенсивного намагничивания тела под воздействием магнитных горных пород земной коры (аномалий).

¹ По Л. Д. Берсудскому и А. А. Логачеву.

Вектор I_i определяется как величина, пропорциональная намагничивающему земному полю, зависящая также от магнитной восприимчивости.

Вектор I_r меняется от практически незаметной величины до значений, в несколько раз превышающих I_i .

Значительная интенсивность намагничивания горных пород объясняется присутствием в их составе сильно магнитных минералов, к числу которых относятся магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин. Магнитная восприимчивость горных пород весьма резко колеблется даже в пределах одних и тех же групп горных пород.

Осадочные породы за отдельными исключениями практически немагнитны. Исключение представляет аллювий, в котором могут скопиться обломки магнетита.

Наибольшей магнитностью среди изверженных пород обладают змеевики, перидотиты, диабазы, габбро; менее магнитны базальты, порфириды, сиениты.

Метаморфические породы в отношении магнитности неодинаковы. В тех случаях, когда они представляют собой измененные осадочные породы и лишены магнитных примесей, они не отличаются по магнитной восприимчивости от соответствующих им первичных осадочных пород. Привнос магнитных минералов всегда влечет повышение магнитной восприимчивости.

Общее значение отношения $I_r : I_i$ оказывается значительным у тех магнитных пород, процесс образования которых сопровождался высокими температурами.

Плотность. Различие в плотности пород является физическим основанием применения гравиметрической и сейсмической разведки. Изучение плотности пород необходимо как для обоснования применения указанных методов, так и для геологического истолкования гравитационных карт.

Электрическое сопротивление. Методы постоянного тока, применяемые при геологических исследованиях, основаны на различии величины ρ — удельного электрического сопротивления различных геологических объектов при прохождении через них постоянного электрического тока.

По величине электрического сопротивления в особую группу необходимо выделить минералы и минеральные агрегаты, являющиеся хорошими проводниками электрического тока. Сюда относятся в первую очередь рудные минералы: ковеллин, борнит, пирротин, халькопирит, галенит, магнетит, титаномагнетит, арсенопирит, пирит и марказит. Хорошо проводят электрический ток антрацитовые угли, графит, шунгит и некоторые каменные и бурые угли. В отдельных случаях сравнительно хорошими проводниками оказываются некоторые разновидности касситерита, гематита, вольфрамита и магниевых руд. Высоким электрическим сопротивлением обладают обычно сфалерит, молибденит, реальгар, аурипигмент, буланжерит и др.

Электропроводность одних и тех же хорошо проводящих минералов в значительной степени зависит от агрегатного состояния. Сплошные руды, сложенные хорошо проводящими минералами, иногда обладают более или менее высокими сопротивлениями, что может быть обусловлено минералогическими изменениями на контактах зерен, благодаря чему отдельные проводящие зерна как бы обволакиваются непроводящей или плохо проводящей пленкой. Электропроводность вкрапленных или брекчиевидных руд зависит также от наличия прямой электрической связи между проводящими вкрапленниками или ксеноморфными рудными минералами цемента.

Электрическое сопротивление горных пород, сложенных непроводящими или плохо проводящими минералами, зависит в основном от пористости пород, количества и степени минерализации воды, заполняющей поры, от температуры, и в меньшей степени от сопротивления слагающих пород минералов. В естественном залегании сопротивление геологических объектов зависит также от трещиноватости пород, от наличия влагоемких рыхлых продуктов дробления или выветривания.

Описанные выше свойства горных пород позволяют применять геофизические методы при решении ряда вопросов, связанных как с выяснением особенностей геологического строения, так и с поисками и условиями залегания полезных ископаемых. Ниже приведены примеры наиболее обычных и эффективных случаев применения геофизических методов исследования.

Определение рыхлого покрова и выявление горизонтальных и пологопадающих контактов. Различие в электропроводности однородных рыхлых пород и подстилающих их коренных пород позволяет успешно применять для определения мощности наносов один из методов сопротивлений — вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ). Рыхлые, насыщенные влагой четвертичные образования обычно обладают меньшим электрическим сопротивлением, чем плотные коренные породы.

Соотношение электропроводности наносов и коренных пород на первом этапе следует выяснять постановкой ВЭЗ, организовав работы вначале на участках близ буровых скважин, данные по которым могут явиться надежным контролем. Вертикальное зондирование можно применять также для отбивки контактов между горизонтальными или пологопадающими породами (с углами падения не более 15—20°).

На рис. 267 приведены примеры простейших кривых R_k , построенных, как обычно, в логарифмическом масштабе по данным ВЭЗ, а также дана их геологическая интерпретация. Частный случай построения разрезов по результатам ВЭЗ приведен на рис. 268.

С помощью ВЭЗ решается вопрос о подземном рельефе кристаллических пород, перекрытых рыхлой осадочной толщей. Расчленение самой осадочной толщи на отдельные горизонты также

удается осуществить с помощью ВЭЗ в тех случаях, когда контактирующие слои однородны, в достаточной степени различимы по электропроводности и залегают горизонтально или весьма

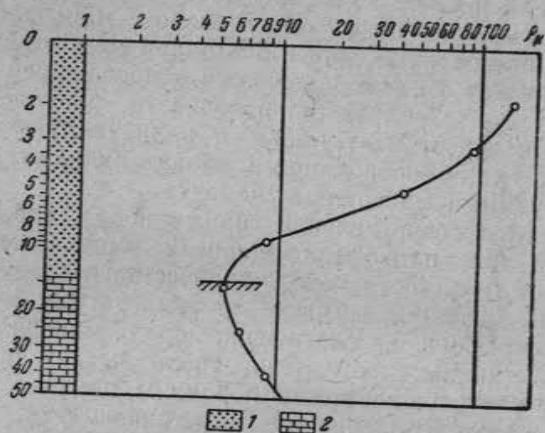


Рис. 267. Вид кривой ρ_k

1 — аллювий; 2 — плитняковые известняки кунгура (трещиноватые, кавернозные, насыщенные сильно минерализованной водой)

полого. Маломощные или близкие по электрическим свойствам к подстилающим и перекрывающим породам горизонты на кривых обычно не проявляются. Расчленение исследуемой толщи по

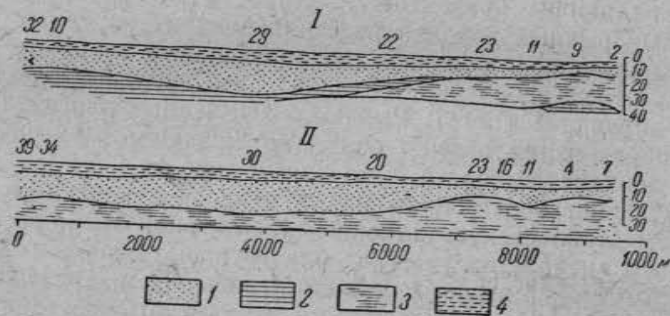


Рис. 268. Разрез по руслу р. Волги в районе Долматово-Норское

I — по данным механического бурения; II — по данным электробурения;
1 — песок; 2 — глина; 3 — пльвун; 4 — вода

электропроводности часто (хотя далеко не всегда) соответствует стратиграфическому. Необходимо, однако, учитывать, что фациально различные или в разной степени влагонасыщенные слои одного возраста могут дать на графиках ВЭЗ дополнительные границы раздела. Значительно облегчает задачу построения гео-

логических разрезов по данным ВЭЗ наличие хотя бы одного горизонта, резко выделяющегося по электропроводности сравнительно с остальными (особенно с первым вышележащим), т. е. наличие маркирующего горизонта. Такими могут оказаться, например, следующие горизонты: сильно пористые породы, насыщенные минерализованной водой; увлажненные глины; хорошо проводящие угольные пласты или, наоборот, обладающие высоким электросопротивлением сильно окварцованные породы; мраморизованные известняки, а в отдельных случаях и межпластовые интрузии изверженных пород.

При наличии маркирующего горизонта методом ВЭЗ удается проследить пологое погружение шарниров или крыльев складчатых и куполовидных структур, определять амплитуды сбросов и т. д. В последних случаях хорошие результаты можно получить только путем комбинации электропрофилеирования с вертикальным зондированием.

Прослеживание крутопадающих контактов под рыхлым покровом. Выбор метода для выявления и прослеживания границ распространения пород под наносами зависит от соотношения физических свойств контактирующих пород. Если с одинаковой целесообразностью могут быть использованы магнитный, гравитационный и электрический методы, предпочтение должно быть отдано первому, как более производительному, простому, менее трудоемкому. Распространенность магнитных минералов, особенно магнетита, как более или менее существенной примеси в различных изверженных, метаморфических, а иногда и осадочных породах предопределяет успех магниторазведки при прослеживании контактов.

Широкое применение получила у нас магниторазведка при геологической съемке, главным образом в связи с поисками месторождений полезных ископаемых.

Магнитные наблюдения для геологической съемки выполняются по маршрутам, ориентированным вкrest простирания пород, где оно явно выражено, или по наиболее доступным дорогам и тропам, где трудно наметить определенное простирание. Густота пунктов наблюдений по маршрутам должна быть выбрана в зависимости от геологической обстановки.

На рис. 269 приведены теоретические кривые вертикальной составляющей аномального магнитного поля (Z_a) для элементарных случаев контакта двух различно магнитных пород. На рис. 270 изображен пример кривых Z_a над породами различной магнитной плотности.

Большое значение для геологической съемки имеют материалы воздушной магнитной съемки.

В связи с очень высокой производительностью аэромагнитная съемка обычно охватывает площади работ многих геологосъемочных партий. Для возможно более полного использования

данных аэромагнитной съемки необходимо планировать работы так, чтобы геологической съемке предшествовала воздушная

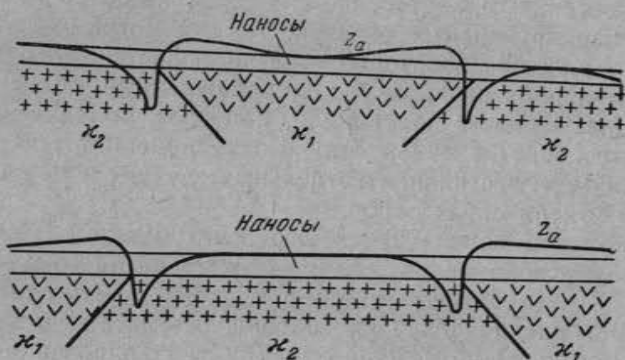


Рис. 269. Кривые Z_a над породами с различной магнитной восприимчивостью ($x_1 > x_2$) и при различных углах падения плоскости контакта

магнитная съемка того же или более крупного масштаба с опережением не менее одного года.

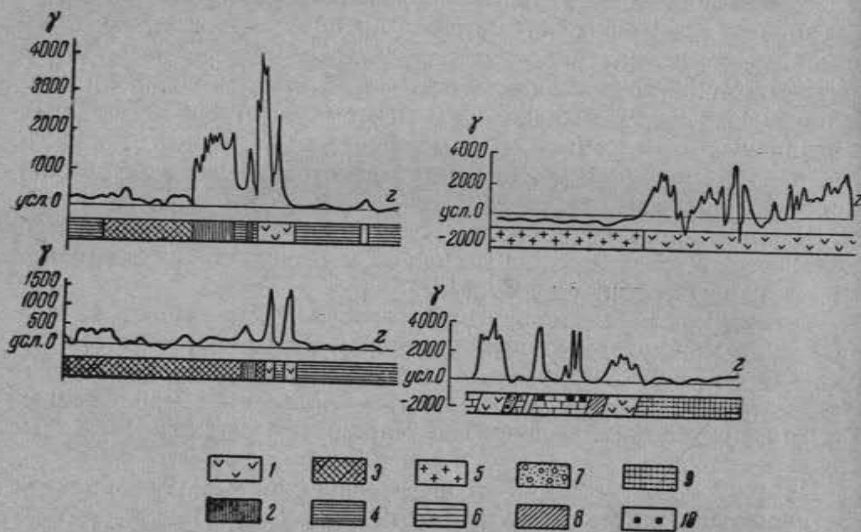


Рис. 270. Примеры кривых Z_a над породами различной магнитности

1 — серпентиниты, габбро, пироксениты, перидотиты; 2 — листвениты, вторичные кварциты; 3 — основные эффузивы; 4 — осадочные породы; 5 — гранит; 6 — известняки; 7 — конгломераты; 8 — глинистые сланцы; 9 — кремнистые сланцы; 10 — залежи бокситов.

В настоящее время воздушная магнитная съемка производится в масштабах от 1 : 50 000 до 1 : 1 000 000. На рис. 271 приведен пример аэромагнитной карты масштаба 1 : 100 000.

В случаях, когда магниторазведка оказывается неприменимой из-за отсутствия достаточной разницы в магнитности контактирующих пород, необходимо выяснить вопрос о возможности использования для прослеживания контактов методов электроразведки. При достаточной разнице в электропроводности контактирующих пород, линия контакта получает довольно четкое отражение на графике ρ_k , как это можно видеть на рис. 272.

Относительно высокая электропроводность основных пород обусловлена существованием в них обильной электрически связанной магнетитовой вкрапленности.

Линия контакта (рис. 272) проявилась на графике ρ_k в виде перехода от сопротивлений порядка 200—400 ом·м к сопротивлениям в 1000 ом·м и выше.

Изучение складчатых структур. Хорошие результаты исследования морфологии складчатых сооружений дает сейсморазведка. Отражающими поверхностями могут служить пласты крепких и плотных пород, заключенных среди относительно однообразных пород с повышенной пластичностью, например песчаники и известняки среди глинистых толщ. На рис. 273 показан пример сейсмического профиля, на котором отражающие поверхности позволяют установить форму складки.

Особенно большую ценность представляют сейсмические методы в связи с тем, что при их помощи удается устанавливать морфологию складчатых структур на глубинах до 6 км и ниже уровня поверхности земли. **Прослеживание зон тектонических нарушений и минерализации как поисковых признаков.** Выше уже была отмечена возможность фиксировать при наличии благоприятных условий геофизическими методами такие тектонические проявления, как сбросы и сдвиги, а также определять положение пологих складок.

К числу задач, решаемых с помощью геофизических методов, можно отнести также выявление зон трещиноватости и дробления;

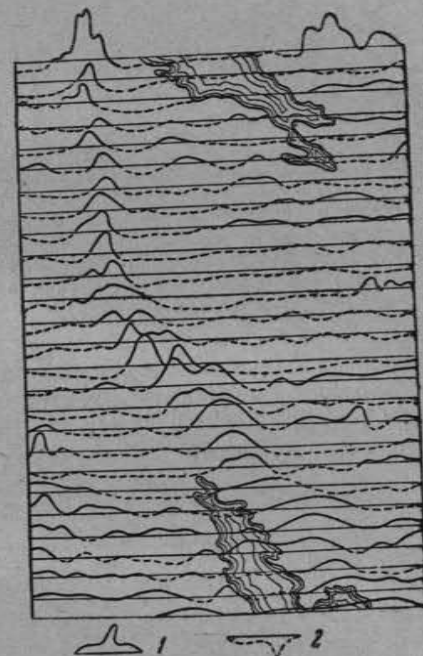


Рис. 271. Участок аэромагнитной карты

1 — кривая положительных значений ($+Z_a$); 2 — кривая отрицательных значений ($-Z_a$) вертикальной составляющей аномального магнитного поля

определение тектонических разрывов по фиксирующим их жильным образованиям, оконтуривание зон рассеянной минерализации как путей прохождения эманаций и гидротерм. Успех этих работ зависит от многих причин, но главными являются следующие: 1) удачное сочетание физических свойств подлежа-

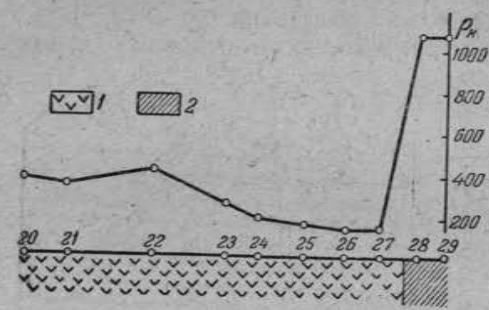


Рис. 272. Электропрофиль через контакт ультраосновных пород и сланцев (По А. С. Семенову)

щего выявлению объекта и вмещающих пород; 2) рациональный выбор геофизического метода; 3) учет различных помех, искажающих результаты полевых измерений.

Зоны трещиноватости и дробления благодаря высокой влагоемкости слагающих их пород и циркуляции в них минерализованных вод почти всегда могут быть выявлены методами электроразведки. В тех случаях,

когда слабое увлажнение или иные неблагоприятные условия не позволяют применять электроразведку, зоны трещиноватости и дробления могут выявляться с помощью эманационной съемки. Являясь лучшими проводниками радиоактивных эманаций, по

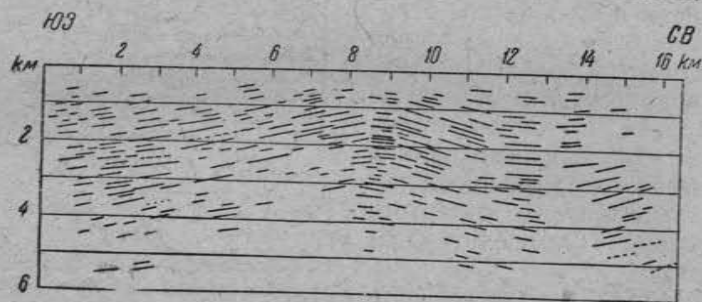


Рис. 273. Сейсмические профили через складки в третичных и возможно более древних отложениях на дне Каспийского моря (по В. Куликову и А. Федоренко)

сравнению с плотными породами, зоны дробления отмечаются благодаря более высоким концентрациям эманаций в почвенном воздухе. В отдельных случаях, когда зоны трещиноватости и дробления проходят в магнитных породах, может быть использовано то обстоятельство, что в результате разрушения пород и окисления рудных компонентов магнитные минералы переходят в немагнитные окислы. Зоны трещиноватости и дробления могут проявляться при этом относительными минимумами Z_a среди

общего повышенного поля над неизменными магнитными породами.

Зоны минерализации, часто представляющие интерес как один из надежных поисковых признаков при изучении рудных районов, могут быть весьма разнообразны по характеру проявлений и оконтуриваются различными геофизическими методами. Участки развития пневматолитовых и гидротермальных процессов с привнесом ферромагнитных минералов, вкрапленности пирротина и магнетита в скарнах, жилах и роговиках могут быть оконтурены с помощью магниторазведки.

Участки минерализации, характеризующиеся присутствием электрически связанных хорошо проводящих рудных вкрапленников, повышением пористости и влагоемкости в результате разрыхления и окисления отдельных компонентов могут быть выявлены и оконтурены с помощью электроразведки, как зоны повышенной электропроводности пород.

Процессы минерализации могут вызвать также и резкое понижение электропроводности пород, например: окварцевание, кальцитизация, заполнение пор плохо проводящими минералами, образование плохо проводящего цемента в рыхлых продуктах.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 22

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, стр. 149—152, 1956.
К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых. Сб. ВИС, Госгеолтехиздат, стр. 170—178, 1955.
Методическое руководство по геологической съемке и поискам под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 351—366, 1954.

ГЛАВА 23

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПОДГОТОВИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА

Подготовка к работам по геологической съемке играет большую роль и на ее правильную организацию должно быть обращено особое внимание. Основные задачи подготовительного периода сводятся к следующему: составление проекта работ, организация партии, обеспечение партии необходимым снаряжением и оборудованием; обеспечение партии необходимыми топографическими картами и материалами аэрофотосъемки; изучение фондовых и литературных материалов по району работ.

Длительность подготовительного периода составляет 2—3 месяца.

СОСТАВЛЕНИЕ ПРОЕКТА РАБОТ. СОСТАВ ПАРТИИ

Как уже отмечалось выше, детальные геологосъемочные работы должны носить экспедиционный характер. Деятельность

экспедиций является круглогодичной, рассчитанной на ряд лет. Экспедиции делятся на геологосъемочные и тематические партии с годичным периодом работ.

Экспедиция имеет своей задачей выполнение комплекса геологосъемочных и поисковых работ по заданию и планам треста, управления, института и т. д., которым она подчиняется. Экспедиция проводит работы на основе хозрасчета и организует, помимо партий, лаборатории, мастерские, перевалочные и полевые базы.

При крупномасштабной съемке работы могут осуществляться геологосъемочной партией, выделяемой из состава крупных разведочных партий. Геологосъемочная партия состоит, как правило, из двух отрядов — геологосъемочного и поискового. Для выполнения специальных заданий партия может иметь и другие отряды: геоморфологический, гидрогеологический, стратиграфический и т. д.

На весь период деятельности партии составляется проект работ. Проектирование является начальным этапом геологосъемочных работ. Проект должен быть кратким, четким и ясным. Он освещает задачи, объем и условия производства работ и содержит необходимые сведения для составления смет.

Проект составляется в соответствии с Временной инструкцией о порядке составления проектов на производство геологоразведочных работ, утвержденной Министерством геологии и охраны недр СССР 13 ноября 1954 г.

Проект делится на две части — геологическую и производственно-техническую и сопровождается: 1) обзорной картой района работ, 2) схемой геологической изученности, 3) схематической геологической картой района (составленной по данным предыдущих исследований). Смета является обязательной частью проекта и вытекает из него. Она составляется на весь объем работ данной партии по нормам Справочника укрупненных сметных норм на поисково-съемочные работы.

В состав обычной двухотрядной геологосъемочной партии входят: начальник партии — 1, геолог (прораб-геолог) — 1, старший коллектор — 1, коллектор — 1, старший рабочий — 1, рабочие — 2; всего 7 человек. В партии, ведущей радиометрические наблюдения, включаются 1—2 техника-геофизика.

ТРАНСПОРТ И СНАРЯЖЕНИЕ

Организация геологосъемочных работ и объем необходимых ассигнований в значительной степени зависят от транспорта, которым должна пользоваться партия в полевой период. Транспорт может быть пешим, колесным и вычным. В последние годы при геологосъемочных работах широко используется авиация.

Для выбора наиболее рационального вида транспорта изучается строение рельефа района, подлежащего съемке, условия проходимости и доступности и подъездные пути к нему.

Снаряжение для полевых работ партии подбирается в соответствии с конкретными условиями работ по спецификациям, имеющимся в каждой организации, ведущей экспедиционные работы.

Личное снаряжение геолога для полевой работы должно включать следующие предметы:

1) геологический молоток; 2) горный компас; 3) записная книжка, карандаш и резинка; 4) транспортир, линейка и треугольник; 5) рюкзак и мешочки для сбора образцов; 6) флакон с соляной кислотой; 7) фляга или термос и пакет с завтраком; 8) спички в непромокаемой оболочке; 9) этикетная книжка; 10) рулетка (до 10 м).

Геологический молоток изготавливается из вязкой стали высшей твердости. Он не должен быть мягким, так как в этом случае края молотка расплющиваются и осколки при ударе могут отскочить и поранить работающего; при хрупком материале молоток может разлететься на части.

Рукоятка молотка должна быть березовой или кизиловой, насадка молотка производится с тонкого конца рукоятки. Для полевого сезона следует заранее заготовить и высушить 2—3 рукоятки. На рукоятке полезно нанести деления через 5—10 см.

Остальное оборудование является стандартным и специального подбора не требует.

ПОДБОР ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Топографические карты для проведения геологосъемочных работ заказываются через специальное управление Генерального штаба Советской армии.

Топографическая основа должна служить для полевой работы и для отчетных материалов.

Топографическая основа для полевой работы должна иметь масштаб в два раза крупнее, чем заданный масштаб съемки. Так, например, при съемке масштаба 1 : 200 000 масштаб полевой топографической карты должен быть 1 : 100 000; при съемке масштаба 1 : 100 000 — 1 : 50 000 и т. д.

Топографическая основа заказывается не только для площади, подлежащей съемке, но и для прилегающей к ней территории. Это совершенно необходимо, так как на окраинных участках площади съемки без топографической основы прилегающих листов ориентироваться чрезвычайно трудно, а нередко и невозможно.

Помимо основной топографической карты, для полевой работы необходимо заказать обзорную топографическую карту, например масштаба 1 : 500 000 или 1 : 1 000 000, для подъезда к месту работ и полетов на самолете при аэровизуальных наблюдениях или транспортных перелетах.

Топографическая основа отчетных материалов составляется организацией, ведущей геологическую съемку (трестом, управлением, институтом). Она изготавливается следующим образом. Топографические карты, применяемые для полевых работ, разгружаются от ряда условных знаков: снимаются окраска и знаки древесной, кустарниковой и травянистой растительности, второстепенные населенные пункты, дороги, линии электропередач и т. д. Сеть горизонталей должна быть разрежена. Сохраняющиеся на картах реки, основные населенные пункты, дороги и горизонталы вычерчиваются одним цветом. Составленная таким образом карта уменьшается с помощью фотографирования до нужного масштаба, соответствующего заданному масштабу съемки. Отпечатки выполняются на матовой бумаге.

Помимо карт заданного масштаба съемки, необходимо для составления ряда схем (тектонической, фашиальных и др.), иметь топооснову в масштабе, в два раза более мелком.

При крупномасштабных съемках (и иногда и при съемках масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000) полевую работу удобнее проводить на топографических картах масштаба съемки. Нередко при крупномасштабных съемках необходимые топографические карты отсутствуют. В таких случаях составление топографической основы масштаба геологической съемки должно быть заблаговременно поручено соответствующей организации.

ПОДБОР АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ

Аэрофотосъемочные работы в настоящее время производятся территориальными аэрогеодезическими предприятиями, подчиненными Главному управлению геодезии и картографии Министерства внутренних дел СССР (ГУГК). Однако до 1954 г. аэросъемочные работы производились и другими ведомствами: Всесоюзным аэрогеологическим трестом, Сельхозавиацией и др.

Своевременное обеспечение геологосъемочной партии аэрофотоосновой — одна из важных задач организационного периода. Необходимо прежде всего выяснить, в какой степени территория предстоящих работ покрыта аэрофотосъемкой, установить масштаб контактных аэрофотоснимков, репродукций накидного монтажа, фотосхем или фотопланов. Необходимо также знать, какое территориальное предприятие или ведомство производило аэрофотосъемку и где хранится негативный материал.

Все аэрофотосъемочные материалы должны быть получены геологическими партиями не позднее, чем за 1,5—2 месяца до выезда на полевые работы.

При нормальных условиях, т. е. заблаговременном производстве аэрофотосъемочных работ, каждая геологическая партия обычного состава должна получить по 2 комплекта контактных отпечатков, один комплект репродукций накидного монтажа и фотосхем в масштабе залета и два комплекта фотосхем мас-

штаба, соответствующего масштабу полевой рабочей топографической основы.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Предварительное дешифрирование аэрофотоснимков производится до выезда в поле параллельно с изучением фоновых материалов. Задачи этого этапа сводятся к возможно полному дешифрированию контактной печати и фотосхем с помощью дешифрировочной лупы и стереоскопа и составлению общей структурной схемы территории, подлежащей съемке.

На контактной печати и фотосхеме наносятся границы между комплексами отложенных различного возраста, а также контуры массивов изверженных пород. Внутри комплексов, при возможности, выделяются более дробные стратиграфические единицы. Оконтуривание последних возможно из сопоставления с существующими геологическими картами или на основании ранее приобретенного в районе опыта работы.

Выделение стратиграфических комплексов и более дробных единиц ведется на основе ряда дешифрировочных признаков, выраженных: в характере слоистости и смятии пород; тоне их изображения; крае и рисунке микрорельефа, имеющего свои характерные черты, зависящие от плотности, выветрелости и условий залегания пород.

На всех участках, где ясно видна слоистость, на контактной печати и на фотосхемах наносятся линии выхода слоев на поверхность и указываются направления их падения. Частота линий выходов пластств должна быть такой, чтобы достаточно полно отразить тектоническое строение тех или иных пород. Например, для сложно дислоцированных древних палеозойских и допалеозойских пород линии выхода слоев на поверхность на снимках и фотосхеме масштаба 1 : 50 000 могут быть намечены через 0,5—1 см; для плавно дислоцированных палеозойских и мезозойских пород это расстояние может быть увеличено до 2 см. При этом выбранный слой вытягивается на возможно большую длину. При возникающих неясностях дешифрирование следует вести по контактной печати с помощью стереоскопа.

Особенно тщательно следует дешифрировать разрывы и несогласия. Следует при этом помнить, что разрывы, прослеживающиеся иногда на десятки километров, часто ясно видны только на отдельных участках, разобренных покровом четвертичных отложений, либо породами, внутреннее строение которых не передается на снимке. Это обстоятельство заставляет быть очень осторожным в определении строения разрывов между хорошо обнаженными участками и учитывать их частое ветвление.

Полезно перенести основные данные дешифрирования (границы между комплексами, свитами и интрузивными породами, разрывы и несогласия) на полевую топографическую карту.

Изучение фондовых и литературных материалов перед выездом на поисковые работы должно быть проделано с возможной тщательностью и внимательностью.

Фондовые материалы сосредоточены в фондах территориальных и отраслевых управлений, а также во Всесоюзном геологическом фонде при Министерстве геологии и охраны недр СССР.

При изучении фондов прежде всего следует составить карту геологической изученности, указав на ней контуры, время и масштаб съемок. Далее последовательно изучаются все имеющиеся материалы.

При знакомстве с вопросами стратиграфии очень удобно данные по отдельным отчетам сводить в сопоставимые таблицы. Необходимо при этом тщательно отмечать пункты находки окаменелостей и места описания опорных разрезов.

Не менее тщательно должны быть изучены вопросы, связанные с возрастом, составом и условиями залегания интрузивных пород, геоморфологией и гидрогеологией района. По имеющимся данным следует составить сводную геологическую карту района работ, которая может иметь существенное значение при предварительном дешифрировании аэрофотоснимков и оказать помощь в рациональном направлении маршрутов при полевой работе.

Особое внимание должно быть уделено изучению всех известных рудопоявлений и месторождений на площади съемки и данных шлихового опробования. Должны быть составлены не только характеристики всех точек с оруденением, но и выполнен тщательный анализ их стратиграфических и структурных позиций с тем, чтобы поисковые работы в процессе съемки могли быть организованы с наибольшими практическими результатами.

Все рудные точки и результаты шлихового опробования должны быть нанесены на сводную геологическую или специальную карты.

Перед выездом в поле нужно просмотреть все опубликованные работы, касающиеся как непосредственно района съемки, так и прилегающих областей. Внимание должно быть уделено региональным работам по тектонике и истории геологического развития, помогающим выявить место изучаемого района в общем плане тектонического районирования.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 23

Апролов В. А. Геологическое картирование, Госгеолтехиздат, стр. 119—140, 1952.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 и 1:100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ масштабов 1:50 000 и 1:25 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 5—18, 1954.

ГЛАВА 24

ПРИЕМЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТ В ПОЛЕВОЙ ПЕРИОД

Полевой период делится на три последовательных этапа. В первый из этапов, охватывающий по продолжительности 2—3 недели, производится знакомство с районом работ и его общий обзор. Во второй этап выполняется основной объем полевых работ. В третий, заключительный этап производится увязка всего полевого материала, составляются детальные описания разрезов, осуществляется детальное изучение наиболее перспективных из выявленных рудоносных участков.

Сразу же после приезда на базу партии, если позволяют условия доступности, проходимости и транспорта, организуются обзорные маршруты по всему району съемки. В первую очередь должны быть посещены все опорные стратиграфические разрезы и пункты находок окаменелостей, указанные предыдущими исследователями, и произведено знакомство с наиболее распространенными типами интрузивных пород. При этом должны быть изучены условия обнаженности района и выявлена приуроченность обнажений к элементам рельефа (русла рек, склоны, водоразделы), что совершенно необходимо знать для более рационального направления маршрутов.

Необходимо посетить все месторождения, расположенные в районе работ, с тем чтобы иметь представление о преобладающих в нем типах рудоносности.

В итоге обзора всем коллективом партии намечается рабочая схема стратиграфического расчленения разреза осадочных и метаморфических толщ, устанавливаются индексы и названия всех стратиграфических единиц и разновидностей интрузивных пород.

В обзорных маршрутах происходит ознакомление с фотогенностью аэрофотоматериалов. Большую помощь в это время могут оказать аэровизуальные наблюдения.

ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК¹

Наиболее распространенной является съемка маршрутами. Этот вид съемки состоит в том, что геолог пересекает район по

¹ По В. Д. Голубятникову.

определенным маршрутам, регистрируя встречающиеся на пути обнажения и точно отмечая геологические границы.

Для достижения хороших результатов этот метод требует высокой квалификации и опытности геолога, так как фактический материал часто бывает довольно скудным и для построения карты необходимо широкое применение интерполяции. Этот метод применяется для съемок как складчатых районов, где маршруты располагаются преимущественно вкрест простирания слоев и основных тектонических элементов, так и для районов спокойного и горизонтального залегания пород. В районах с равнинным рельефом, а также в районах развития массивных кристаллических пород сеть маршрутов располагается в основном по элементам гидрографической сети и по дорогам, пересекающим местность.

Выбор сети маршрутов требует большого внимания, так как от этого в значительной степени зависит успех работ. Густота и расположение маршрутов в отдельных частях района определяются степенью сложности геологического строения, рельефа и наличия полезных ископаемых. Если при съемке встречается участок, строение которого может быть выявлено лишь путем детальной съемки, то последняя должна быть сделана в масштабе, допускаемом имеющейся топографической картой или даже на специально составленной для этого топографической основе (глазомерной или инструментальной).

При наличии в районе разрезов, раскрывающих геологическое строение на большом протяжении, например непрерывно обнаженных берегов рек, эти разрезы обязательно прослеживаются на всем расстоянии, независимо от того, располагаются они или не располагаются вкрест простирания обнажающихся в разрезе пород.

Другой важный вид геологической съемки выражается в прослеживании контактов и слоев по простиранию (в сочетании с оконтуриванием обнажений). Прослеживание по простиранию широко используется в хорошо обнаженных районах при различных масштабах съемки. Закрытые участки прослеживаемых геологических границ там, где это необходимо, вскрываются шурфами и мелкими ручными скважинами, количество которых определяется заданием.

В слабо обнаженных равнинных районах спокойного залегания слоев этот вид съемки применим лишь на немногих участках (по обнаженным побережьям крупных рек и т. д.) и должен сочетаться с работой маршрутного типа, основанной на изучении отдельных обнажений и с более или менее широким применением земляных и буровых работ.

При детальной съемке по простиранию работа начинается с расчленения на горизонты и измерения мощности нормального разреза, а затем и установления тех опорных горизонтов, которые можно проследить на местности и изобразить на карте. Следует иметь в виду, что некоторые границы, выделяемые и наносимые

как опорные горизонты на полевой карте, могут и не попасть на окончательную карту. Эти границы иногда не являются границами определенных стратиграфических единиц, а представляют настолько тонкие прослои, что они не укладываются в заданные масштабы. Однако несмотря на это, геолог должен нанести их на полевую карту, если они характерны и хорошо прослеживаются на более или менее значительное расстояние, так как они помогают пониманию геологического строения района и его правильного картирования.

Сама съемка с помощью прослеживания заключается в прослеживании шаг за шагом определенных стратиграфических горизонтов, тектонических и магматических контактов. Здесь необходимо отметить следующее:

1. При геологической съемке районов развития осадочных пород геолог должен пройти по выбранным опорным горизонтам, нанося цветными карандашами на карту их выходы, обозначая сплошными линиями обнаженную часть горизонтов и границ, проставляя в соответствующих местах азимуты и углы падений, номера «обнажений», т. е. точки, к которым приурочены записи в полевой книжке и взятые образцы.

Также должны быть пройдены и нанесены на топооснову линии разрывов с замерами падений их поверхностей. Протягивание на карте границ между соседними обнажениями производится непосредственно в поле. Построение границ геометрическим путем должно служить лишь способом проверки и применяться главным образом при полевой обработке.

При картировании методом прослеживания следует время от времени повторять измерения мощности разреза и следить за фациальными изменениями горизонтов и свит.

2. При прослеживании контакта изверженных пород с осадочными прежде всего следует установить относительный возраст тех и других, т. е. установить, налегают ли осадочные породы на размытую поверхность изверженных пород, переслаиваются ли покровы изверженных пород с осадочными породами, прорывают ли изверженные породы осадочную толщу или образуют в ней пластовые залежи.

3. При прослеживании линии разрывов следует наблюдать на поверхностях скольжения штрихи и борозды, направление (азимут) и наклон которых должны быть измерены, исследовать свойства штриховки в обоих направлениях, изучать мощность и состав брекчии трения, искать завороты крыльев, измерять, где это можно, величину и направление относительного перемещения крыльев по разрыву. Необходимо детально выявлять все морфологические особенности тектонических нарушений. Прослеживая тектонические линии, следует пользоваться и геоморфологическими данными, однако с осторожностью, не придавая им решающего значения.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВЫСОКОГОРНЫХ РАЙОНОВ¹

Высокогорные районы отличаются хорошей обнаженностью, но плохой проходимостью и слабой доступностью. В связи с этим детальная геологическая съемка в этих районах должна производиться путем пересечений, привязанных к долинам рек, вдоль которых почти всегда существуют дороги или тропы. Лучшие обнажения в высокогорных районах приурочены обычно к нижним частям склонов и к руслам рек. Маршруты следует располагать по обеим сторонам склонов.

При хорошей обнаженности и доступности основные контакты и опорные горизонты следует обязательно проследить по простиранию. При этом можно столкнуться с условиями, когда горные склоны хорошо обнажены, но недоступны из-за обрывистого рельефа.

Можно рекомендовать визуальное изучение таких обнажений с противоположного склона долины, но обязательно с двух-трех точек наблюдения, чтобы избежать искажения перспективы.

Горный склон, по которому должен быть прослежен контакт, может оказаться плохо обнаженным покрытым осыпями, оползнями, лесом или кустарниками. В таком случае работа сводится к регистрации контакта в отдельных выходах коренных пород, расположенных по простиранию. Здесь необходим внимательный учет геоморфологических особенностей, чтобы не принять за коренные выходы крупные глыбы горных пород, сдвинувшиеся вниз по склону вследствие действия силы тяжести. На склонах гор следует очень осторожно пользоваться обычным для равнинных районов методом наблюдений над высыпками, небольшими подпочвенными выходами и т. д., так как здесь распространены крупные по масштабу смещения делювия вниз по склону. Возможное движение масс вниз по склону следует учитывать и при определении элементов залегания пород, так как на крутых склонах часто наблюдаются загибы голов пластов вблизи поверхности вниз по склону.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ РАВНИННЫХ РАЙОНОВ²

Особенность равнинных районов (центральные области РСФСР, значительная часть Украины, Белоруссии, Западно-Сибирской низменности и др.) заключается в том, что они в большей своей части слабо обнажены и покрыты мощной толщей четвертичных отложений. Кроме того, в равнинных районах слои лежат горизонтально или почти горизонтально.

¹ По В. Н. Огневу и С. С. Шульцу.

² По А. В. Симонову.

Указанные особенности определяют и некоторую специфику геологической съемки этих областей. Детальная геологическая съемка производится путем пересечения района сетью маршрутов более или менее равномерно расположенных по площади, следующих как по долинам рек, так и по водоразделам.

Четвертичные образования для таких районов нередко имеют первостепенное значение в народном хозяйстве, так как с ними связаны месторождения строительных материалов. Поэтому геолог-съемщик обязан с одинаковой детальностью картировать как дочетвертичные (коренные), так и четвертичные отложения. С особенно большим вниманием должны быть задокументированы все искусственные выработки (буровые скважины, карьеры, колодцы, погреба, силосные ямы и пр.), а также самые мелкие обнажения и выходы пород в колеях дорог (особенно по склонам), у кротовин, у телеграфных столбов и пр. Однако всех этих пунктов обычно бывает недостаточно для обоснования геологической карты и в таких случаях приходится прибегать к бурению специальных картировочных буровых скважин и проходке горных выработок.

Буровые скважины (или горные выработки) должны размещаться в первую очередь на закрытых водораздельных пространствах и их склонах с таким расчетом, чтобы каждая выработка осветила наибольшую площадь и вскрыла основные маркирующие горизонты данного района, руководствуясь которыми геолог мог бы составить и обосновать геологические карты коренных и четвертичных отложений. Кроме того, при размещении скважин и горных выработок следует учитывать необходимость освещения геологического строения различных геоморфологических элементов.

Для составления правильного представления об условиях залегания пород в равнинных районах пользуются обычно структурными картами, строящимися по хорошо выраженному в поле опорному горизонту.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ РАЙОНОВ¹

Таяжные, т. е. залесенные, горные районы Сибири и аналогичные ландшафты других районов СССР требуют от геолога особых навыков в работе.

Прежде всего необходимо отметить крайнюю сложность ориентировки в таяжных условиях, так как окружающий лес и особенно подлесок сужает кругозор и скрывает удаленные предметы, которые могли бы служить ориентирами.

Вторая особенность горно-таяжных районов выражается в широком развитии делювиально-элювиального покрова, из-под

¹ По С. А. Музылеву.

которого коренные породы обнажаются лишь местами — либо на водоразделах, либо, наоборот, в самом низу долин. Геолог должен установить, где в данном районе чаще всего встречаются обнажения, и в соответствии с этим намечать маршруты, время от времени проверяя правильность сделанного выбора. В некоторых районах элювиальный и делювиальный чехлы целиком покрывают всю поверхность горной тайги и геологу в своих наблюдениях приходится довольствоваться сбором образцов из-под корней упавших деревьев. Это нелегкая работа, но тем не менее она дает некоторые результаты, если тщательно наносить «по высыпкам» на карту границы площадей распространения различных пород. По направлению этих границ можно судить о простирании складок, о взаимоотношениях различных геологических образований. Суждения и выводы, основанные на таких косвенных данных, не всегда надежны и к ним следует относиться весьма осторожно.

При необходимости для уточнения положения геологических границ приходится прибегать к горным, а иногда и буровым работам.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПУСТЫННЫХ И ПОЛУПУСТЫННЫХ РАЙОНОВ¹

Вследствие слабого развития или полного отсутствия почвенно-растительного покрова и значительной роли явлений физического выветривания и дефляции, нередко даже при незначительных колебаниях высот в пустынных и полупустынных районах можно наблюдать прекрасную, а иногда и сплошную обнаженность. Такие условия позволяют шаг за шагом проследживать по простиранию геологические границы.

Однако, наряду с хорошо обнаженными участками, встречаются большие площади, скрытые под эоловыми песками, солончаками или под аллювиальными равнинами, образовавшимися при физико-географических условиях, отличающихся от современных. Характерной особенностью пустынных территорий является резко выраженная зависимость форм рельефа от геологического строения, что обусловлено явлениями селективного выветривания при полном или почти полном отсутствии эрозионной деятельности постоянных водных потоков. Это обстоятельство позволяет широко использовать для геологической съемки данные геоморфологических наблюдений. Те же факторы (хорошая обнаженность и тесная связь рельефа с геологическим строением) делают для пустынных районов особенно ценными наблюдения с самолета и использование материалов аэрофотосъемки, без которых геологическая съемка пустынь мало эффективна.

Земляные работы при детальных съемках, как правило, не нужны; к ним необходимо прибегать лишь при детальном

изучении горизонтов и контактов и элементов, контролирующих залежи полезных ископаемых. Кроме того они могут оказаться необходимыми для вскрытия коренных пород в участках, с более сглаженным рельефом, где толщина поверхностных образований может быть значительной.

ЗНАЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Успех геологической съемки в конечном счете зависит от степени расчленения и обоснованности стратиграфического разреза, выяснения состава и времени образования изверженных пород. Геологическая карта в своей основе представляет, по своей сути, стратиграфическую колонку, как бы развернутую в пространстве на весь район съемки. Без знания стратиграфического разреза, возраста и состава изверженных пород невозможно начать работу по составлению геологической карты, в связи с чем знакомство со стратиграфией района должно опережать непосредственное картирование.

Однако не следует думать, 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 оканчивается вместе с окончанием полевого периода.

ПОЛЕВОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Основная задача полевого дешифрирования аэрофотоснимков состоит в том, чтобы составить условные знаки к аэрофотоснимкам, с помощью которых можно было бы легко опознавать изображенные на снимках геологические объекты. С этой целью геолог берет с собой в поле не только топографическую карту, но и контактную печать, покрывающую весь маршрут. В том случае, если снимки до выезда в поле предварительно отдешифрированы, в руках геолога оказывается не только топографический планшет и контактная печать, но также и основные данные предварительного дешифрирования: контуры развития различных комплексов пород и схема тектонического строения, нанесенные как на топооснове, так и на снимках.

При плохой обнаженности аэрофотоснимки позволяют наметить выходы коренных пород на поверхность и направить маршруты так, чтобы эти участки не оказались пропущенными. Ука-

¹ По Н. П. Луппову.

занные данные значительно повышают производительность труда геолога в поле и делают его работу более целеустремленной.

Для облегчения пользования снимками и предохранения их от порчи следует выпилить две фанерки, размерами несколько больше размеров контактной печати и охватить их двумя резинками. К одной из фанерок следует приделать ремень, и все материалы можно носить как полевую сумку.

Точки наблюдения следует обязательно наносить как на топографической основе, так и на снимках.

Как на основе, так и на снимках в поле должно быть выполнено изображение геологических границ, элементов залегания пород и других данных. По приходе из маршрута в лагерь все полевые материалы переносятся как на полевую геологическую карту, так и на фотосхему. При этом не следует забывать переносить на фотосхему элементы залегания пород и положение точек наблюдений. Неясные места на снимках дополнительно просматриваются в лагере с помощью стереоскопа.

В конечном счете параллельно с геологической картой на топооснове составляется геологическая карта и на фотосхеме. Нередко, особенно при хорошей фотогеничности, геологическая карта на фотосхеме опережает составление полевой карты на топооснове.

УВЯЗОЧНЫЕ МАРШРУТЫ

Как уже выше указывалось, в конце полевого периода должно быть выделено время на увязочные и повторные маршруты. В течение полевого периода в партии накапливается большое количество фактического материала, собранного различными лицами. При этом площадь, подлежащая съемке, покрывается обычно последовательно от одного участка к другому. По мере накопления материалов уточняются стратиграфические разрезы, выявляются фациальные изменения толщ, возраст и состав интрузивных пород, новые точки с оруденением и т. д. Естественно, что в первой половине сезона полевых работ, которой свойственно только выявление основ геологии района, съемка не всегда бывает достаточно полноценна и в некоторой своей части должна быть повторена вновь.

В конце полевых работ с помощью дополнительных маршрутов должны быть решены все неясные вопросы в рабочих схемах стратиграфии, интрузивной деятельности и вулканизма, а также спорные вопросы, возникающие между сотрудниками партии.

К концу полевых работ выявляются все участки с хорошо обнаженными и фаунистически охарактеризованными стратиграфическими разрезами. Среди них выбираются опорные, по которым составляются послонные описания для каждой из стратиграфических единиц. При необходимости производятся дополнительные

сборы остатков фауны и флоры или организуются их специальные поиски.

Увязочные маршруты должны начинаться на менее чем за две-три недели до окончания полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 24

Вебер В. Н. Методы геологической съемки. ОНТИ, стр. 64—84, 1937.
Методическое руководство по геологической съемке и поискам под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 18—26, 1954.

ГЛАВА 25

ТЕХНИКА ПОЛЕВОЙ РАБОТЫ

ПОЛЕВАЯ КНИЖКА

Полевая книжка является основным документом, характеризующим работу геолога. Она должна отражать всю полевую работу, содержать все выводы, записи о коллекциях и другие необходимые сведения. Полевые записи должны производиться с предельной аккуратностью и точностью так, чтобы в них мог разобраться не только автор и сотрудники партии.

Полевые записи ведутся в книжке с твердым переплетом, формата 15×10 см, имеющей не более 60—70 страниц. В конце книжки должны быть помещены странички с миллиметровой и восковой. Все листы нумеруются. На титульном листе ее указывается название организации, производящей съемку, фамилия съемщика, адрес организации и базы экспедиции, указывается номер книжки, дата начала записей и описанные в книжке номера обнажений и образцов.

Записи ведутся только на правой стороне книжки; на ее левой стороне делаются зарисовки и иные пометки. Чрезвычайно важно вести записи таким образом, чтобы весь материал сразу распределялся в определенных местах страницы в соответствии с его содержанием.

На рисунке 274 приведен образец записей в полевой книжке. В левых полях, очерчиваемых на левой странице книжки, ставится номер точки наблюдения. Справа, в колонке для записей указывается подробный адрес точки, а затем следует описание. В правых полях 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 таб-

лицу. В левых полях следует делать пометки о сфотографированных объектах, пометить 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.

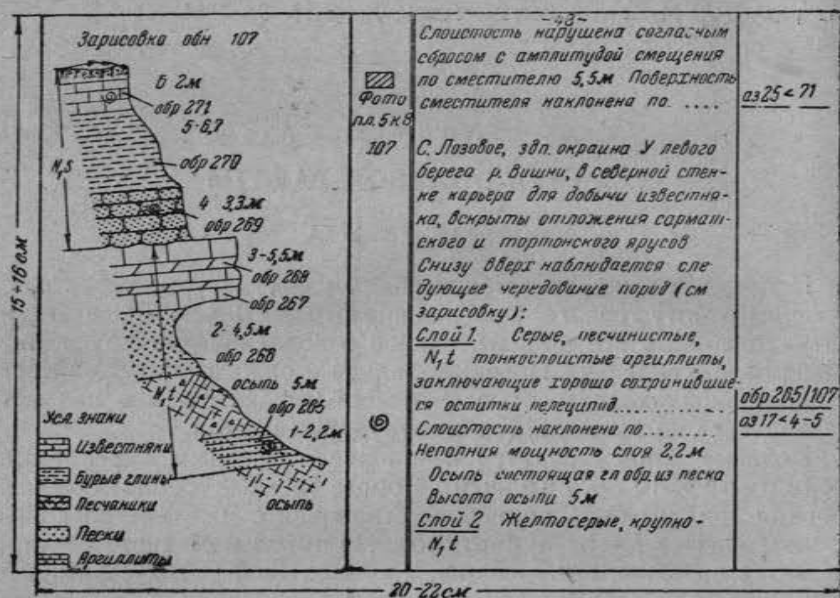


Рис. 274.-Образец записей в полевой книжке

Взятые образцы следует нумеровать по порядку. В знаменателе, рядом через черточку нужно указывать номер точки наблюдения, в которой взят образец.

ПОЛЕВАЯ КАРТА

Вместе с полевой книжкой полевая карта является важнейшим документом полевой работы геолога.

Топографический планшет, на котором составляется полевая геологическая карта, должен быть разрезан на 6 частей и наклеен на плотную материю (бязь) так, чтобы он легко складывался. Каждому полевому наблюдателю выдается отдельный топографический планшет.

На полевой карте наносятся все результаты геологических наблюдений: геологические границы, точки наблюдений,

элементы залегания и другие данные. На карте непосредственно в поле наносятся все наблюдаемые границы между стратиграфическими единицами, контуры интрузивных массивов, их экзо-контактные зоны, разновидности интрузивных пород, тектонические линии, жилы, маркирующие горизонты и пр. Выделенные объекты слабо раскрашиваются карандашами.

Точки стояния наблюдателя (точки наблюдения или «обнажения») наносятся на карту по деталям рельефа или 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. Инструментальная привязка широко применяется при составлении структурных карт по горизонтам, обнажающимся на поверхности, при съемках сложных рудных полей, густой сети разведочных и картировочных выработок и в других подобных случаях. На карту обычно с помощью мензулы наносятся выходы опорного горизонта на поверхность, все основные геологические данные, сеть выработок и скважин. Работа ведется двумя лицами одновременно: геологом и топографом; геолог является речником, так как он указывает, где ставить рейку, и вся работа приближается к обычной мензуральной съемке. Съемка производится на готовой топографической карте из опорных точек, закрепленных на местности.

В высокогорных районах на топографических планшетах наземной съемки все формы рельефа, имеющие угол склона более 45°, показаны знаком обрывов без всяких деталей, и нанесение геологических границ и точек наблюдения на таких обрывах может быть выполнено лишь приближенно, что дает в результате лишь зарисовку участка, по точности не соответствующую требованиям, предъявляемым к детальным картам. Для уточнения положения геологических границ на таких участках необходимо использовать аэрофотоснимки.

Большие трудности возникают при нанесении геологических объектов на топографическую карту в горно-таежных условиях. Визуальная ориентировка в лесу не обеспечивает требуемой для детальных геологических карт точности нанесения границ и поэтому геолог часто бывает принужден для привязки наблюдений непрерывно проводить глазомерную съемку маршрута, несмотря на наличие топографической основы. 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 относиться 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 на полевую карту, должны быть обязательно закреплены тушью.

Помимо индивидуальных полевых карт, в партии должна существовать общая полевая топографическая карта, наклеенная на жесткую основу. Каждый полевой исследователь в тот же вечер обязан перенести все данные (точки наблюдения, замеры границ) на общую полевую карту. Обработка и увязка материалов за день, собранных геологами, участвовавшими в маршрутах, производится коллективно, под руководством начальника партии.

КОЛЛЕКЦИЯ ОБРАЗЦОВ

К сбору коллекций образцов следует относиться с большой внимательностью. Каждый взятый образец должен иметь определенное назначение; нужно избегать набора большого количества образцов, сильно обременяющих транспорт партии. Образцы должны быть достаточно представительными, со свежими поверхностями. Средний размер образца не должен превышать размера ладони.

К каждому образцу крепких пород на месте отбора образца должен быть отбит небольшой свежий кусочек породы для шлифа. Для каждого образца выписывается этикетка или же образец укладывается в мешочек с номером. В лагере вечером все собранные за день коллекции образцов раскладываются и под руководством начальника партии производится окончательный подбор коллекции образцов, а ненужные образцы выбрасываются, вычеркиваются из полевой книжки.

Все отобранные образцы снабжаются этикетками и занесутся в журнал образцов, в котором должны быть указаны: дата, номера точек наблюдения с их адресами, название породы, возраст (свит, горизонта), отметка о необходимости изготовления шлифа, о направлении образца на минералогический, спектральный, химический и иные анализы.

Образцы окаменелостей, отбитые кусочки пород для изготовления шлифов и пробы запаковываются в отдельные ящики.

СОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

В основе изучения стратиграфии района съемки лежит составление стратиграфических разрезов. В пустынных и полупустынных областях обычно удается подыскать участок, на котором описание разреза можно вести вкрест простирания пород: при недостаточной и слабой обнаженности разрезы приводятся описывать в случайных направлениях: вдоль русел рек, бровок, террас, скалистых обнажений и т. д. Описание стратиграфических разрезов должно сопровождаться отбором фауны и образцов 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. При вычислении истинных мощностей необходимо учитывать направление разреза по отношению к линии простирания и углы наклона слоев, вводя соответствующие поправки. На колонке указывается положение всех образцов и окаменелостей, взятых по разрезу.

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 количества разрезов.

КОНДИЦИОННОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Под кондиционностью геологических карт понимается обоснованность карты фактическим материалом, обуславливающим точность и детальность изображения на картах геологических объектов.

Качество геологической карты в конечном счете зависит от детальности и обоснованности стратиграфического расчленения осадочных и метаморфических пород и выявления возраста и состава изверженных пород. Недостаточную изученность стратиграфии и изверженных пород района съемки невозможно компенсировать частотой точек наблюдения, обилием описанных разрезов, количеством образцов и иными данными. Лишь правильно организованная в методическом отношении работа может обеспечить высокое качество геологической съемки. Однако обоснованность карты фактическим материалом также играет существенную роль при оценке качества проведенных геологических работ. Основными показателями в этом отношении являются: количество точек наблюдения, количество детально описанных стратиграфических разрезов, степень использования аэрофотосъемочных материалов, находки окаменелостей и др.

Наглядным показателем обоснованности карты фактическим материалом при детальных съемках (масштаба 1:200 000—1:25 000) является количество точек наблюдения, выражающееся числом точек на 1 см² карты независимо от ее масштаба. Густота точек наблюдения зависит от сложности геологического строения района съемки. Ниже приводится классификация районов по сложности геологического строения с указанием необходимого количества точек наблюдения на 1 см² площади карты (табл. 5).

Количество точек, приходящееся на 1 см² площади листа карты, рассчитывается в среднем исходя из общей площади листа и общего количества точек. В пределах листа точки наблюдения могут быть распределены неравномерно: на сложных

участках их оказывается больше, на участках с простым строением меньше.

Таблица 5

Классификация районов по сложности геологического строения

Категория сложности геологического строения	Характеристика	Количество точек наблюдения на 1 см ² карты
I Простое строение	Слои, залегающие горизонтально или очень полого. Стратиграфия простая, достаточно изученная. Фации устойчивые, а маркирующие горизонты выражены отчетливо	1—2
II Строение средней сложности	Районы характеризуются пологой складчатостью. Стратиграфия сложная или недостаточно разработанная. Фации устойчивые; маркирующие горизонты выражены слабо. Могут встречаться магматические породы, не отличающиеся разнообразием по составу и возрасту	2—3
III Сложное строение	Развита сложная складчатость. Распространены магматические и метаморфические породы, различные по составу и возрасту	3—4
IV Особо сложное строение	Широко распространены метаморфические породы со сложной мелкой складчатостью и большим количеством тектонических разрывов	4 и больше

При крупномасштабных съемках (1:10 000 и крупнее) количество точек наблюдения не может служить показателем обоснованности геологической карты. Этот вопрос должен решаться путем проверки качества карты непосредственно в поле на участке съемки.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 25

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 и 1:100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 и 1:25 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Методическое пособие по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музыкаева. Госгеолтехиздат, стр. 26—32, 1954.

РАЗДЕЛ VII

КАМЕРАЛЬНЫЙ ПЕРИОД

ГЛАВА 26

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ КАМЕРАЛЬНОГО ПЕРИОДА

Камеральный период длится 4—5 зимних месяцев и завершается составлением отчета со всеми необходимыми к нему приложениями.

При детальной съемке должен составляться полный отчет по работам в каждый полевой период. Требования к таким отчетам определяются Инструкциями по организации и производству геологосъемочных работ, выпущенными Министерством геологии и охраны недр СССР в 1955 и 1956 гг. По окончании всей работы по геологической съемке геологическая карта и карта полезных ископаемых листа и объяснительная записка к ним после утверждения Редакционным советом ВСЕГЕИ сдаются в печать. Листы детальных геологических карт и карт полезных ископаемых и объяснительные записки подготавливаются в соответствии с инструкциями по составлению и подготовке к изданию геологических карт и карт полезных ископаемых, изданными Министерством геологии и охраны недр СССР.

Ниже приводятся сведения, касающиеся составления геологических отчетов по полевым работам.

Камеральная обработка материалов производится по плану, представляемому начальником партии и утвержденному руководителем учреждения. Отчет состоит из трех частей: картографического материала, фактического материала и текста.

В камеральный период прежде всего составляется краткий информационный отчет о полевых работах и разбираются коллекции. Сдаются пробы для химического, спектрального и других анализов, образцы для изготовления шлифов и коллекции окаменелостей специалистам для определения.

При распределении обязанностей по составлению отчета, каждому сотруднику партии должен быть поручен отдельный раздел работ. Образцы, привезенные с полевых работ, распаковываются и разбираются; номера образцов следует писать еще в поле тушью непосредственно на образце или на прямоугольном

участке образца, покрытом светлой эмалевой краской. В конце камеральной обработки коллекция делится на три части: 1) основную, подлежащую сдаче в музей, или, если его нет, в хранилище; 2) дублетный материал, сохраняемый как обменный фонд; 3) часть, подлежащую дальнейшей монографической обработке. Образцы, не нашедшие применения при камеральной обработке, должны быть ликвидированы.

Полевые дневники в камеральный период редактируются и дополняются окончательными определениями пород с предельно краткой характеристикой результатов проведенных исследований (микроскопических, химических, спектральных и т. д.), а также сопровождаются полными списками окаменелостей и установлением возраста отложений. Составляются таблицы по отдельным видам анализов, в том числе и по результатам шлиховых анализов.

В таком дополненном и отредактированном виде дневники подлежат переписке начисто или перепечатке на машинке. Весь материал, включающий таблицы анализов и определений, снабжается оглавлением и переплетается¹.

ГЛАВА 27

КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ОТЧЕТА

Картографический материал составляется раньше текстовой части отчета. Он складывается из карты фактического материала, геологической карты с разрезами, сводной стратиграфической колонки, карты полезных ископаемых и шлихового опробования, геоморфологической карты, карты водопунктов.

Кроме того, в тексте помещаются: схема геологической изученности, тектоническая схема и иные графические приложения.

Если проектным заданием, кроме геологической карты, предусмотрено составление дополнительных карт — гидрогеологической, четвертичных отложений или какой-либо иной, то такие карты должны удовлетворять требованиям соответствующих специальных инструкций, а при отсутствии инструкций — требованиям, изложенным в проектном задании партии.

КАРТА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Карта фактического материала должна быть составлена в масштабе отчетной карты. На карту наносятся:

а) все описанные точки наблюдения (независимо от характера наблюдений) с разделением на наблюдения в естественных

¹ Литература к главе 26 указана в конце главы 28.

и искусственных обнажениях (горных выработках, скважинах и т. п.) с указанием их номеров;

б) все описанные водопункты, если не составляется особая карта водопунктов;

в) места находок ископаемых остатков;

г) геологические границы с возрастными индексами, но без раскраски.

При большой нагрузке на карте фактического материала точек наблюдения линий маршрутов можно не указывать. Для более легкого нахождения нужной точки наблюдения вся площадь карты делится на квадраты, которые обозначаются по вертикали заглавными буквами алфавита, а по горизонтали — римскими цифрами. Каждая точка наблюдения оказывается, таким образом, расположенной в квадрате, имеющем определенный индекс. В качестве квадратов может быть использована километровая сетка прямоугольных координат. Индекс квадрата точки представляется в обработанных дневниках рядом с номером точки наблюдения или в виде знаменателя дроби под точкой наблюдения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Геологическая карта должна быть готова в конце полевого периода. В процессе камеральной обработки в геологическую карту вносятся уточнения в соответствии с результатами камеральной обработки: уточняются петрографические названия выделенных на карте горных пород, возраст геологических образований, уточняются геологические границы по данным окончательного дешифрирования аэрофотоснимков. Если отчетная геологическая карта резко и по существу отличается от полевой, то она подлежит контрольной проверке в поле.

С полевой карты на окончательную не переносятся лишь данные вспомогательного, рабочего характера (точки наблюдения, мелкие выработки, скважины).

Геологическая карта должна быть увязана со всеми соседними составленными или опубликованными ранее листами карты. Помимо границ распространения горных пород, разделенных по возрасту и составу, на картах знаками, приведенными в упомянутых выше инструкциях, наложенными на возрастную окраску, указываются: маркирующие горизонты, отдешифрированные на аэрофотоснимках и прослеженные на местности; тектонические контакты; элементы залегания; жилы с разделением их по возрасту и составу; ореолы контактового метаморфизма и гидротермально измененных пород. На картах также указываются линии геологических разрезов, глубокие разведочные и опорные скважины, места особо важных находок руководящих окаменелостей. На листах геологических карт платформенных областей по данным структурно-картировочного бурения, структурно-гео-

логической съемки и геофизических исследований должны изображаться стратоизогипсы опорных горизонтов.

Буровые скважины указываются в виде концентрических кружков с расстоянием между ними в 1 мм. В кружках соответствующими красками указываются стратиграфические горизонты, вскрытые скважиной; рядом помещаются индексы.

Рыхлые четвертичные отложения по возможности с детальными карт снимаются. Однако они сохраняются в долинах крупных рек, в озерных котловинах, а также на участках, где строение коренных пород по рыхлым покровам установить не удается. Для районов, где четвертичные отложения имеют сложный состав и большую мощность, измеряемую десятками и более метров, они изображаются на геологических картах с такой же тщательностью, как и коренные породы.

Генезис и главнейшие типы дочетвертичных осадочных отложений в случае необходимости показываются в индексе одной-двумя латинскими буквами (*m* — морские, *c* — континентальные, *h* — угленосные и др.), помещаемыми перед индексом системы. Генезис четвертичных отложений указывается черным крапом поверх возрастной окраски. Каждой группе четвертичных отложений соответствует свой вид крапа. Четвертичные отложения по генезису разделяются на морские, ледниковые, водно-ледниковые, речные, озерные, озерно-речные, эоловые, органогенные.

Линейные контуры, указываемые на картах, должны иметь ширину не менее 0,8—1 мм; мелкие округлые контуры — не менее 2—3 мм² по площади. Если несколько мелких контуров расположено близко друг от друга, допускается изображение их в обобщенном виде с учетом характера и формы залегания изображаемых на карте тел (лиазы, интрузии и т. д.).

Геологические образования, имеющие особое значение для понимания геологического строения района или оценки перспектив полезных ископаемых, но занимающие площади, недостаточные для изображения в масштабе карты, показываются вне масштаба: маломощные опорные горизонты и отдельные пласты изображают с преувеличенной мощностью или тонкими цветными линиями, площадь тел изометрической формы увеличивается до 2 мм². Образец геологической карты приведен в приложении 4.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Геологический разрез должен пересекать всю площадь листа вкрест простирания пород и захватывать наиболее типичные, важные и тектонически сложные места геологической карты. Допускается составление разрезов по ломаным линиям. Горизонтальный и вертикальный масштабы разреза должны быть одинаковы и равны масштабу отчетной карты. Преувеличение вертикального масштаба допускается только для изображения

горизонтально залегающих отложений. Количество разрезов, в зависимости от сложности строения района, может варьировать от одного до пяти.

Разрезы составляются в строгом соответствии с принятой для карты стратиграфической схемой. В случае малой мощности отложений допускается объединение на разрезе двух или более стратиграфических подразделений с обязательным внесением в условные знаки соответствующих дополнительных обозначений. Четвертичные отложения на разрезах снимаются в том случае, когда мощность их слишком мала для изображения в масштабе разреза.

Меридиональные (или близкие к ним) разрезы вычерчиваются под нижней (южной) рамкой карты так, чтобы слева был юг, справа — север; широтные (или близкие к ним): слева — запад, справа — восток.

На каждом разрезе должны быть показаны: линия уровня моря, на обоих концах разреза — шкалы вертикального масштаба и обозначения, привязывающие разрез к карте. Географические ориентиры (реки, вершины и др.), через которые проходит линия разреза, указываются сносками и сопровождаются надписями названий ориентиров приложение 4).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Стратиграфическая колонка составляется в произвольном, но более крупном масштабе, чем масштаб карты. В случае значительной изменчивости разреза следует составить две и более сводные колонки. Стратиграфическая колонка вычерчивается в виде вертикального столбика, в котором каждая стратиграфическая единица, выделенная на карте, отделяется от соседней единицы горизонтальной прямой (при согласном залегании) или волнистой чертой (при несогласном залегании). Колонка выполняется черным цветом, не закрашивается, а покрывается штриховыми условными знаками, показывающими последовательность напластования литологически разнородных образований. Образец колонки приведен в приложении 4.

КАРТА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Карты полезных ископаемых составляются в масштабе, равном масштабу отчетной геологической карты, в полном соответствии с инструкциями по организации и производству геологосъемочных работ, изданными Министерством геологии и охраны недр СССР в 1955 и 1956 гг. В инструкциях приведены: систематизация полезных ископаемых по видам минерального сырья, разделение месторождений на категории в зависимости от количества запасов полезных ископаемых, цветные и штриховые условные обозначения.

Карта полезных ископаемых должна давать возможно более полное представление о распределении известных месторождений и проявлении всех полезных ископаемых. Она составляется на геологической основе с полной геологической нагрузкой, выполненной бледными тонами. Строгое соблюдение величины, формы и цвета условных знаков для полезных ископаемых совершенно обязательно. С геологической карты убираются линии разрезов; на месте стратиграфической колонки помещаются условные знаки полезных ископаемых.

Помимо карты полезных ископаемых, при необходимости в качестве дополнения к ней составляется карта прогнозов. На карте прогнозов должны быть выделены все геологические элементы, считающиеся авторами перспективными в отношении нахождения тех или иных полезных ископаемых: стратиграфические комплексы; тектонические структуры; площади развития пород, несущих полезные ископаемые или его признаки; перспективные геофизические аномалии и т. д. Каждая из таких площадей должна быть околонтурена и пронумерована и под соответствующим номером описана в отчете с приведением обоснования для ее выделения. В пределах перспективных площадей различной штриховкой выделяются участки, рекомендуемые для постановки детального геологического картирования и объекты разведочных работ на различные полезные ископаемые. Все площади, рекомендуемые для производства работ, должны быть расчленены по очередности. В тексте отчета приводятся обоснования даваемых рекомендаций.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

При составлении тектонической карты (схемы) прежде всего должны быть выделены складчатые области, платформы и краевые прогибы. В пределах складчатых областей складчатые сооружения делятся на ряд структурных ярусов. Каждый из этих ярусов, отвечая определенному тектоническому этапу развития геосинклинальных областей, слагается группой формаций, обычно отделяющихся от выше- и нижележащих формаций региональными несогласиями. Складчатые сооружения каждого из структурных ярусов расчленяются на антиклинории и синклинории, которые могут группироваться, в свою очередь, в мегантиклинории и мегсинклинории. В складчатых областях могут быть также выделены срединные массивы и межгорные прогибы. В каждом из названных выше основных структурных элементов выделяются складки, разрывы, флексуры и др.

Изображение складок обычно выполняется с помощью построения осевых линий. На осях антиклинальных складок утонениями указываются направления погружения шарниров. Разрывы должны быть разделены по своему значению и масштабам.

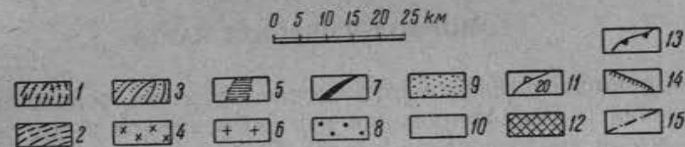
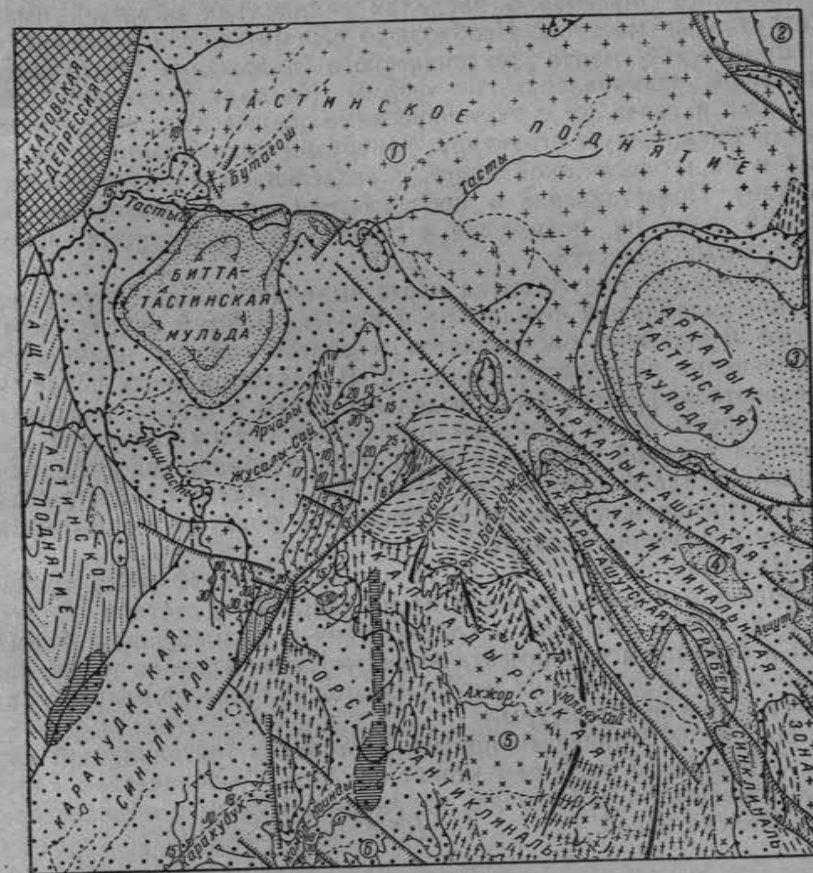


Рис. 275. Пример тектонической карты (По О. В. Минервину, Центральный Казахстан). Нижний структурный этаж:

1 — архейский складчатый комплекс; 2 — протерозойский складчатый комплекс; 3 — байкальский складчатый комплекс; 4 — верхнепротерозойские гранито-гнейсы; 5 — массивы ультраосновных ордовикских интрузивных пород, расположенных на значительной глубине и частично выходящих на поверхность; 6 — среднедевонские гранитоиды; 7 — оси крупных антиклинальных складок

Верхний структурный этаж: 8 — ядра и крылья складок, сложенных на поверхности породами девонского возраста; 9 — ядра синклиналей и мульд, выполненные породами фаненского яруса и нижнего карбона; 10 — мульды, выполненные отложениями среднего и верхнего карбона и нижней перми; 11 — границы между свитами и маркирующие горизонты; 12 — дислоцированные юрские отложения, выполняющие грабен; 13 — границы поверхностей угловых несогласий; 14 — крупные сбросы и взбросы; 15 — интрузивные границы

Цифрами указаны отдельные массивы и складки

Большое значение в пределах складчатых областей имеют интрузивные массивы. Необходимо стремиться к отражению на тектонической карте тектонического положения интрузивных массивов, установлению их формы (батолит, лакколлит, шток и т. д.) и связи их с тектоническими процессами, формировавшими вмещающую структуру. Интрузии показываются так же, как и на геологической карте, с разделением их по возрасту и составу. Представление о последовательности образования интрузий дает их положение в различных структурных ярусах складчатых областей.

В пределах платформ на карте выделяются два структурных этажа: складчатый фундамент и платформенный чехол. Складчатый фундамент расчленяется в соответствии с принципами расчленения складчатых областей. В платформенном чехле последовательно могут быть выделены: щиты и плиты, антеклизы и синеклизы, валы, флексуры, отдельные складки и разрывы, проявления соляной тектоники и др. При изображении складок и флексур в платформенном чехле обычно прибегают к построению стратонизогипс или наносят обобщающие контуры, отражающие форму и размеры складок.

Интрузии, встречающиеся по окраинам платформ и траппы изображаются с разделением их по возрасту и составу.

В краевых прогибах в соответствии с размещением формаций и строением фундамента выделяются внутренняя и внешняя зоны и в каждой из них изображаются складки, флексуры, разрывы и другие структуры.

На рис. 275 приведен пример построения тектонической карты. Справочным пособием может служить Тектоническая карта СССР масштаба 1:5 000 000, изданная в 1956 г., и объяснительная записка к ней.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Геоморфологическая карта составляется на основе полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков в том же масштабе, что и геологическая карта. Она должна отражать главные морфологические черты рельефа, его возраст и происхождение. Генетическая характеристика рельефа дается различными цветами красок, возраст — индексами, формы рельефа — различными штриховыми знаками.

Основные формы рельефа группируются в условных обозначениях в следующие комплексы: элементы рельефа водоразделов (кроме ледниковых форм), долины современной речной сети, долины древних уровней денудации, озера и берега морей, ледниковый комплекс, гидрогеологический комплекс (мерзлотные образования, карсты), оползни, выходы источников), элементы тектоники.

Для геоморфологических карт пока не выработано твердо установленных условных обозначений. При подборе красок рекомендуется использовать зеленые и синие тона для типов рельефа аккумулятивного происхождения (долины рек, озерные котловины), а для эрозионных форм рельефа (водоразделов) — красновато-коричневые тона.

Справочным пособием для геолога-съемщика по вопросам геоморфологии является раздел «Геоморфологические исследования» в сборнике ВСЕГЕИ «Методическое руководство по геологической съемке и поискам» Госгеолтехиздат, 1954, (стр. 399—428).

КАРТА ВОДОПУНКТОВ

Карта водопунктов составляется в масштабе отчетной геологической карты на геологической основе, выполненной бледными тонами. На нее наносятся все обследованные водопункты и указываются: а) характер водопунктов (родник, колодец, скважина и т. д.); б) приуроченность к толщам пород, выделенным на геологической карте; в) гидрохимическая характеристика.

КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Карта четвертичных отложений не является обязательной (исключая работы, при которых ее составление предусматривается проектным заданием), однако она должна составляться с большой тщательностью, так как служит основанием для геоморфологической карты. На карту четвертичных отложений наносятся рыхлые континентальные образования с подразделением их по генезису, возрасту и составу.

Генетические типы отложений обозначаются различными цветами красок, возраст — тонами этих цветов от темных (для более древних) к светлым (для молодых) и состав — штриховыми черными знаками, наносимыми по красочному фону. Кроме того, генезис и возраст отложений показываются соответствующими индексами. На карте выделяются отложения: аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, элювиальные, озерные, морские, эоловые, ледниковые, флювиогляциальные, вулканические, проблематические (лёсс и др.), химические, органогенные и др. При выделении генетических типов рыхлых отложений на карте может быть оттенен их характер (например, оползание) или форма (например, уступы, озы, дюны и т. д.).

Возраст дочетвертичного рыхлого покрова показывается в соответствии с существующей схемой стратиграфического деления. Возраст четвертичных отложений указывается с подразделением, по возможности, на отделы (нижний, средний, верхний, современный), а если имеются палеонтологически и

археологически охарактеризованные слои, — то с выделением веков.

На карте показываются обнажения коренных пород, места находок ископаемой фауны и флоры, а также археологических остатков, направления движения ледников, мерзлотные образования, выходы водных источников, тектонические линии и т. п.

Зарамочное оформление карты четвертичных отложений аналогично оформлению геологической карты с той разницей, что в данном случае стратиграфическая колонка не строится, а под южной рамкой вместо геологических разрезов дается стратиграфическая схема в виде идеального профиля через все элементы рельефа, развитые в районе. Вертикальный масштаб схемы может быть увеличен в 5—20 раз. На схемах показываются взаимоотношения всех генетических типов развитых в районе четвертичных отложений, соотношения их с различными элементами рельефа и с дочетвертичными породами. При необходимости приводятся несколько таких схем. Стратиграфическая схема вычерчивается в тех же условных знаках, что и карта.

Справочным пособием при изучении четвертичных отложений в поле может служить раздел «Исследование четвертичных отложений» в сборнике ВСЕГЕИ «Методическое руководство по геологической съемке и поискам» (Госгеолтехиздат, 1954, стр. 429—456). К сборнику приложен образец карты четвертичных отложений и условные обозначения для карт этих отложений.

ОКОНЧАТЕЛЬНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Окончательное дешифрирование аэрофотоснимков производится после завершения полевых работ. При окончательном дешифрировании должны быть использованы выводы по стратиграфическому расчленению осадочных и метаморфических толщ, наблюдения над интрузивными породами и данные по полевому дешифрированию контактовой печати. Если в процессе полевых работ были составлены «условные знаки» к аэрофотоснимкам, то при окончательном дешифрировании эти данные должны позволить безошибочно вести дешифрирование геологических объектов.

Окончательное дешифрирование ведется на контактной печати с помощью стереоскопа. В древних толщах, в которых резко преобладают крутые и вертикальные углы падения, слои вытягиваются в пределах контуров каждого выхода, а там, где это невозможно, — пунктирными линиями под покровом рыхлых новейших континентальных образований.

В областях развития полого залегающих отложений в ряде случаев окончательное дешифрирование нужно вести с учетом углов падений пород, т. е. там, где падения пологие, выделенные

слои оказываются более редкими, чем на участках крутого залегания пород, на которых слои сближаются.

При пологих падениях и получающимися в связи с этим очень большими интервалами между слоями иногда появляется необходимость для отражения деталей тектонического строения вводить дополнительные слои, которые изображаются только в пределах участков, требующих уточнения.

С контактной печати все отдешифрированные слои переносятся по рельефу на полевую геологическую карту. На последней, по данным окончательного дешифрирования, уточняется положение границ между выделенными стратиграфическими единицами и комплексами горных пород. При этом следует перенести с аэрофотоснимков на геологическую карту элементы залегания пород для участков, где под стереоскопом хорошо видно направление падений. Для этой цели следует выбрать значок, отличный от обычного значка измеренных в поле элементов залегания, который нужно оговорить в условных знаках карты.

С полевой карты все данные полевой работы и геологического дешифрирования переносятся на геологическую карту заданного масштаба съемки.

При окончательном дешифрировании выясняется много деталей, незамеченных при предварительном дешифрировании, и выправляются все ранее допущенные неточности и ошибки. Особенно много данных при повторном дешифрировании появляется при изучении жильных серий, контуров и деталей строения интрузивных массивов.

Следует предостеречь геологов от пренебрежения этапом окончательного дешифрирования аэрофотоматериалов. Делаясь при этом ссылки на якобы полное полевое дешифрирование, нельзя признать оправданными, так как прежде всего надо иметь в виду, что работа по снимкам в поле ведется большим числом геологов и коллекторов и необходимо обобщение всего накопленного опыта. Только повторный пересмотр всей контактной печати дает уверенность в полном использовании всех данных аэрофотоматериалов.

О ПЕРЕНОСЕ ДАННЫХ ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ КАРТУ

Следует признать, что методика использования аэрофотоснимков при составлении геологических карт разработана еще недостаточно. Часто, помимо уточнения геологических границ между стратиграфическими единицами или комплексами пород, геологи ограничиваются приложением к отчету альбомов с отдешифрированными снимками. Иногда такие альбомы отсутствуют, и данные дешифрирования наносятся на геологические или тектонические карты. При этом геологи встречаются

с двумя различными случаями. В первом из них данных, получаемых от дешифрирования аэрофотоснимков, настолько мало, что они все легко реализуются при составлении геологической карты при уточнении геологических границ. Во втором случае картина обратная. Аэрофотоснимки дают значительно большую детальность в изображении геологических структур, и перед геологами встает вопрос о возможных путях использования данных дешифрирования.

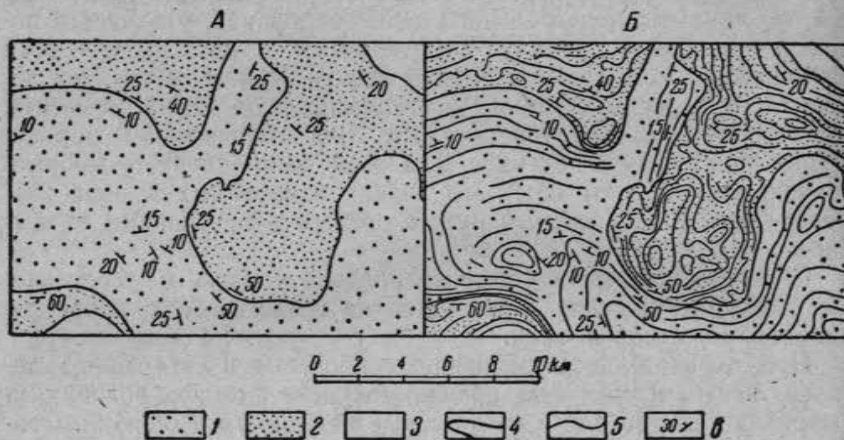


Рис. 276. Пример геологической карты, составленной без использования аэрофотоснимков (А) и той же карты с нанесенными на ней данными геологического дешифрирования аэрофотоснимков (Б):

1 — красноцветные песчаники и конгломераты франского яруса верхнего девона; 2 — известняки фаменского яруса верхнего девона; 3 — нижний карбон; 4 — геологические границы; 5 — слои песчаников и известняков, отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично просажившиеся на местности; 6 — элементы залегания

Следует стремиться к возможно полному использованию аэрофотоснимков, заключив все полученные от геологического дешифрирования данные не в альбомы или иные виды вспомогательной и иллюстративной графики, а в геологическую карту. Именно на геологической карте должна быть в полном объеме отражена работа по полевому и камеральному дешифрированию аэрофотоснимков.

Для отражения строения выделенных на геологической карте стратиграфических единиц внутри их контуров следует указывать линии выходов слоев на поверхность, перенося их с контактных отпечатков или фотосхем. Эти линии играют роль маркирующих горизонтов внутри свит. При нанесении слоев следует выбирать те, которые опознаны в поле, достаточно четко выделяются и имеют большую протяженность. На рис. 276 приведен пример геологической карты, составленной без использования

аэрофотоснимков, и карты той же территории с нанесенными на ней данными геологического дешифрирования аэрофотоснимков¹.

ГЛАВА 28

ТЕКСТ ОТЧЕТА, ПОРЯДОК СДАЧИ ОТЧЕТА

В конце камерального периода начальник партии представляет отчет по изучению геологического строения района работ на основании данных полевых и камеральных исследований. Отчеты по геологическим съемкам любого масштаба строятся по единому плану. Их содержание, размеры и рубрикация определяются Инструкциями по организации и проведению геологосъемочных работ, изданными Министерством геологии и охраны недр СССР в 1955 и 1956 гг.

Объем отчета не более 150—200 страниц машинописи. Он должен быть написан геологически и стилистически грамотно и не загроможден излишними материалами. Основные положения по стратиграфии, тектонике и магматизму должны сопровождаться ссылкой на определенные обнажения и описанием последних. Голословные утверждения без приведения фактов в отчете недопустимы. Выводы, основанные на общих соображениях и сопоставлениях, должны быть особо оговорены. Догматическое изложение результатов геологосъемочных работ, при котором нельзя отличить факты от домыслов, может служить причиной неправильного представления о геологии и перспективах района и в конечном счете заставляет переделывать всю работу заново.

В соответствии с упомянутыми выше инструкциями, текстовая часть отчета должна включать следующие главы: 1) введение, 2) географическое описание района, 3) геологическая изученность района, 4) стратиграфия, 5) интрузивные породы, 6) тектоника, 7) история геологического развития, 8) геоморфология, 9) полезные ископаемые, 10) подземные воды, 11) заключение.

К отчету прикладываются: аннотация, оглавление, список литературы и опись прилагаемых к отчету чертежей и карт.

Ниже приводится примерный порядок изложения и перечень основных вопросов, подлежащих рассмотрению.

1. Введение. Географическое и административное положение района. Обоснование постановки геологических работ. Точное задание, организационная структура партии, объем произведенных работ, площадь съемки, номенклатура планшетов и характеристика использованной топографической основы, методика работ. В случае применения аэрофотометодов должен быть приведен анализ качества использованных фотоматериалов, характеристика фотогеничности различных частей района. При

¹ Литература к главе 27 указана в конце главы 28.

разработке новой, или усовершенствовании ранее известной методики работ описание последней может быть выделено в самостоятельную главу. Плановые и фактические объемы всех видов работ (в виде таблицы). Участие различных лиц в полевой работе и обработке материалов.

2. Географическое описание района. Характер рельефа, степень его расчленения, абсолютные и относительные отметки долин и водоразделов, особенности речной сети, обнаженность, климат, растительность, население, экономические особенности района и состояние горной промышленности, пути сообщения. Иллюстрациями к этой главе могут являться гипсометрическая схема, а также фотографии и аэрофотоснимки наиболее типичных форм рельефа.

3. Геологическая изученность района. Приводится краткий обзор в хронологической последовательности результатов всех видов геологических работ, проводившихся в районе, а в некоторых случаях и в сопредельных районах. Отмечается все принципиальное новое, внесенное каждой работой в изучение геологического строения района и полезных ископаемых. К тексту прилагается схема геологической изученности, изображаемая в произвольном масштабе по состоянию на дату составления отчета.

4. Стратиграфия. В главе излагается систематизированное описание всех развитых в районе осадочных, метаморфических и вулканических образований, начиная с древнейших и заканчивая четвертичными. В зависимости от степени расчлененности стратиграфического разреза описание может быть разделено по системам, отделам и более дробным стратиграфическим подразделениям. Для каждого подразделения приводится сжатая, но достаточная литологическая характеристика; список главнейшей фауны и флоры с указанием мест их нахождения, а также фамилий лиц, их определивших; фактическое обоснование цифр мощности, возраста, фациальных различий и всех перерывов и угловых несогласий. Особенно тщательно характеризуются слои, содержащие полезные ископаемые, опорные (маркирующие) слои и те граничные поверхности между свитами, которые в поле при картировании служили руководящими. Обязательно приводится описание тех обнажений, которые явились основанием для главных выводов по стратиграфии. В частности, необходимо дать описание и зарисовки выходов, характеризующих взаимоотношения выделенных на карте стратиграфических подразделений.

Сложные и детально расчлененные стратиграфические разрезы необходимо иллюстрировать колонкой нормального разреза с указанием всех перерывов в отложениях и угловых несогласий. Вулканические образования, разновозрастные с осадочными породами (лавы, туфы и т. д.), а также метаморфические свиты включаются в колонку нормального разреза

с приведением петрографической характеристики. Если осадочные породы подвергались специальному петрографическому исследованию, то данные этого исследования излагаются в особой главе.

5. Интрузивные породы. Описание интрузивных пород ведется в порядке возрастной последовательности их образования, по разновозрастным интрузивным комплексам. Для каждого комплекса дается перечень интрузивных тел, к нему относящихся, и характеристика каждого из них (при значительном однообразии допускается описание по группам интрузивных тел).

Для каждой интрузии приводятся форма и размеры, положение в географической структуре района, подробно описываются все петрографические разновидности пород, их пространственное размещение и взаимоотношения друг с другом (в том числе и жильных пород), а также контактовые изменения.

После описания отдельных интрузивных тел приводится общая характеристика интрузивного комплекса: обоснование возраста, общая петрографическая и химическая характеристика, пространственное их распространение и закономерности в их распределении (приуроченности к тектоническим структурам), а также кратко характеризуется рудоносность (подробная характеристика последней дается в разделе «Полезные ископаемые»).

Интрузивные породы неопределенного возраста описываются вместе с образованиями, к которым автор склонен их относить по возрасту, с приведением соображений автора об их возрасте.

6. Тектоника. В этой главе приводится общая характеристика тектоники района с выделением тектонических зон, если они намечаются, а в пределах каждой тектонической зоны — форм тектонических нарушений: складок, разрывов и т. д. При большом количестве этих форм нет необходимости описывать каждую из них в отдельности, а следует дать групповую характеристику однородных по форме нарушений и отметить изменения их по простиранию.

Помимо крупных структурных форм, должны быть рассмотрены трещины, кливаж, тектонические брекчии, милониты и т. д.

На основании всего материала строятся выводы о последовательности тектонических процессов, их характере, о направлении перемещения масс, о связи тектоники с вулканизмом и о связи оруденения с тектоническими элементами. Здесь же составляют данные изучения тектоники интрузивов (если оно производилось) с данными по общей тектонике.

Описание иллюстрируется геологическими разрезами и зарисовками и по возможности картой или схемой тектонического районирования с указанием на ней основных тектонических элементов.

7. История геологического развития. На основании изложенного в предыдущих главах материала в этой

главе описываются все стороны геологического развития исследованной территории (осадконакопление, тектоника, магматизм и т. д.) в исторической последовательности и взаимосвязи между собой.

8. Геоморфология. В этой главе должно быть дано систематическое описание всех выделенных типов рельефа и характерных форм; распространение различных форм рельефа с освещением влияния состава пород и тектоники района на эрозионные процессы. При описании каждого генетического типа рельефа, помимо морфологических данных, указываются признаки, послужившие основанием для определения его генезиса.

Рассмотрение четвертичных отложений должно быть произведено в главе «Стратиграфия»; здесь они указываются лишь поскольку это необходимо для восстановления истории развития рельефа. Приводятся данные о возрасте рельефа (по отдельным элементам и типам), а также соображения, позволяющие сделать вывод о последовательности и времени основных этапов формирования изучаемого рельефа. Дается краткая характеристика современных физико-географических процессов, если они создают резкие особенности ландшафта, например: деятельность моря, развитие оползней, заболачивание и т. д., указывается значение этих факторов в народном хозяйстве района. Излагаются история развития рельефа и гидрографической сети района, сведения и выводы о новейших тектонических движениях, их пространственная связь с древними структурами. Кроме геоморфологической карты в качестве иллюстраций прилагаются профили, зарисовки и фотографии.

9. Полезные ископаемые. Основная задача этой главы — выяснение закономерностей в распределении полезных ископаемых на изученной территории. В главе характеризуются все ранее известные и обнаруженные в исследованном районе полезные ископаемые по группам, дается краткое описание малоизвестных месторождений полезных ископаемых. Устанавливается связь полезных ископаемых с определенными комплексами или свитами пород или с определенными геологическими структурами, магматическими образованиями, контактово-метаморфическими процессами, имевшими место в изученном районе. Выясняется связь россыпей и остаточных месторождений с рельефом и рыхлыми отложениями. Излагаются результаты шлихового и металлотрического опробования по отдельным полезным ископаемым, отмечается характер распределения на площади района и количественное содержание каждого минерала в шлихах, а также частота встречаемости. Определяются ореолы рассеивания минералов, размеры обломков, степень их окатанности и ассоциации с другими минералами. Приводятся соображения о возможных источниках сноса. Делаются выводы о возможном генетическом типе рудопроявлений на основе

анализа геологической обстановки и геохимических особенностей минералов.

В этой же главе приводятся результаты проверки заявок, а также данных о полезных ископаемых, сведения о которых имеются в фондах территориальных геологических управлений и ранее не проверялись.

Излагаемый материал должен иллюстрироваться зарисовками естественных выходов и искусственных обнажений, а в отдельных случаях — геологическими планами с показом всех точек наблюдений тел полезных ископаемых или планов распространения свалов. На этих материалах должны быть также показаны места взятия всех штучных и бороздовых проб. Дается оценка общих перспектив района в отношении минерального сырья и определяется направление дальнейших поисковых и разведочных работ. Кроме того, геолог должен отметить закономерности в пространственном распределении полезных ископаемых и указать наиболее благоприятные площади для последующих детальных геологосъемочных, поисковых или поисково-разведочных работ, а также критически проанализировать существующие прогнозы угленосности, нефтеносности, рудоносности и т. д. для исследованного района.

10. Подземные воды. В этой главе дается общая характеристика водоносности различных комплексов осадочных, изверженных и метаморфических пород. Отмечаются типичные водонутьки (источники, скважины, колодцы). Приводятся сведения о химизме вод, дебите источников и об изменениях их режима. Устанавливается проявление и характеристика вечной мерзлоты, если она имеется в районе. Освещается значение и использование подземных вод в народном хозяйстве района, особенно в засушливых областях. Приводится описание минеральных и термальных источников. Дается характеристика существующего водоснабжения.

11. Заключение. Содержание этой главы полностью зависит от результатов исследований в данном районе. В ней следует осветить общие итоги работы и их значение в отношении выявления перспектив полезных ископаемых, а также наметить очередные задачи геологического изучения района.

Список использованной литературы. Список литературы, помещаемый в конце отчета, составляется в алфавитном порядке фамилий авторов. Заголовки работ выписываются полностью, а названия журналов и изданий сокращаются так, чтобы они оставались понятными без объяснений. Следует точно указывать том, выпуск, номер, год издания.

Подписанный начальником партии отчет сдается в производственный отдел в четырех экземплярах, и затем направляется на рецензию. Каждый законченный геологический отчет должен иметь не менее двух рецензий сотрудников научных или производственных организаций.

По получении рецензий производственный отдел представляет отчет с соответствующим докладом главному геологу и главному инженеру Управления на рассмотрение. Главный геолог и главный инженер после проверки отчета и ознакомления с рецензиями выносят рассмотрение отчета на заседание Научно-технического совета управления (треста) или Ученого совета института, производившего работы, где отчет оценивается и утверждается.

После утверждения отчета начальник партии сдает по акту Управлению на хранение все использованные и ненужные для дальнейшей работы материалы: коллекции, дубликаты проб, шлифы, фотодокументы, шлихи, черновики карт и т. д.

Сам отчет сдается начальником партии в геологические фонды той организации, которая производила работу, с приложением протокола НТС и рецензий.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВАМ 26, 27, 28

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 и 1:100 000. Госгеолтехиздат, 1955.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ масштабов 1:50 000 и 1:25 000. Госгеолтехиздат, 1956.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам, под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, стр. 466—485, 1954.

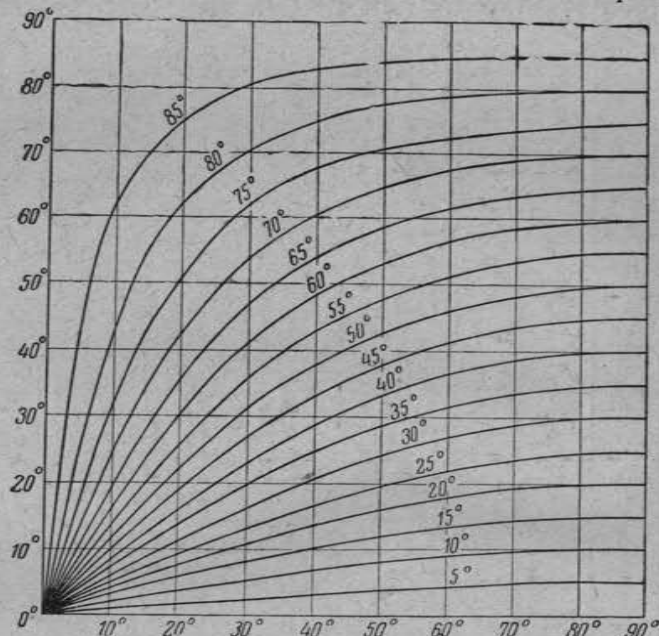
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000, под ред. Н. С. Шатского, 1956.

Шатский Н. С. и Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Госгеолтехиздат, 1957.

Таблица поправок угла падения при пересечениях, не перпендикулярных 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°9'	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'	26°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'	35°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°38'	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°50'	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'	81°15'	78°41'

Пример. Пересекем обозначение 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 в 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 косвенном разрезе, по оси абсцисс (снизу) — углы между простиранием пласта и азимутом разреза. Например: простирание пласта NE 20°, пад. SE 110° ∠ 45°, разрез проведен по NE 57°; 57—20 = 37. Следя кверху по перпендикуляру 37° до пересечения с кривой 45°, находим на этом пересечении горизонтальную линию, соответствующую углу наклона пласта на разрезе $x = 31^\circ$.

Приложение 3

Таблица искажений величины угла падения пластов в преувеличенном вертикальном масштабе разреза (по Милановскому, упрощено до 0,5°)

Относительное увелич. вертик. масштаба	Истинные углы падения																
	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	89°
X2	10	19	28	37	43	50	54,5	59	63,5	67	71	74	77	80	82,5	85	87,5
X3	15	30	39	47,5	54,5	60	65	68,5	72	74,5	77	79	81	83	85	87	88
X4	19	35	47	55,5	62	66,5	70	72,5	76	78	80	82	83	85	86	87,5	89
X5	23	41,5	53	61	67	71	74	77	79	81	82	83	85,5	86	87	88	89

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр
Предисловие	3
Раздел I — Вводный	5
Глава 1. История развития геологического картирования в нашей стране	5
Литература (16)	
Глава 2. Цели и задачи структурной геологии и геологического картирования и связь их со смежными дисциплинами	16
Глава 3. Общие сведения о геологических картах	19
Виды геологических карт (19). Топографическая основа (20). Типы геологических карт (23). Условные знаки геологических карт (26). Стратиграфическая колонка и геологические разрезы (31). Литература (32)	
Глава 4. Виды аэрофотоматериалов и свойства аэрофотоснимков	32
Виды аэрофотоматериалов (33). Свойства аэрофотоснимков (34). Основы дешифрирования аэрофотоснимков (36). Топографическое дешифрирование (40). Геологическое дешифрирование (43). Литература (45)	
Раздел II. Формы залегания осадочных горных пород	46
Глава 5. Слой и строение слоистых толщ	46
Слой и слоистость (46). Мощность слоя и ее определение (47). Форма слоистости (48). Строение поверхностей наложения (51). Взаимоотношения слоистых толщ (55). Образование слоистых толщ (57). Условия формирования мощностей отложений (62). Литература (64)	
Глава 6. Несогласия	64
Стратиграфические несогласия (65). Строение поверхности стратиграфического несогласия (73). Критерии установления стратиграфических несогласий (75). Тектонические несогласия (77). Изображение геологических границ (79). Литература (80)	
Глава 7. Горизонтальное залегание слоев	80
Признаки горизонтального залегания слоев (80). Измерение мощности слоя (82). Изображение горизонтально залегающих слоев на геологических картах (83). Изображения горизонтально залегающих слоев на аэрофотоснимках (84). Изображение на картах четвертичных континентальных образований (85). Составление разрезов горизонтально залегающих толщ (88). Литература (89)	
Глава 8. Наклонное залегание слоев	90
Общая характеристика наклонного залегания слоев (90). Элементы залегания (91). Устройство горного компаса (92). Ра-	

бота с горным компасом и записи замеров (93). Измерение истинных элементов залегания по данным бурения и видимым наклонам (98). Нормальное и опрокинутое залегание (101). Зависимость ширины и формы выхода слоя на поверхности от его истинной мощности, угла падения и формы земной поверхности (105). Пластовые треугольники (112). Изображения наклонно залегающих слоев на аэрофотоснимках (115). Изображение наклонно залегающих слоев на геологических разрезах (117). Литература (119)	
Глава 9. Складчатые формы залегания слоев	119
Складки и их элементы (119). Классификация складок (123). Деление складок в плане (126). Диapiroвые складки (129). Флексуры (137). Представления о механизме образования складок (141). Дисгармоничная складчатость (147). Складки волочения (148). Связь образования складок с осадконакоплением (149). Изображения складок на аэрофотоснимках (150). Способы изображения складок на картах (154). Методика построения структурных карт (156). Построение разрезов по геологическим картам с изображением складок (161). Литература (164)	
Глава 10. Разрывы со смещениями	164
Сбросы (165). Взбросы (177). Групповые сбросы и взбросы (179). Грабени (180). Горсты (182). Сдвиги (183). Раздвиги (185). Надвиги (185). Покровы (188). Изображения разрывов со смещениями на аэрофотоснимках (192). Литература (195).	
Глава 11. Трещины в горных породах (разрывы без смещения) .	195
Нетектонические трещины (198). Первичные трещины (198). Трещины выветривания (201). Трещины оползней, обвалов и провалов (202). Трещины расширения пород при разгрузке (202). Тектонические трещины (204). Трещины с разрывом сплошности пород (205). Кливаж (208). Изображения трещин на аэрофотоснимках (212). Наблюдения над трещинами в поле (213). Графические методы изображения замеров трещин (216). Литература (224).	
Глава 12. Некоторые особые формы залегания осадочных горных пород	225
Кластические дайки (225). Подводнооползневые нарушения (228). Осадочные брекчии и горизонты с включениями (230). Рифы (233). Погребенные элювиальные и делювиальные образования (237). Смятия слоев, вызываемые движущимися льдами (гляциодислокации) (238). Загибы слоев на склонах под влиянием силы тяжести (239). Литература (240).	
Раздел III. Формы залегания эффузивных, интрузивных и метаморфических пород	241
Глава 13. Формы залегания эффузивных горных пород	241
Условия залегания (241). Выделение стратиграфических комплексов в эффузивных породах (243). Выявление очагов излияния (245). Определение возраста эффузивных пород (245). Полевое изучение состава и текстуры эффузивных пород (246). Изображения эффузивных пород на картах (247). Литература (248).	
Глава 14. Формы залегания интрузивных пород	248
Формы интрузивных тел (248). Изучение контактовых ореолов (254). Влияние глубины эрозионного среза на форму выхода интрузии на поверхность (254). Изучение внутренней струк-	
туры интрузивных массивов (256). Изучение состава интрузивных массивов (262). Определение возраста интрузии (264). Глубина формирования интрузий (266). Изображения интрузивных пород на аэрофотоснимках (266). Задачи полевого изучения интрузивных пород (268). Литература (269).	
Глава 15. Формы залегания метаморфических пород	269
Особенности текстуры метаморфических пород (269). Определение исходного состава метаморфических пород (270). Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ (271). Изучение внутренней структуры свит (271). Картирование метаморфических толщ (273). Структуры дислокационного метаморфизма (274). Литература (277)	
Раздел IV. Основные структурные элементы земной коры	278
Глава 16. Общие закономерности развития земной коры	278
Строение земной коры (278). Строение континентов (280). Геотектонические этапы (циклы) (282).	
Глава 17. Строение геосинклинальных областей	284
Общая характеристика (284). Формации (285). Структурное расчленение геосинклинальных областей (286). Срединные массивы (289). Глубинные разломы (289). Складчатость (291). Магматизм (296). Некоторые общие закономерности развития геосинклинальных областей (300). Литература (303)	
Глава 18. Строение платформ	303
Общая характеристика (303). Формации (304). Возраст платформ (305). Структурное расчленение платформ (305). Интрузии платформ (312). Некоторые общие закономерности развития платформ (313). Литература (314)	
Глава 19. Строение краевых прогибов	314
Общая характеристика (314). Формации (315). Строение основания краевых прогибов (316). Тектоническое строение краевых прогибов и размещение в них формаций (317). Литература (318)	
Раздел V. Организация геологосъемочных работ. Подготовительный период	319
Глава 20. Методические основы геологических съемок	319
Глава 21. Организация геологосъемочных работ	320
Литература (325)	
Глава 22. Применение геофизических методов при геологической съемке	325
Литература (333).	
Глава 23. Цели и задачи подготовительного периода	333
Составление проекта работ. Состав партии (333). Транспорт и снаряжение (334). Подбор топографических карт (335). Подбор аэрофотоматериалов (336). Предварительное дешифрирование аэрофотоснимков (337). Изучение фондовых и литературных материалов (338). Литература (338).	
Раздел VI. Полевой период	339
Глава 24. Приемы полевых геологических исследований	339
Организация работ в полевой период (339). Виды геологических съемок (339). Особенности геологической съемки в высокогорных районах (342). Особенности геологической съемки равнин-	

ных районов (342). Особенности геологической съемки горно-таежных районов (343). Особенности геологической съемки пустынных и полупустынных районов (344). Значение стратиграфических разрезов при геологической съемке (345). Полевое дешифрирование аэрофотоснимков (345). Увязочные маршруты (346). Литература (347)

Глава 25. Техника полевой работы 347

Полевая книжка (347). Полевая карта (348). Коллекции образцов (350). Составление стратиграфических разрезов (350). Кондиционность геологических карт (351). Литература (352)

Раздел VII. Камеральный период 353

Глава 26. Цели и задачи камерального периода 353

Глава 27. Картографический материал отчета 354

Карта фактического материала (354). Геологическая карта (355). Геологические разрезы (356). Стратиграфическая колонка (357). Карта полезных ископаемых (357). Тектоническая карта (358). Геоморфологическая карта (360). Карта водопунктов (361). Карта четвертичных отложений (361). Окончательное дешифрирование аэрофотоснимков (362). О переносе данных дешифрирования аэрофотоматериалов на геологическую карту (363)

Глава 28. Текст отчета, порядок сдачи отчета 365

Литература (370).

Приложения 371

Александр Евгеньевич Михайлов

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Редактор *В. Е. Хаин*

Редактор издательства *С. С. Мухин*

Технич. редактор *Т. А. Аверкиева*

Корректор *Э. М. Гольцер*

Сдано в набор 5/III 1953 г.

Подписано к печати 24/X 1953 г.

Формат бумаги 60×92¹/₁₆. Бум. л. 12. Печ. л. 23¹/₂+вклейка. Уч.-изд. л. 24,11. Т09985

Тираж 10 000. Зак. 2973/1166. Цена в переплете № 5—10 р.; в переплете № 7—10 р. 50 к.

Набрано в тип. № 2 им. Евг. Соколовой УПП Ленсовнархоза.

Отпечатано на Картфабрике Госгеолтехиздата

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
106	5 снизу	отрезок „А“	отрезок „а“
121	1—3 сверху	Шарниром складки (кровлей или подошвой) называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев,	Шарниром складки называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев (кровлей или подошвой),
288	9 снизу	унаследованные	унаследованно

Зак. 2973/1166

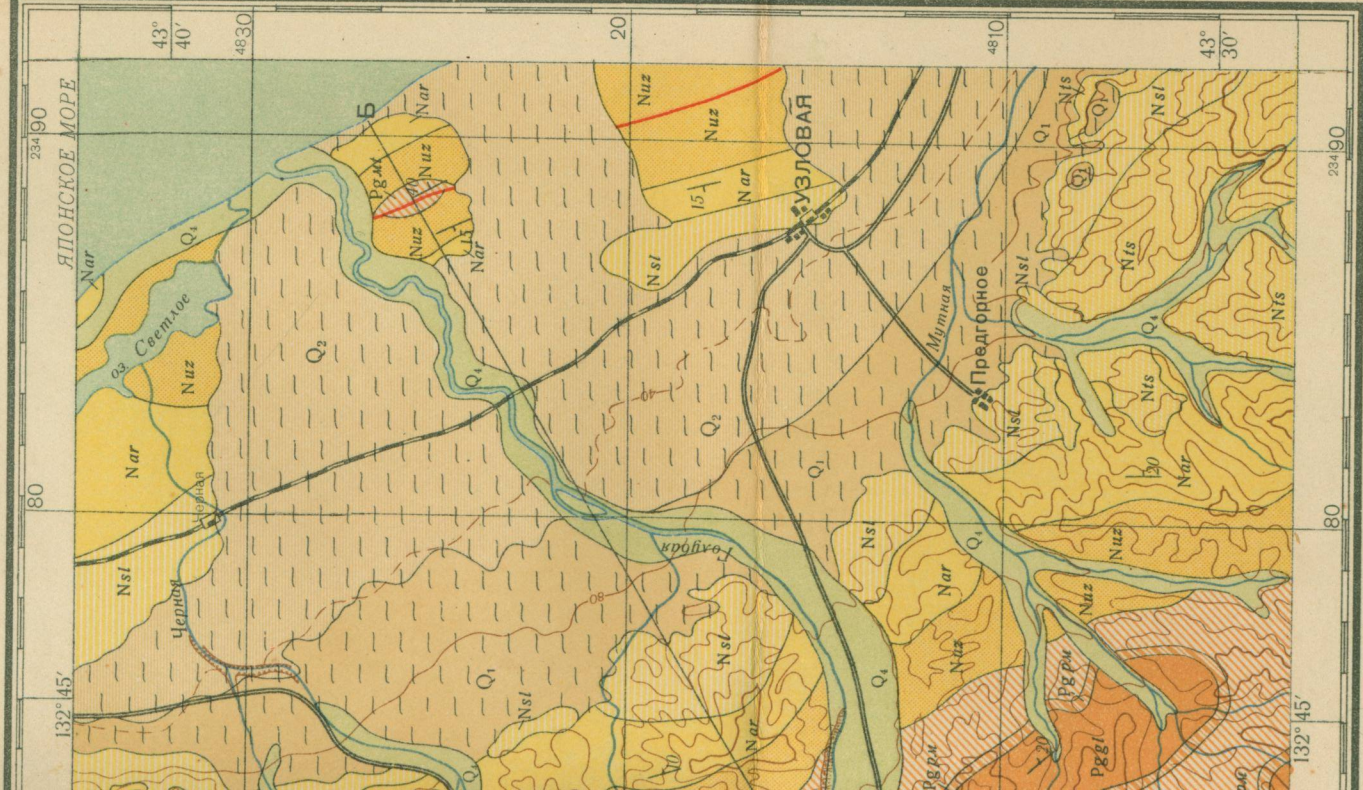
ЗАКОН И ОХРАНЫ НЕДР
 геологический институт (ВСЕГЕИ)

МАКЕТ

КАРТА

листа К-53-1

1:100 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Система	Обозначение	Описание
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	Q ₄	Современные аллювиальные отложения. Галечники, пески
	Q ₃	Среднечетвертичные морские отложения. Глины, пески
	Q ₁	Древнечетвертичные морские отложения. Известняки, пески, глины
ПРЕТРИЧНАЯ СИСТЕМА	Nst	Слободская свита. Галечники, конгломераты
	Nts	Чернореченская свита. Делтритусовые известняки, галечники, пески, глины
	Nar	Артемовская свита. Песчаники, глины с пластами бурого угля
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА	Nuz	Узловская свита. Песчаники, конгломераты
	Pggl	Мутновская свита. Глины с прослоями мелкозернистых песчаников
	Pgpm	Горизонт пестроцветных мерзелей
ЮРСКАЯ СИСТЕМА	Pggl	Голубинская свита. Конгломераты, песчаники
	Ст ₁	Туронский ярус. Сланцы
	Ст ₂	Сеноманский ярус. Известняки
ЮРСКАЯ СИСТЕМА	Ст _{1al}	Альбский ярус. Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы
	J _{1o}	Окфорский ярус. Алевролиты, песчаники, каменный уголь
	J _{1k}	Келловейский ярус. Известняки
ДРУГИЕ	J _{2b}	Батский ярус. Чередование мощных пачек песчаников и алевролитов
	Гр	Граниты
	Кр	Контактовые розовики
Специальные	М	Морские фашии четвертичных отложений
	Л	Линии тектонических разрывов
Специальные	30	Наклонное залегание слоев

0 6 8 10 км

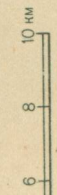
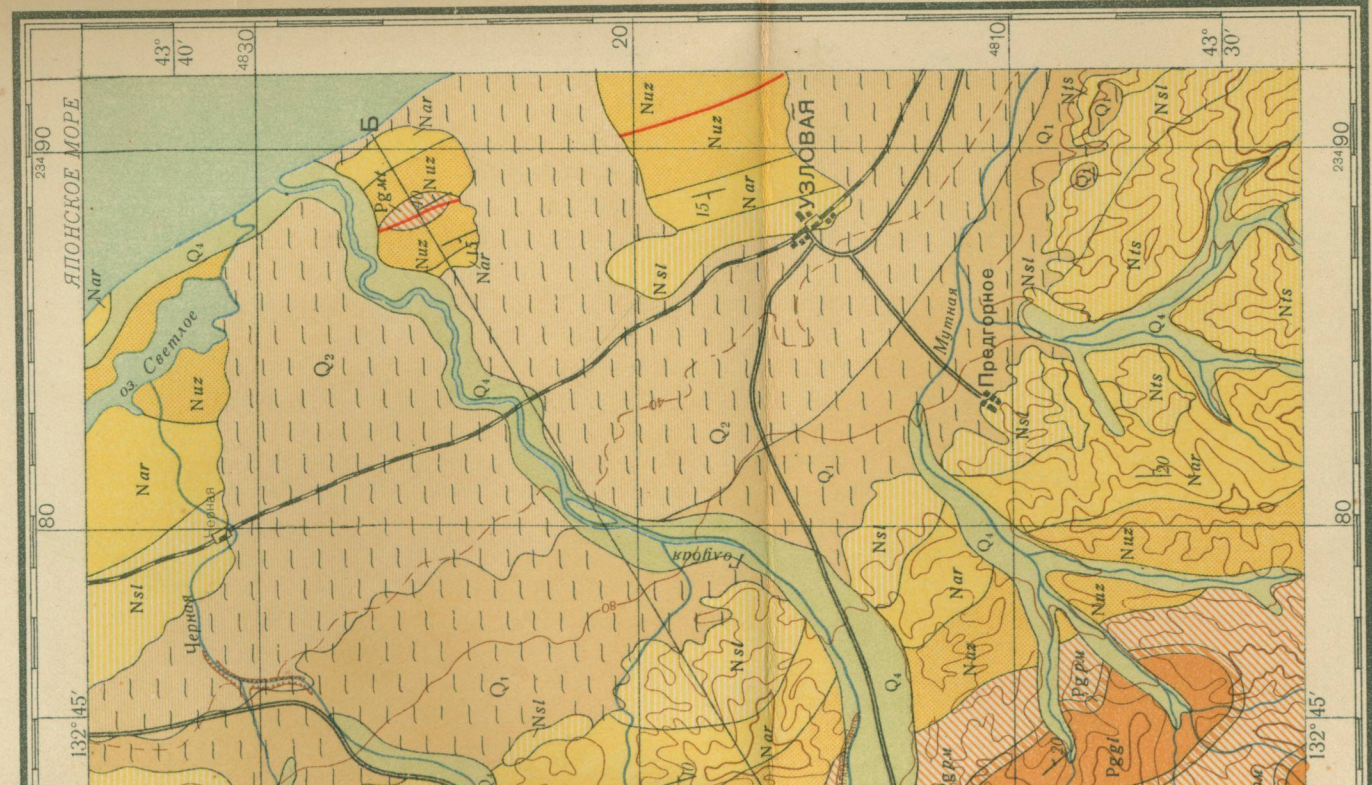
ПО ЛИНИИ А-Б



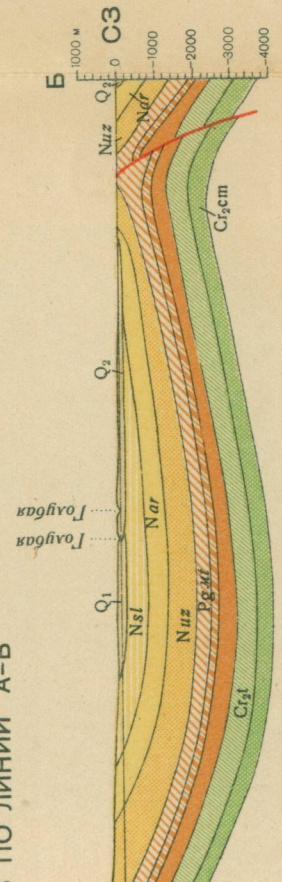
АЯ КАРТА

листа К-53-1

0000



ПО ЛИНИИ А-Б



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА	МЕЛОВЫЕ СИСТЕМА	ЮРСКОЕ СИСТЕМА			
Q ₄ Современные аллювиальные отложения. Галечники, пески	Q ₂ Среднетертичные морские отложения. Глины, пески	Q ₁ Древнетертичные морские отложения. Известняки, пески, глины	Nsl Слободская свита. Галечники, конгломераты	Nfs Чернореченская свита. Детритусовые известняки, галечники, пески, глины	Nar Артемьевская свита. Песчанники, глины с пластами бурого угля	Nuz Узловская свита. Песчанники, конгломераты
	Pgm Мутновская свита. Глины с прослоями мелкозернистых песчанников	Pgrm Горизонт пестроцветных мерделей	Pgg Голубинская свита. Конгломераты, песчанники	C _{1,1} Туронский ярус. Сланцы	C _{2,cm} Сеноманский ярус. Известняки	C _{3,al} Альбский ярус. Конгломераты, песчанники, глинистые сланцы
		J ₃₀ Оксфордский ярус. Алевролиты, песчанники, каменный уголь	J _{3k} Келловейский ярус. Известняки	J _{3b} Батский ярус. Чередование мощных пачек песчанников и алевролитов	T ₃ Граниты	Контактные роговики
						Морские фаши четвертичных отложений
						Линии тектонических разрывов
						Наклонное залегание слоев

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

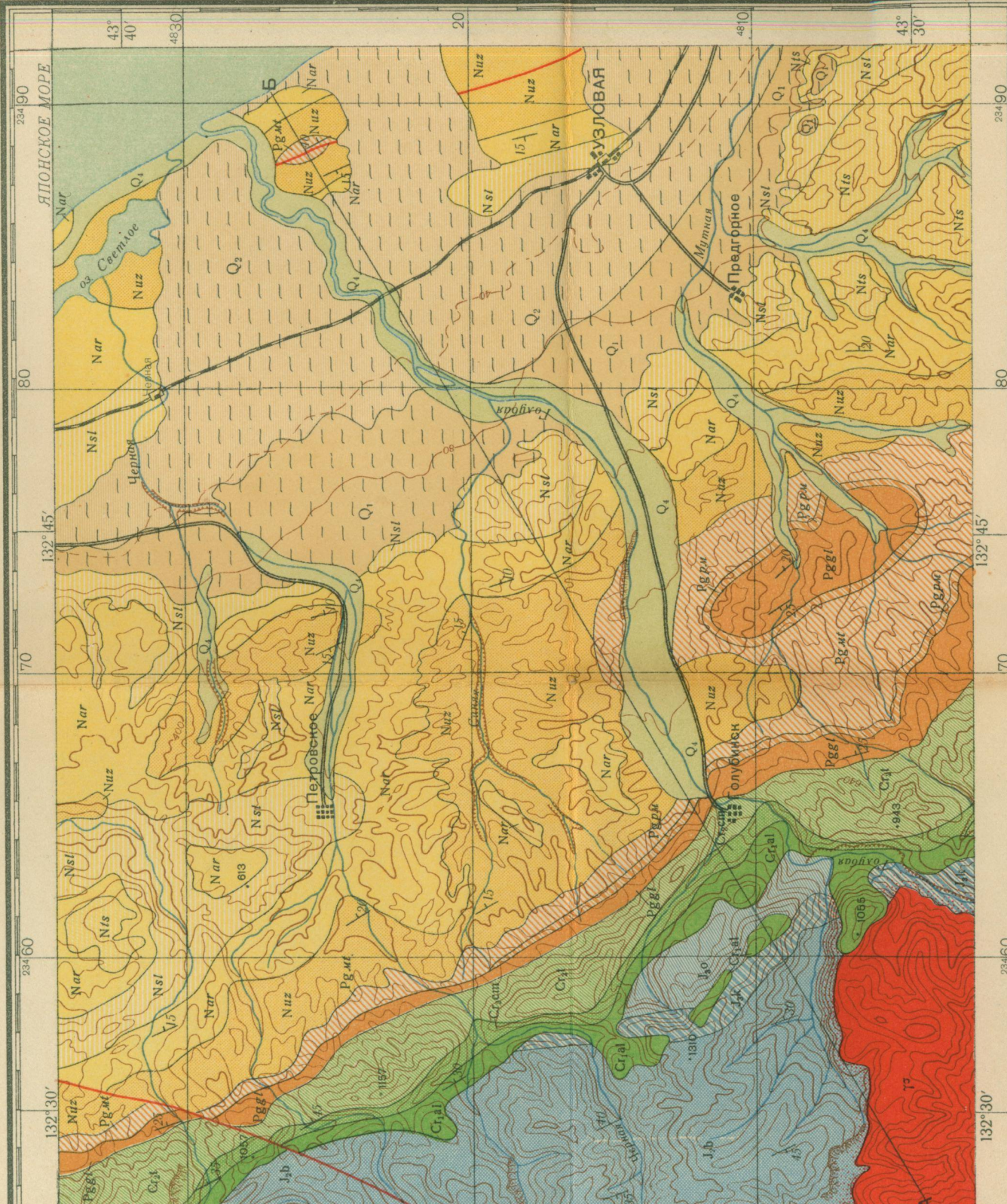
МАКЕТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА К-53-1

55 г.

Масштаб 1:200 000



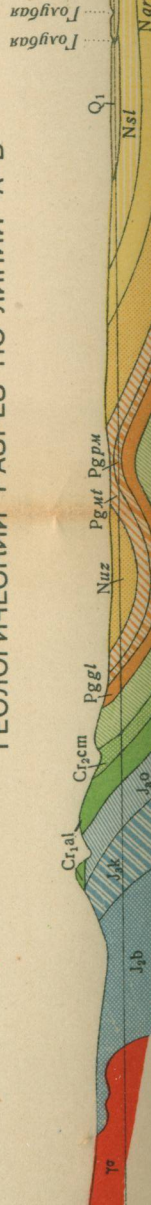
Геологический разрез по линии А-Б

Г.С.Анфинов (Г.С.Анфинов)
М.Е.Хотин (М.Е.Хотин)
Н.А.Громов (Н.А.Громов)

геолог
инженер
инженер



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б

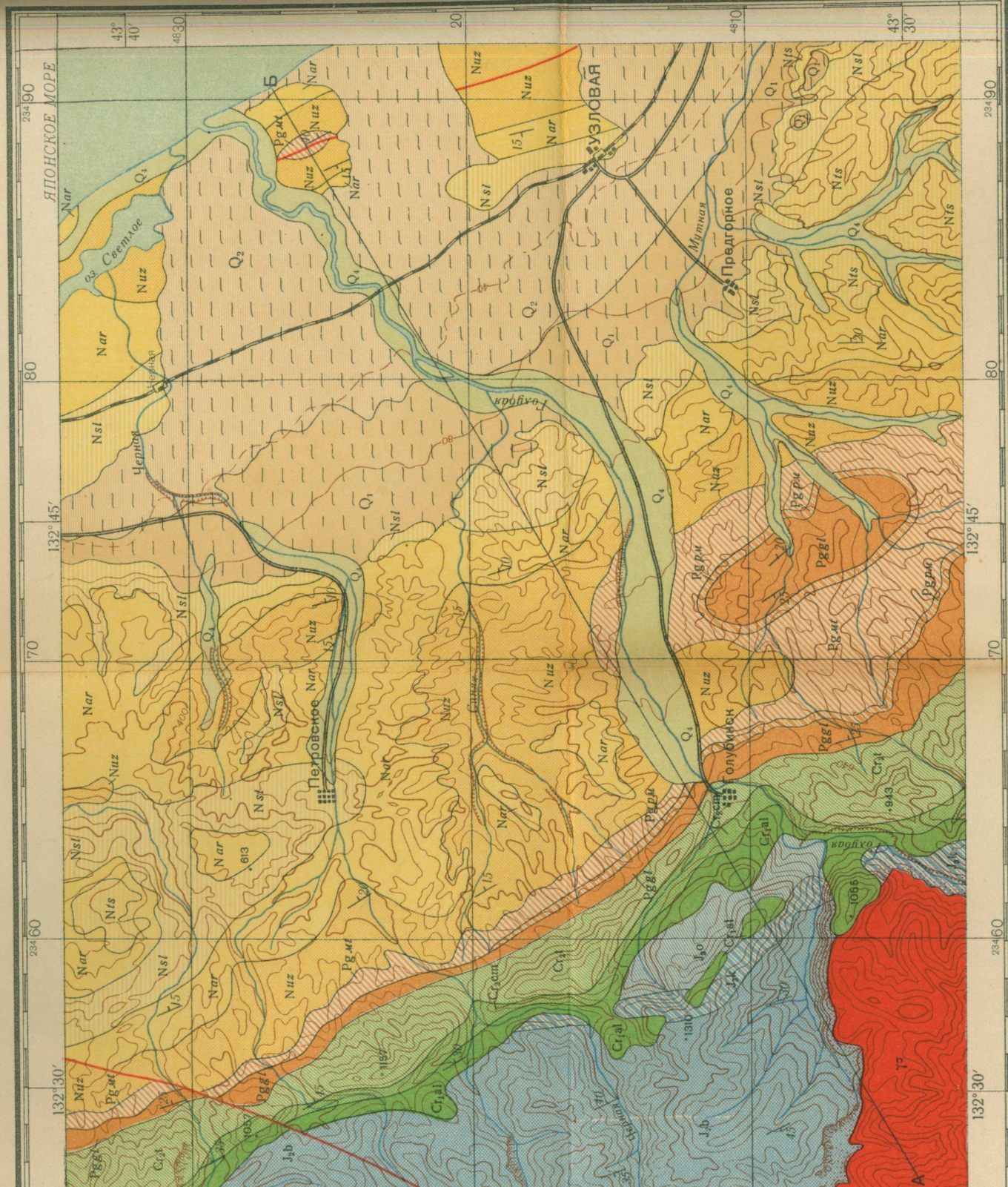


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Юго-восточной части листа К-53-1

Масштаб 1:200 000

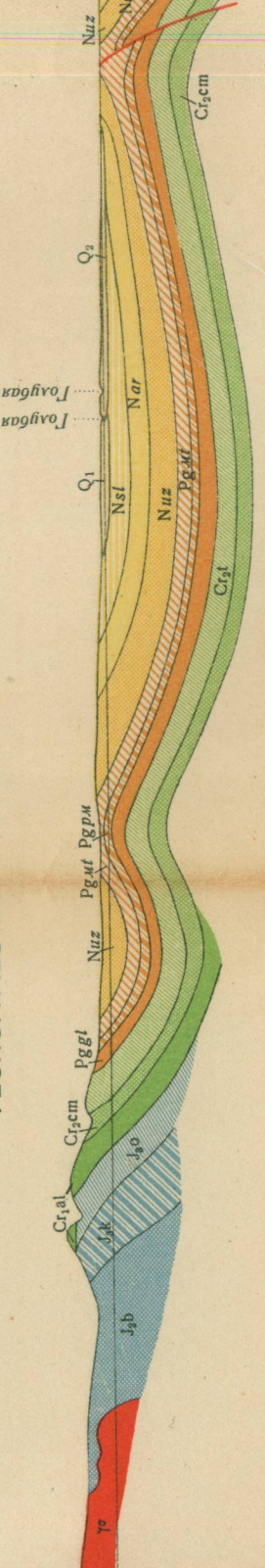
1955 г.



Член экспедиции *Андреев* (Г.С. Андреев)
 Геолог *Мельников* (М.Е. Холтин)
 Руководитель партии *Громов* (Н.А. Громов)



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Мощность в м	Характеристика пород
600	Слободская свита. Галечники и конгломераты слабоцементированные
450	Чернореченская свита. Детритусовые известняки с кораллами, пески, глины, галечники
750-850	Артемовская свита. Песчаники, глины с пластами бурого угля с остатками растений
500-900	Узловская свита. Песчаники с прослоями конгломератов с <i>Ioldia sp.</i>
350	Мутновская свита. Глины с прослоями песчаников с <i>Corbicula sp.</i>
180	Горизонт пестроцветных мергелей с <i>Ostrea sp.</i>
450	Голубинская свита. Конгломераты и песчаники
800-900	Глинистые сланцы с <i>Inoceramus lamarki Park.</i>
600-700	Известняки с прослоями сланцев с <i>Inoceramus stripsi Mant.</i> и <i>Acanthoceras</i>
850	Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с <i>Aucellina caucasica Buch.</i>
1200	Алевриты, песчаники, пласты каменного угля. В отдельных прослоях песчаников встречается плохой сохранности морская фауна <i>Cardioceras cordatum Sow.</i> и др.
1700	Известняки песчанистые с мергелями с <i>Cosmoceras jason Rein.</i>
более 1800	Песчаники с пластами алевритов, в последних остатки <i>Parkinsonia parkinsoni Sow.</i>

МИНИСТЕРСТВО

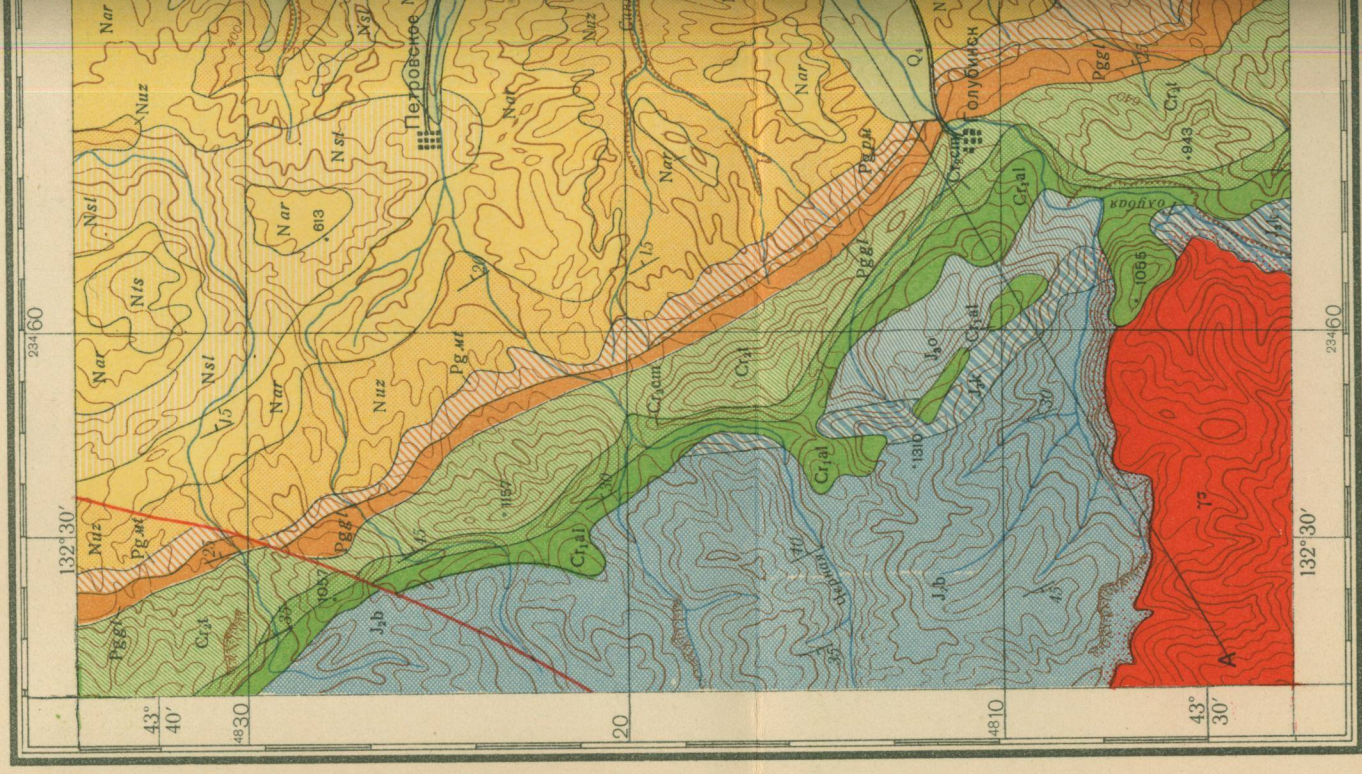
Всесоюзный научно-исследовательский

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ

ЮГО-ВОСТОЧНО-

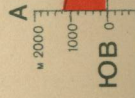
МА

1955 г.



Начальник экспедиции *Андреев* (Г.С. Анфинов)
 Главный геолог *Молодой* (М.Е. Хоптин)
 Начальник партии *Трапезин* (Н.А. Громов)

1:20000



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

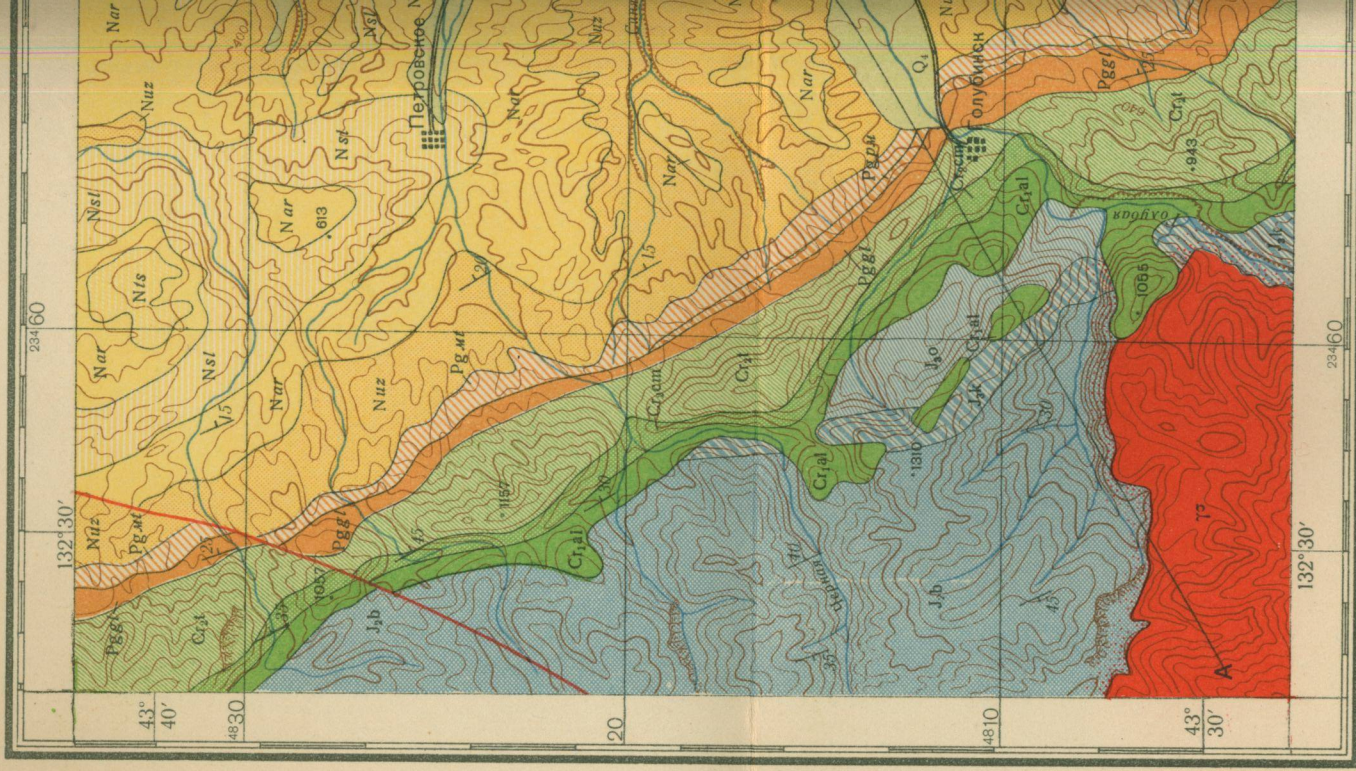
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

ЮГО-ВОСТОЧНОГО РАЙОНА

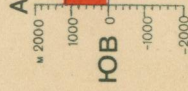
1955 г.

Ма

Мощность в м	Характеристика пород
600	Слободская свита. Галечники и конгломераты слабоцементированные
450	Чернореченская свита. Делитиновые известняки с кораллами, пески, глины, галечники
750-850	Артемовская свита. Песчаники, глины с пластами бурого угля с остатками растений
500-900	Узловская свита. Песчаники с прослоями конгломератов с <i>Ioldia sp.</i>
350	Мутновская свита. Глины с прослоями песчаников с <i>Corbicula sp.</i>
180	Горизонт пестроцветных мергелей с <i>Ostrea sp.</i>
450	Голубинская свита. Конгломераты и песчаники
800-900	Глинистые сланцы с <i>Inoceramus tamarcki</i> Ратк.
600-700	Известняки с прослоями сланцев с <i>Inoceramus crispus</i> Mant. и <i>Acanthoceras</i>
850	Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с <i>Aucellina caucasica</i> Buch.
1200	Алевролиты, песчаники, пласты каменного угля. В отдельных прослоях песчаников встречается плоской соотранности морская фауна <i>Cardioceras cordatum</i> Sow. и др.
1700	Известняки песчанистые с мергелями с <i>Cosmoceras Jason</i> Rein.
более 1800	Песчаники с пластами алевролитов, в последних остатки <i>Parkinsonia parkinsoni</i> Sow.



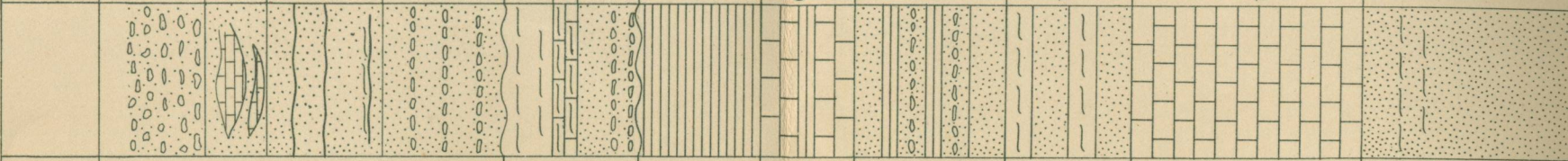
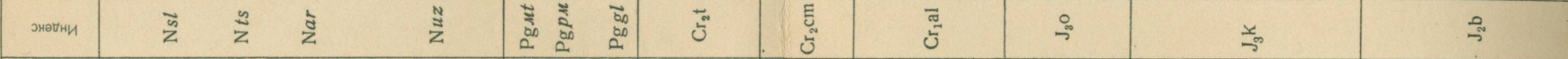
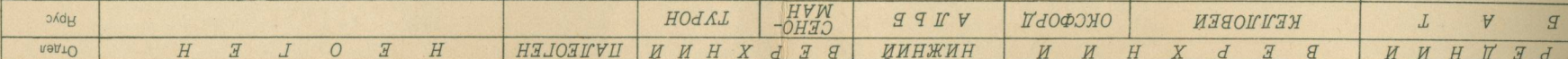









Начальник экспедиции *С.А. Анфилов*
 Главный геолог *М.Е. Хомин*
 Начальник партии *Э.А. Громов*



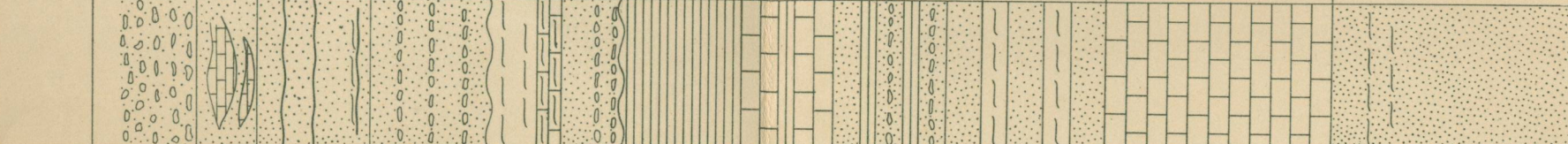
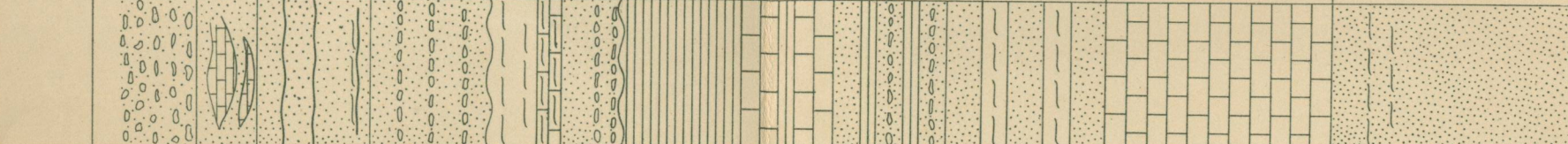
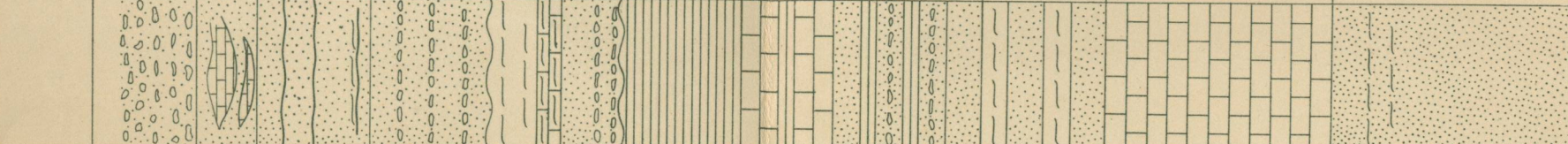
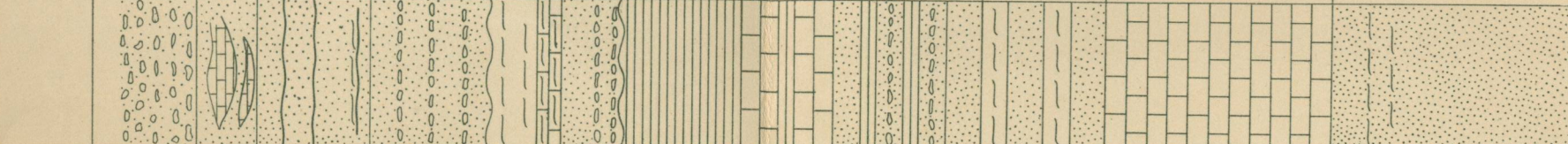
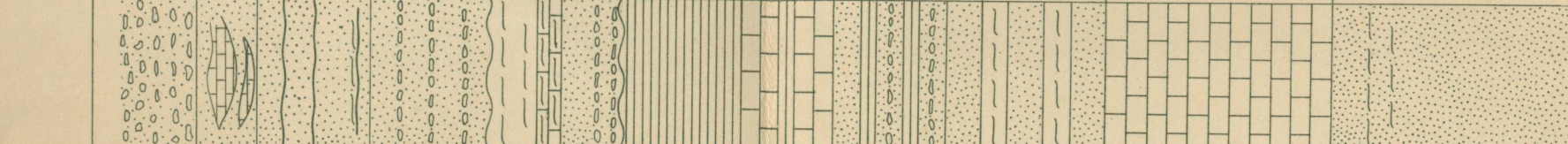
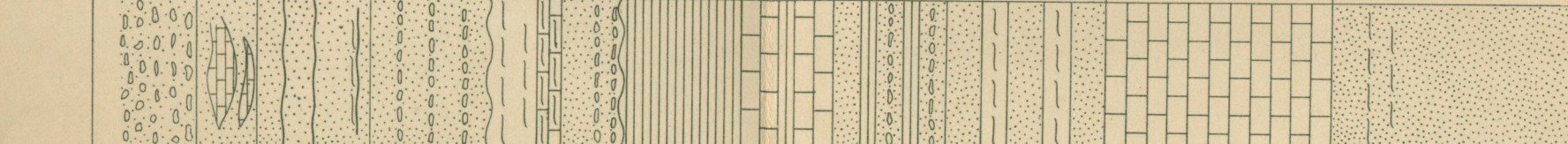
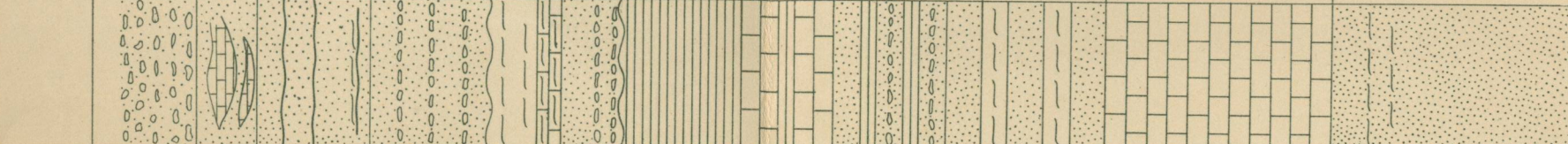
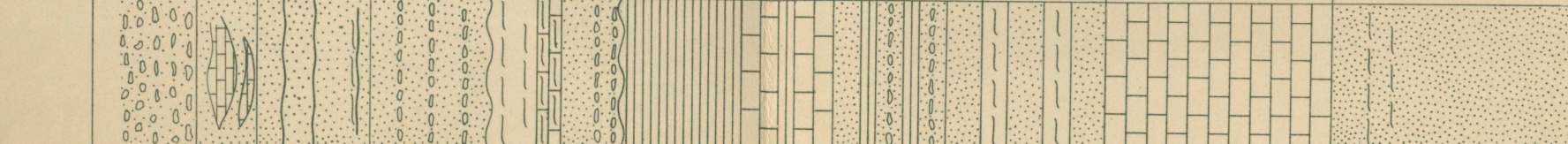
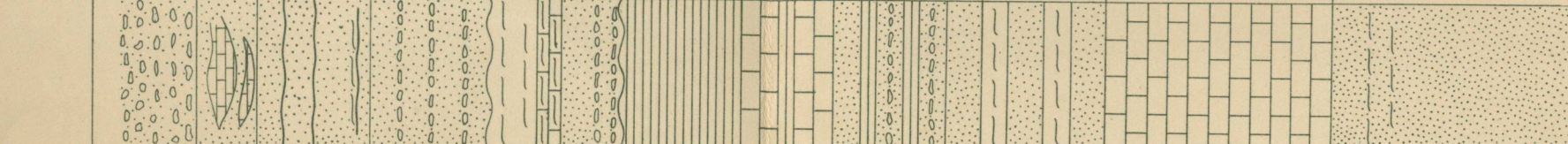
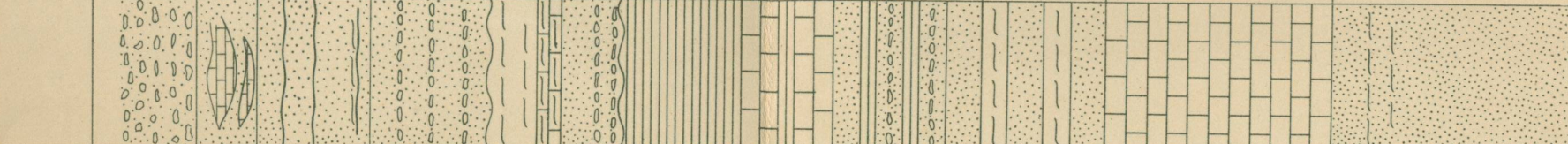
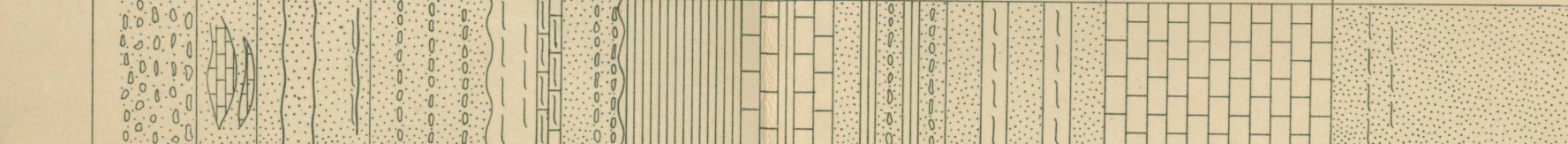
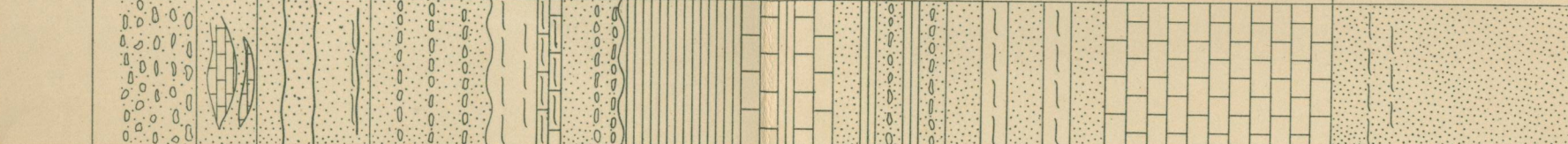
М 2 0 0

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Система	Отдел	Ярус	Индекс		Мощность в м.	Характеристика пород			
ЮР	РЕДНИЙ	БАТ	J _{2b}		более 1800	Песчаники с пластинами алевролитовых остатков <i>Parkinsonia parkinsoni</i>			
				КА	КЕЛЛОВЕН	J _{3k}		1700	Известняки песчанистые с мергелями <i>toceras Jason Rein.</i>
									Я
МЕЛ	ОБВАЯ	АЛБ	Cr _{1al}		850	Конгломераты, песчаники, глинистые с <i>Aucellina caucasica Buch.</i>			
				ОБВАЯ	СЕНОМАН	Cr _{2cm}		600-700	Известняки с прослоями сланцев с <i>Incrippsi Mant.</i> и <i>Acanthoceras</i>
								800-900	Глинистые сланцы с <i>Inoceramus lam Park.</i>
				ТР	ПАЛЕОГЕН	ТУРОН	Cr _{2t}		450
ТР	ПАЛЕОГЕН	Pgr _{gl}						180	Горизонт пестроцветных мергелей с
			Pgr _m						350
Е	ИЧ	Н	Nuz		500-900	Узловская свита. Песчаники с прослоями конгломератов с <i>Ioldia sp.</i>			
				Е	ИЧ	Nar		750-850	Артемовская свита. Песчаники, глины с остатками раковин
							Я	ОКСФОРД	Nts
А	О	Г	Nsl		600	Слободская свита. Галечники и конгломераты			

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОННА

Система	Отдел	Група	Индикс		Мощность в м	Характеристика пород			
Ю	РЕДНИЙ	А Т	J _{2b}		более 1800	Песчаники с пластами алевролитов, низ остатки <i>Parkinsonia parkinsoni</i>			
С	К	КЕЛЛОВЕИ	J _{3k}		1700	Известняки песчанистые с мергелями <i>moseras jason</i> Reip.			
А	ВЕРХНИЙ	ОКСФОРД	J _{4o}		1200	Алевролиты, песчаники, пласты, камне В отдельных прослоях песчаников в плохой сохранности морская фауна <i>ras cordatum</i> Sow. и др.			
М	Е	АЛБЯ	Cr _{1al}		850	Конгломераты, песчаники, глинистые с <i>Ancellina caucasica</i> Buch.			
Е	О	СЕНО- МАН	Cr _{2cm}		600- 700	Известняки с прослоями сланцев с <i>crippsi</i> Mant. и <i>Acanthoceras</i>			
В	ЕР	НИЙ	Cr _{2t}		800- 900	Глинистые сланцы с <i>Inoceramus lam</i> Park.			
Т	Р	ПАЛЕОГЕН	Pgm		350	Мутноватая свита. Глины с просло- яками с <i>Corbicula</i> sp.			
							Pgrm	180	Горизонт пестроцветных мергелей с
Е	Т	И	Nuz		500- 900	Узловская свита. Песчаники с просло- яками конгломератов с <i>Ioldia</i> sp.			
Ч	Н	О	Nar		750- 850	Артемьевская свита. Песчаники, глини- стыми бурого цвета с остатками ра-			
Н	А	Н	Nst		450	Черноморская свита. Делтриусовые няки с кораллами, пески, глины, гале-			
С	Л	О	Nsl		600	Слободская свита. Галечники и конгло- мераты слабосцементированные			