

Е.ХИЛЛС

ОЧЕРКИ
СТРУКТУРНОЙ
ГЕОЛОГИИ

Е. ХИЛЛС

ОЧЕРКИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Перевод с английского

Н. Е. ГАЛДИНА

Под редакцией и с предисловием

доктора геолого-минералогических наук

А. В. ПЭКА

И * Л

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва — 1954

OUTLINES OF
STRUCTURAL GEOLOGY

by

E. SHERBON HILLS

Methuen & Co. Ltd. London

1953

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге австралийского геолога Е. Хиллса кратко изложены все основные вопросы структурной геологии и некоторые гипотезы генезиса крупных структурных элементов Земли.

При этом в рамках весьма небольшой по объему работы дана объективная оценка результатов главнейших исследований, предпринятых за рубежом в последние годы; критически рассмотрены также применения этих методов к практике исследований в области структурной геологии.

В своей работе Е. Хиллс опирается на материалы обширной региональной литературы, используя выводы исследователей, проводивших работу в различных частях земного шара. Особое внимание автор обращает на исследования, предпринятые в районах со сложным геологическим строением (Альпы, Шотландия), и на работы по сравнительно слабо изученным и малоизвестным по литературе структурам австралийского материка.

Следует отметить, что автор весьма вдумчиво и с большой осторожностью разрабатывает круг вопросов, связанных с применением специальной терминологии.

Это обстоятельство имеет большое значение, поскольку в зарубежной и особенно в англо-американской геологической литературе существует разноречивость в толковании большинства структурных терминов.

Обычно, в спорных случаях, автор приводит различные варианты того или иного термина (со ссылкой на эквиваленты, применяемые немецкими и французскими геологами) и особо подчеркивает предпочтительный вариант. За редким исключением выбор термина автором оказывается удачным.

Е. Хиллс не претендует на исчерпывающее и детальное изложение методики исследований в таких специальных областях, как трещинная тектоника, тектоника интрузивных тел и петротектонический анализ, но дает в соответствующих главах книги отчетливое представление о характере данных, которые надлежит собирать и изучать в ходе полевых работ, и о принципах последующей капитальной обработки такого рода данных.

К числу достоинств книги следует отнести многочисленные ссылки на важнейшую современную зарубежную литературу,

позволяющие читателю более углубленно изучить различные вопросы структурной и региональной геологии.

Недостатком книги является отсутствие ссылок на советские исследования в области структурной геологии. Автору, видимо, остались неизвестны работы советских тектонистов, а в силу этого поневоле оказался суженным диапазон проблем, трактуемых в книге, не говоря уже о том, что незнание с советскими исследованиями отразилось на общем научном уровне работы Хиллса.

Редакция сочла необходимым дать краткие редакционные примечания в тех случаях, когда некоторые положения, развываемые автором, расходятся с воззрениями, принятыми в советской геологической науке. Такого рода примечания даны, в частности, к разделу „Дополнительные структуры складчатых пород“, где терминология автора отличается от терминологии, принятой подавляющим большинством советских геологов.

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

Основные принципы ряда областей структурной геологии существенно изменились в результате исследований и дискуссий, имевших место за последнее десятилетие. В некоторых областях, например в учении о механизме орогении, научная мысль продвинулась вперед, пожалуй, даже в большей степени, чем в области „тектоники течения“ (*tectonique d'écoulement*), которая является объектом многочисленных современных исследований европейских геологов. В силу явной несостоятельности ряда гипотез, которые ранее считались „устойчивыми“, представлялось бы разумным подвергнуть рассмотрению многие вопросы, пусть даже противоречивого характера. При этом хотелось бы избежать опасности внедрения косных понятий, которые не только не содействуют прогрессу в исследованиях, но и ограничивают круг наших представлений.

Издатели настоящей книги, работая над новым, пересмотренным изданием, воспользовались случаем включить в него понятия о некоторых тектонических гипотезах в той мере, в какой это казалось необходимым для понимания структурных особенностей. С другой стороны, глава о петротектонике была оставлена без изменения, несмотря на ее небольшой объем, причем основная задача этого раздела сводится лишь к тому, чтобы напомнить специалистам в области структурной геологии о возможности с успехом использовать микроскоп в своей работе.

Автор весьма благодарен за оказанную ему помощь всем своим коллегам и друзьям, которые участвовали в обсуждении этой книги; он должен принять на себя всю ответственность за высказывания других геологов, на работы которых имеются ссылки в тексте.

Мельбурнский университет.

16 апреля 1951 г.

НЕДИАСТРОФИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

1. ПЕРВИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД¹

Слоистость (стратификация). Одной из наиболее характерных особенностей осадочных пород является их залегание в виде слоев. Отдельные слои, разделенные *плоскостями напластования*, или *стратификации*, обычно несколько отличаются друг от друга благодаря различиям в составе, текстуре, твердости, вязкости или в окраске. *Пласт*, или *наслоение*, представляет собой слой, целиком состоящий из одинакового материала, однако в пределах последнего могут быть выделены дополнительно более тонкие слои, обладающие некоторыми различиями в структуре или других свойствах. Такие маломощные слои можно называть *прослойками*, если они имеют мощность не более 1—1,5 см, или *пропластками*, если они имеют несколько большую мощность. Породы вообще легко разделяются вдоль плоскостей слоистости, а в слоистых глинистых сланцах однородная ориентировка пластинчатых или столбчатых минералов параллельно этим плоскостям может привести к сланцеватости. Считают, что ориентировка этих минералов обусловлена их вращением во время гравитационного уплотнения первичных глинистых осадков и пластическим течением параллельно слоистости²; таким образом, сланцеватость не является первичной структурой, и рассланцованные породы следует отличать от тонкослоистых сланцев.

Определение верхней и нижней стороны пластов. В случае сильно нарушенных пород, особенно когда они часто встречаются в перевернутом залегании, весьма целесообразно прибегать к определению верхней и нижней поверхности пластов, что особенно важно при картировании. Известны много-

¹ Дополнительные общие сведения о первичных структурах можно найти в следующих работах: Twenhofel W. H., Treatise on sedimentation, London, 2nd ed., p. 603—756 (1932). Есть русский перевод: Твенхофел, Учение об образовании осадков, М., 1935. Andrée K., Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung, *Geol. Rundsch.*, 6, p. 351—397 (1916); Tyrrell G. W., Principles of petrology, London, 3rd ed., p. 196—202 (1934). Есть русский перевод: Тиррель Г. В., Основы петрологии, Гостехиздат, 1932.

² Lewis J. V., Fissility in shale and its relations to petroleum, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 35, p. 557—590 (1924).

численные признаки, позволяющие определить верхнюю и нижнюю сторону пластов осадочных пород, лавовых потоков и пирокластических пород, и, несомненно, будут также установлены и другие критерии¹. Ссылки на литературу, посвященную этому вопросу, будут неоднократно встречаться в тексте настоящей работы.

Постепенные переходы в осадках². Нередко имеют место постепенные изменения в вертикальном направлении в размере зерен, слагающих пласты, прослойки или пропластки. Переходы в пределах одного слоя, обычно от грубого материала внизу до тонкого материала вверх, обуславливают резкие переходы между тонким материалом кровли нижнего пласта и грубым материалом почвы вышележащего пласта. *Постепенно меняющееся наслоение*, как мы называем эти текстурные изменения, может являться результатом колебаний в размере частиц, доставляемых к месту отложения, что имеет место в ледниковых ленточных глинах; чаще, однако, такого рода наслоение возникает в морских осадках в результате раздельного отложения грубых и тонких частиц, первоначально смешанных в поверхностных течениях. Разделение на фракции может происходить в спокойных придонных водах из смешанного материала, приносимого поверхностными потоками³, и Бейли предположил, что такие потоки, обогащенные обломочным материалом, могут возникать в результате подводных землетрясений, приводящих к возникновению так называемых *приливных волн*, или *тсунами*⁴. С другой стороны, Кьюнен и Мильборини⁵ показали, что разделение на фракции наблюдается в мутных потоках; весьма вероятно, что серии морских осадков, в которых аргиллитовые песчаники (граувакки) обычно переходят в глинистые сланцы или аргиллиты, были отложены именно такими потоками.

Воды, содержащие взвешенный материал, способны течь вниз при незначительных уклонах дна бассейнов стоячих вод

¹ См. особенно Шрок Р., Последовательность в свитах слоистых пород, М., стр. 1—564 (1950).

² Термин *grading* нередко переводят как „ритмичность“ осадков, что, повидимому, неточно, так как переходы в пластах могут быть и неритмичными.—Прим. перев.

³ Разделение, свойственное осадкам, показывающим грубую рябь течения, дано в работе Wills L. J., The physiographical evolution of Britain, London, p. 119 (1929). Обычно этот тип не включается в „постепенно меняющееся наслоение“.

⁴ Bailey E. B., New light on sedimentation in relation to tectonics, *Geol. Mag.*, 66, p. 77—92 (1930); Sedimentation in relation to tectonics, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47, p. 1713—1726 (1936).

⁵ Kuenen Ph. H. and Migliorini C. I., Turbidity currents as a cause of graded bedding, *Journ. Geol.*, 58, p. 91—127 (1950).

вследствие сравнительно высокого удельного веса таких вод со взвешенным материалом. Потоки, отличающиеся высокой плотностью, обладают способностью переносить обломки, достигающие размера галек, повидимому, на значительные расстояния, причем эксперименты показывают, что конечные отложения являются отсортированными. Известно, что мутные потоки образуются в озерах и в других резервуарах при половодье, но можно предполагать, что они также образуются в значительных масштабах и в море главным



Фиг. 1. Постепенно меняющееся наслоение.

А—пласт сложного строения, показывающий постепенные переходы, с песчаным основанием, полосчатой зоной, содержащей рябь течения, и аргиллитовой кровлей.

В—мутный поток в водоеме, показывающий вторичные волны.

образом в результате сползания первоначально отложенных осадков. Образовавшиеся мутные потоки способны эродировать рыхлые осадки, что увеличивает их значение как агентов переноса.

Хотя было указано, что слоистость, связанная с потоками, и переслаивание осадков различной крупности возникают в разных условиях¹, обычный переход от глинистых песчаников к глинистым сланцам или аргиллитам в мощных слоистых толщах может быть осложнен наличием тонкополосчатой зоны между песчаным низом и глинистым верхом пластов; в этой зоне песчанистые прослои обнаруживают признаки слоистости, обусловленной потоками, а также волноприбойные знаки. Считают, что такие особенности, наблюдаемые в мощных ордовикских пластах Виктории², обусловлены вторичными изменениями или волнами в мутных потоках.

¹ Bailey E. B., op. cit. (1930, 1936).

² Hills E. S. and Thomas D. E., Fissuring in sandstones, *Journ. Geol.*, 40, p. 51—61 (1945).

При разумном применении анализ постепенно меняющегося наложения может быть весьма полезным для картирования¹, при этом, однако, следует отметить, что, поскольку иногда может иметь место обратный порядок переходов по сравнению с вышеописанными², надежные доказательства порядка отложения могут быть получены только на основании совпадающих результатов анализов целой серии тонкозернистого отсортированного материала.

Первоначальное падение. Первичное положение плоскостей слоистости обычно бывает приблизительно горизонтальным, однако косо слоистые отложения (см. стр. 11—13) и осадки, отложенные на наклонных поверхностях имеют первоначальное падение, которое они получают во время отложения, но не при позднейших нарушениях. Максимальный угол первоначального падения зависит от угла естественного откоса осадков при их отложении и может достигать 43° в случае отложения песка в спокойной воде; более тонкозернистые осадки характеризуются обычно меньшими углами естественного откоса³.

Накопления осадков со средними, до значительных, углами первоначального падения следует ожидать на крутых склонах любого происхождения, обычно вокруг коралловых рифов и вулканов, а также на эскарпах сбросов и на склонах погребенных возвышенностей (см. стр. 68—69, 86—87). В полевой работе всегда следует иметь в виду, что наблюдаемое падение может в действительности являться первоначальным падением, не связанным с последующими нарушениями или складчатостью. Первоначальное падение изменяется при уплотнении осадков и при движениях земной коры⁴, что также следует иметь в виду, делая выводы о первичных условиях отложения осадков.

Несогласное напластование. Слои в стратифицированных отложениях, образованные в спокойных условиях, располагаются параллельно друг другу и приблизительно горизонтально, за исключением отмеченных выше случаев. С другой стороны, в обломочном материале, который быстро отлагается из кон-

¹ О метаморфизме пластов с постепенными переходами см. Read H. H., *Dalradian rocks of the Banffshire Coast, Geol. Mag.*, 73, p. 468—476 (1936).

² Cooke H. C., *Anomalous grain relationship in the Caldwell quartzites of Thetford district, Quebec, Proc. and Trans. Roy. Soc. Canada, Sect. 4*, 25, p. 71—74 (1931).

³ Draper M. B. по Твенхофелю — Twenhofel W. H., *Treatise on sedimentation*, 2nd ed., p. 604, 605 (1932).

⁴ Wilson I. F., *Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 32, pt. 2, p. 1762—1807 (1948).

центрированных воздушных и водных потоков, плоскости слоистости часто наклонны под углом естественного откоса или образуют правильные волнообразные поверхности, представляющиеся в поперечном сечении сигмоидными кривыми; иногда они неправильно волнисты или наклонены. В таких отложениях плоскости слоистости второго порядка располагаются косо по отношению к главной плоскости, разделяющей более крупные элементы осадочной серии, и в подобных случаях говорят о несогласном напластовании¹. Термины *current bedding* (слоистость потоков), *cross-bedding* (косая слоистость), *false bedding* (ложная слоистость), *oblique bedding* (диагональная слоистость) и *inclined bedding* (наклонная слоистость) употребляются как синонимы для обозначения такой структуры, однако термин *слоистость потоков*, повидимому, следует предпочесть, когда идет речь об осадках, отложившихся из воды и обладающих волнистыми поверхностями слоистости. Другие типы несогласного напластования могут именоваться в соответствии со способом их происхождения, если таковой удастся установить, как разновидности косой слоистости, например: эоловая косая слоистость, дельтовая косая слоистость и т. д.

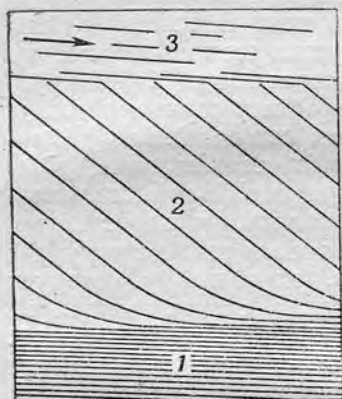
Несогласное напластование наблюдается в песчаных дюнах, барах, прибрежных отмелях, дельтах, речных, озерных и морских отложениях, подвергшихся действию умеренных или сильных течений, и проявляется также в незначительных масштабах в пластах со следами ряби².

В дельтах имеются три типа отложений: *покрывающие отложения*, *отложения передового склона* и *подстилающие отложения* (фиг. 2). Покрывающие отложения характеризуются незначительным первоначальным падением благодаря их отложению на склонах наземных частей дельт. Отложения передового склона, которые состоят из материала, сползающего с внешнего края дельты, имеют угол первоначального падения, равный углу естественного откоса данного материала. Подстилающие отложения, или *преддельтовые глины* (*pro-delta clays*), представляют собой тонкий обломочный материал, распространенный на дне моря или озера, в котором была образована дельта, и имеют незначительное первоначальное падение; они посте-

¹ Tyrrell G. W., The principles of petrology, London, 3rd ed., p. 198—199 (1934).

² По общим вопросам несогласного напластования см. Andersen S. A., The eskers and terraces in the basin of the river Susa, *Geol. Surv. Denmark*, 11 Raekke, 1931 (In English). Grabau A. W., Principles of stratigraphy, New York, 1st. ed., p. 701—706 (1913). Thompson W. O., Original structure of beachers, bars and dunes, *Bull. Geol. Soc. Am.* 48, p. 723—752 (1937). Twenhofel W. H., Treatise on sedimentation, London, 2nd ed., p. 618—623 (1932).

пенно сливаются с основанием толщи осадков передового склона, причем переход этот происходит по плавной кривой. Верхние части отложений передового склона или срезаются



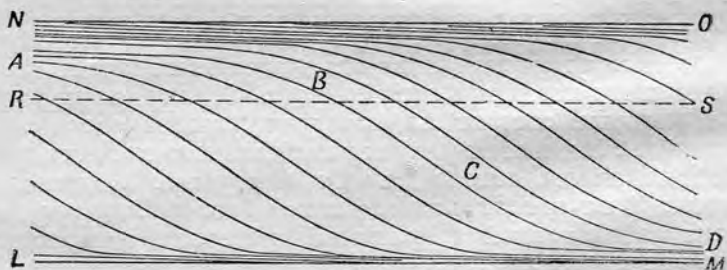
Фиг. 2. Продольный разрез дельтовых отложений.

Стрелка указывает направление поступления детритового материала, 1—подстилающие отложения; 2—отложения передового склона; 3—покрывающие отложения.

покрывающими отложениями, или сливаются с ними, образуя крутую пограничную кривую. В последнем случае плоскости напластования непрерывно прослеживаются от покрывающих отложений через отложения передового склона в подстилающие отложения и обнаруживают в продольном сечении двойной изгиб.

Отложение грубых осадков бурными потоками происходит в процессе „разгрузки“, как это имеет место на передовом склоне, но слоистость в этом случае обычно очень неправильная, причем покрывающие и подстилающие отложения находятся в подчиненном количестве или совершенно отсутствуют (*ко-сая слоистость бурных потоков*).

В более тонких осадках, отложенных из потоков, перегруженных обломочным материалом, плоскости слоистости сигмоидально изогнуты в соответствии с соотношениями между



Фиг. 3. Наслоение сложного строения с кровлей и почвой, состоящее из слоев, показывающих полную кривую косою слоистости *ABCD* (по Бейли).

Эрозия, почти одновременная отложению при размыве части пласта выше линии *RS*, привела к срезанию сохранившихся пропластков.

силой потока и нормой поступления обломочного материала в каждой точке (фиг. 3). Однако верхние части таких изогнутых поверхностей слоистости могут быть эродированы, если

сила потока возрастает или если поступление обломочного материала уменьшается, так что их верхние части срезаются при отложении следующего слоя. Поскольку такое срезывание может происходить только в верхней части пласта, мы получаем таким образом, аналогично случаю косой дельтовой слоистости, критерий для определения действительного порядка отложения осадочной серии, обладающей несогласным напластованием¹. Следует прежде всего стремиться обнаружить срезание наклонных прослоек, которое всегда находится в верхней части пласта; непоказательны явления среза невогнутых поверхностей слоистости, которые могут быть обращены как вверх, так и вниз (фиг. 3). Описание этого метода, применительно к практике полевых работ, дается в нижеуказанных работах².

В эоловом или дюнном напластовании отложения передового склона могут местами непосредственно переходить в покрывающие отложения без всякого искривления у основания. Такой характер напластования наблюдается в дюнах, которые наращивались как с наветренных, так и с подветренных склонов (табл. II, А) и имеет некоторое сходство с перевернутой дельтовой косой слоистостью. Неправильная расшифровка этого явления может привести к ошибкам при применении вышеуказанного правила.

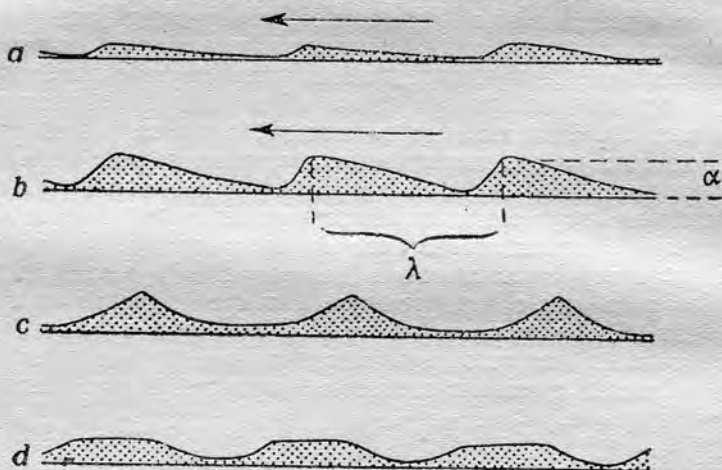
Рябь. Рябь³ образуется в осадках в результате движения воздуха или воды по не вполне затвердевшей поверхности слоев рыхлых отложений. Движения могут действовать либо продолжительное время в одном направлении (течения), либо иметь колебательный характер, причем колебательные движения вызываются волнами, высота которых больше глубины бассейна. На этом различии основаны простейшие подразделения видов ряби на рябь течений и волновую рябь. При описании ряби под амплитудой понимают величину возвышения гребня волны над соседней впадиной; длиной волны считается расстояние между соседними гребнями, индексом ряби — отношение длины волны к ее амплитуде (фиг. 4).

¹ Bailey E. B., New light on sedimentation and tectonics, *Geol. Mag.*, 67, p. 77—92 (1930).

² Vogt T., On the chronological order of deposition of the highland schists, *Geol. Mag.*, 67, p. 68—73 (1930). Bailey E. B., West highland tectonics, Loch Leven to Glen Roy, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 90, p. 462—525 (1934). Allison A., The Dalradian succession in Islay and Jura, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 89, p. 125—144 (1933). Merritt P. L., Seine-coutching problem, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 45, p. 333—374 (1934).

³ Хорошие обзоры литературы по современной и ископаемой ряби см. в следующих работах: Twenhofel W. H., Treatise on sedimentation, 2nd ed., p. 632—668 (1932). Также Bucher W. H., On ripples and related sedimentary surface forms and their palaeogeographic interpretation, *Am. Journ. Sci.*, 47, p. 149—210, 241—269 (1919).

Рябь течения имеет несимметричный характер и перемещается по направлению течения подобно миниатюрным песчаным дюнам, причем пологий склон обращен к направлению течения, а крутой склон — против течения. Хорошо выраженная рябь течений обладает резкими гребнями и закругленными впадинами. При возрастании скорости потока рябь течений стирается и поверхность осадков покрывается крупной волновой рябью, более или



Фиг. 4. Типы ряби в осадках.

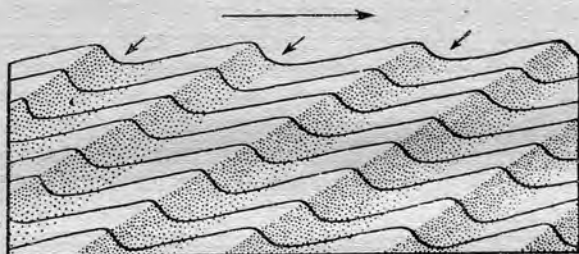
a—эоловая рябь течения; *b*—подводная рябь течения, заметна большая амплитуда относительно длины волны подводной ряби; *c*—волновая рябь, или рябь колебаний; *d*—волновая рябь с эродированными гребнями; λ —длина волны, α —амплитуда. Стрелка указывает направление течения.

менее симметричной, которая обычно не сохраняется в геологических разрезах. Эоловая рябь течений, развивающаяся в песках, перемещающихся под действием ветра, напоминает подводную рябь течений, но отличается от нее большей длиной волны относительно амплитуды¹ (фиг. 4). Однако нельзя сказать с уверенностью, что это различие имеет место всегда.

В водных бассейнах, настолько мелких, что даже наиболее их глубокие части подвергаются воздействию волн, вода над дном испытывает колебательные движения всякий раз, когда проходит волна, и на песке возникает устойчивая параллельная рябь с острыми гребнями, разделенными округлыми впадинами. Так как острые гребни четко выраженной волновой ряби легко отличимы от плавно закругленных донных частей впадин, то может быть легко определена верхняя поверхность

¹ Kindle E. M., Recent and fossil ripple-mark, *Geol. Surv. Canada, Mus. Bull.*, 25, p. 1—56 (1917).

пласта, обладающего рябью такого типа. Однако имеются примеры ряби и со сглаженными гребнями; в таком случае последней вообще нельзя пользоваться для определения кровли и почвы пластов. Такие примеры наблюдаются, например, в тех участках, где пески со следами ряби образуются в зоне действия морского прилива. В этом случае отливные волны при содействии ветра сглаживают острые гребни и в опрокинутых пластах такие сглаженные гребни можно принять за мелкие впадины (фиг. 4). Надежный путь определения в полевых условиях заключается в отыскании типичного примера, причем уже



Фиг. 5. Кажущаяся косая слоистость с псевдослоистостью, наклоненной в направлении, указанном маленькими стрелками, образованная в результате наложения слоев ряби течения.

Направление течения показано длинной стрелкой. Грубые частицы, сконцентрированные во впадинах ряби, обозначены точками.

одна система волновой ряби с острыми гребнями может представить надежное доказательство положения верхней части пласта. Аналогичные признаки может представить также хорошо выраженная рябь течения.

Осадки с рябью течения обычно обладают мелкой косой слоистостью, а в тех участках, где длина волны постоянна в различных прослойках, но гребни и впадины постепенно смещаются по направлению течения, образуется кажущаяся косая слоистость, падающая против течения. Картина становится более яркой в том случае, если происходит преимущественное отложение частиц различной крупности и формы во впадинах и на крутых склонах волн ряби, расположенных по течению (фиг. 5)¹.

Уплотнение и дифференциальная пластическая деформация изменяют форму и первоначальную структуру погребенной

¹ См. McKee E. D., Some types of bedding in the Colorado river delta, *Journ. Geol.*, 47, p. 64—81 (1939). Twenhofel W. H., op. cit. (1932). Аналогичные особенности волновой ряби упоминаются в работе Gilbert G. K., Ripple marks and cross bedding, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 10, p. 135—140 (1899).

ряби. Хотя это и может затруднить разбор первоначального рисунка, однако дает возможность проследить те внутренние движения, которым подвергались пласты, так как первоначальную форму ряби и связанной с ней косою слоистости в общем можно приблизительно оценить¹.

Следы дождя, падающих капель и града. Отпечатки, образованные на мягком иле действием дождевых капель, капель, падающих с деревьев, и отдельных градин при благоприятных условиях могут сохраняться на поверхности породы. Отпечатки капель, падающих с деревьев, и вертикально падающих капель дождя имеют округлую форму и окружены валиками одинаковой высоты. Однако дождевые капли обычно падают не вполне вертикально, поэтому они образуют отпечатки овоидной формы, имеющие приподнятые края, более высокие со стороны противоположной направлению дождя. Отпечатки градин имеют овоидную форму и более глубокие и менее правильные очертания по сравнению с дождевыми каплями. Верхняя часть пласта, содержащего окаменелые отпечатки, может быть определена поскольку все эти отпечатки имеют вогнутую форму на верхней поверхности пласта и выпуклую форму — на нижней поверхности вышележащего пласта.

Трещины усыхания (трещины сокращения). За редкими исключениями трещины усыхания образуются только в том случае, когда вязкие илистые осадки в течение достаточно продолжительного времени подвергаются воздействию сухого воздуха. Если затем потрескавшиеся илистые осадки снова быстро покрываются водой, содержащей взвешенный материал, или если они покрываются материалом, принесенным ветром, трещины выполняются осадками другого характера, что сохраняет их в легко распознаваемом виде. Суживание трещин книзу указывает на основание осадочной серии² (фиг. 6).

Включение окаменелостей. Расположение включенных окаменелостей может в некоторых случаях служить указанием на положение верхней стратиграфической поверхности пласта.

¹ McKee E. D., op. cit. (1939).

² Сводки литературы по трещинам усыхания и различным отпечаткам, бороздам, следам ползания (здесь рассматриваются только те из них, которые можно использовать в структурной полевой работе) см. в работах Twenhofel W. H., *Treatise on sedimentation*, London, 2nd ed., p. 669—692 (1932). Impressions made by Bubbles, Rain-drops and other agencies, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 32, p. 359—372 (1921); Kindle E. M., Some factors influencing the development of mud cracks, *Journ. Geol.*, 25, p. 135—144 (1917); Abel O., *Vorzeitliche Lebensspuren*, Jena (1935).

При решении этого вопроса можно использовать не только данные о форме существования организмов, как это имеет место в случае колониальных кораллов, верхние и нижние части которых легко распознаются и часто сохраняют положение первичного роста¹; некоторые сведения можно почерпнуть из характера перераспределения раковин. Так, выпукло-вогнутые раковины при действии течений и волн стремятся перевернуться так, чтобы их выпуклая поверхность была обращена кверху, поэтому в пределах ракушечной отмели, подвергшейся действию волн или сильных течений, подавляющее большинство раковин принимает такое положение. С другой стороны, в результате осаждения в спокойных водах раковины ложатся на дно в таком положении, при котором вогнутые поверхности обращены кверху, что необходимо иметь в виду при расшифровке залегания пластов, содержащих ископаемые ракушечные слои.

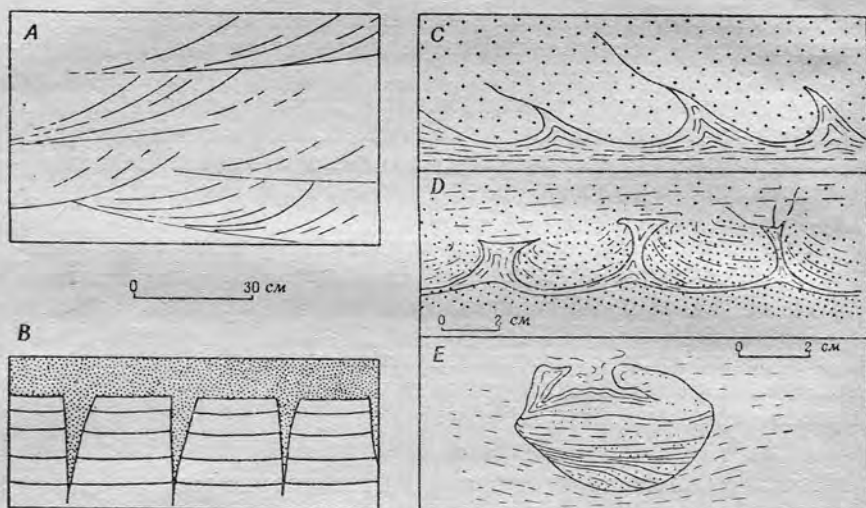
Было также отмечено, что внутренние отпечатки, образованные внедрением в раковины тонкого ила из окружающих осадков, не всегда развиваются полностью, а нередко могут лишь частично выполнять пустоты раковин. В таких случаях ровная верхняя поверхность неполных отпечатков параллельна первоначальной плоскости напластования и обращена в сторону верхней стратиграфической поверхности².

Почти одновременно образованные структуры. В случае залегания песчаника на пласте аргиллита в почве песчаника и в подстилающем пласте имеют место взаимные проникновения незначительных размеров с нарушением стратификации в обоих пластах (фиг. 6). Большой частью почва пласта песчаника приобретает выпуклые книзу лопасти с острогребенчатыми включениями аргиллитового материала в промежутках между ними, которые могут протягиваться в песчанике в виде прослоек на расстоянии 5—10 см. Такие структуры образуются благодаря выжиманию вверх более пластичного аргиллита в покрывающий его слой, в то время когда обе породы бывают еще в неуплотненном состоянии, причем часто обнаруживаются при общей асимметрии незначительные дифференциальные скольжения между пластами, не превышающие по размерам нескольких сантиметров (фиг. 6, C). Другие включения носят симметричный характер (фиг. 6, D) и напоминают

¹ Для общего знакомства с беспозвоночными см. Twenhofel W. H. and Shrock R. R., *Invertebrate palaeontology*, 2nd impr., New York (1935).

² Cullison J. S., *Origin of composite and incomplete internal moulds and their possible use as criteria of structure*, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 49, p. 981—988 (1938).

миниатюрные структуры, полученные экспериментально при имитации соляных куполов¹. Хеддинг² объяснял асимметричное строение лопастей почвы песчаника подводными оползнями, а Сорби³ и Ламонт⁴ описали аналогичные черты строения для одной из разновидностей ряби, называемой *антидюнной*. Однако, когда в структуру включаются последовательные плоскости стратификации, с уверенностью можно считать,



Фиг. 6. Критерии определения верхней поверхности осадков.

А—косая слоистость; В—трещины усыхания; С—базальная деформация песчаника с признаками более позднего скольжения; D—базальная деформация песчаника, показывающая внедрение сланца по гребням ряби; E—«псевдоконкреции» песчаника в глинистом сланце. Кровля пласта везде вверху.

что она возникла после отложения. Такие структуры были названы *отпечатками течения пластического осадка*, или

¹ Nettleton L. L., Fluid mechanics of salt domes, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 18, p. 1175 (1934). Dobrin M. B., Recreating geological history with models, *Journ. Appl. Phys.*, 10, p. 360—371.

² Hadding A., On subaqueous slides, *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 53, p. 377—393 (1931).

³ Sorby H. C., On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 64, p. 171—233 (1908).

⁴ Lamont A., Contemporaneous slumping and other problems at Bray series, ordovician and lower carboniferous horizons in County Dublin, *Proc. Roy. Irish Acad.*, 45, Sect. B., No. 1 (1938).

базальными деформациями песчаника¹. Некоторые разновидности шарообразных песчаников, или псевдоконкреций, имеют сходное происхождение. Они представляют собой обособленные песчаные катыши, расположенные сериями вдоль определенных горизонтов в глинистых сланцах или аргиллитах, причем каждый такой шар имеет округлое основание с завернутыми внутрь или наружу краями. Деформированная слоистость в песчанике и в окружающем глинистом сланце показывает, что песок погрузился в глину, в то время как последняя устремилась в промежутки между обособленными песчаными массами. При этом первоначально песок мог быть прослоем, вероятно, со следами ряби или неполной ряби в виде мелких линз. Примеры, наблюдаемые в ордовикских породах Виктории, и искусственные образования в зумпфах некоторых шахт подтверждают предположение Мекера и Энтена², что образование шарообразных тел имело место вскоре после отложения осадков.

С другой стороны, песчаные шары могут также встречаться в виде случайных скоплений в аргиллитах, в пластах, которые, несомненно, претерпели значительные смещения в пластическом состоянии как в результате пластического сползания, так и в результате выжимания под нагрузкой³.

Отпечатки течения (*flow casts*) и недеформированные псевдоконкрекции можно использовать для определения положения лицевой поверхности пласта, так как округленные поверхности в обоих случаях направлены книзу.

Указания на правильный порядок положения пластов также могут быть получены в местах местных несогласий, где гальки более древней породы находятся в виде включений в более молодой породе, и в местах развития каналов размыва (*scour channels*), которые приурочены к нижнему пласту и выполнены более молодыми осадками. Искривление пласта под гальками также можно использовать при расшифровке соответствующей структуры⁴. Об использовании вторичных структур, таких, как сланцеватость и складки волочения, будет сказано в следующих главах.

¹ Shrock R. R., Sequence in layered rocks, New York, p. 156 (1948). Hills E. S., The silurian rocks of the Studley Park district, *Proc. Roy. Soc. Vict.*, 53, p. 167—191 (1941). Hills E. S. and Thomas D. E., Fissuring in sandstones, *Econ. Geol.*, 40, p. 51—61 (1945).

² Macar P. et Antun P., Pseudo-nodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de l'Esling, *Bull. Soc. Géol. Belg.*, 73, No. 4, p. 121—149 (1950).

³ Kuenen P. H., Slumping in the carboniferous rocks of pembroke-shire, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 104, p. 365—385 (1949).

⁴ Collins W. H., The geology of the Gowganda mining division, *Mem. Geol. Surv. Canada*, No. 33, Pl. 3, Fig. 1, p. 84 (1913).

2. НЕДИАСТРОФИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Деформация пород не всегда является результатом непосредственного воздействия диастрофических сил¹. Неравномерное уплотнение, всплывающее действие движущегося льда, подводные оползни и оседания под действием силы тяжести также могут привести к образованию структур, сходных с диастрофическими структурами, причем недооценка этого может ввести в заблуждение полевого геолога.

Неравномерное уплотнение. Потеря воды осадками и более плотная упаковка частиц под действием веса вышележащих



Фиг. 7. Схематический разрез, иллюстрирующий развитие куполов над линзами песчаника и коралловыми рифами, обусловленное большим уплотнением глины. Масштаб произвольный.

пород приводит к значительному сокращению объема. В глинах это сокращение может достигать 75% или даже больше по отношению к первоначальному объему осадка², в песчанике и известняке оно значительно меньше, но Сорби привел для этого случая цифру, не превышающую 25%. Если в толще глины присутствуют линзовидные пластины материала, обладающего меньшей способностью к уплотнению, например песчаника или рифового известняка, то первоначальное положение плоскостей слоистости в глине изменяется в процессе уплотнения. Первоначально залегавшие горизонтально пластины глины приобретают наклон от линзовидных включений песчаников или рифов благодаря тому, что сокращение мощности определенной толщи глины залегающих в промежутках между линзами превышает сокращение такой же толщи глин, переслаивающихся с песком или известняком (фиг. 7).

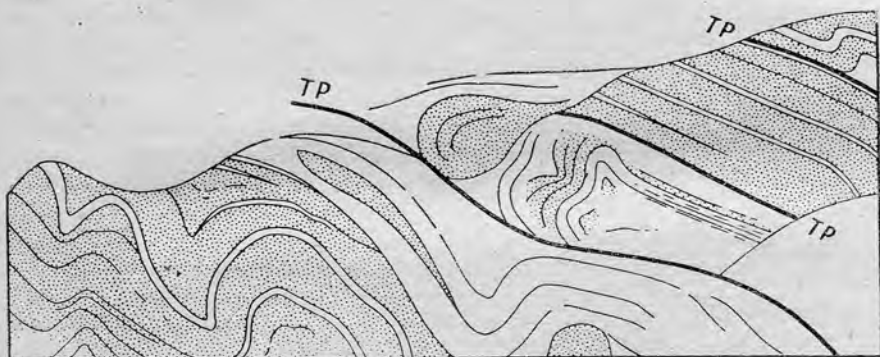
¹ Термин „диастрофизм“ обозначает процессы, связанные с главными деформациями земной коры, такими, как горообразование, поднятия и опускания или искривление блоков коры.

² Sorby H. C., On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 64, p. 171—233 (1908). Hedberg H. D., Gravitational compaction of clays and shales, *Am. Sci.*, Ser. 5, 31, p. 241—287 (1936) (с полным списком библиографии). Jones O. T., The compaction of muddy sediments, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 100, p. 137—160 (1944).

Сходный результат получается также и в том случае, если глины залегают на неровной поверхности. При этом более мощные отложения, приуроченные к впадинам, испытывают более значительное уплотнение по сравнению с менее мощными отложениями, залегающими над выпуклостями, в результате чего над выпуклыми частями образуются куполы, а в депрессиях — мутьды. Установлено, что подобные явления имеют большое значение в геологии нефти¹.

Ю

С



Фиг. 8. Верхнемеловые пески и глины, нарушенные в результате действия ледника в глинистых останцах Альберты (по Слейтеру); лед надвигался с севера на юг, длина разреза 50 м; TP — плоскость надвига.

Уплотнение осадков под действием веса мощной массы рифового известняка, как указывает Базер², может привести к образованию мутьд в пластах, залегающих в основании рифа.

Действие движущегося льда. Непрочные породы, залегающие ниже и впереди ледников,двигающихся по дну льдин или айсбергов, подвергаются под воздействием движущегося льда брекчированию, деформациям и смятию. Такие нарушения особенно характерны для ледниковых отложений, однако смятие может иметь место также и в более древних пластах, по которым движется ледник, если прочность их не слишком велика. Сигмоидально изогнутые поверхности надвигов и слож-

¹ Mehl M. G., The influence of differential compaction on the attitude of bedded rock, *Sci.*, 1, p. 520 (1920). Powers S., Reflected buried hills and their importance in petroleum geology, *Econ. Geol.*, 17, p. 233—359 (1922). См. также разрезы куполовидной складчатости, стр. 86—87.

² Bather R. A., Reef structures in Gotland, *Proc. Geol. Assoc. London.*, 25, p. 225—228 (1914).

ные складки, указывающие на высокую пластичность материала, обычно наблюдаются совместно в осадках, претерпевших действие ледника, так же как и в стратифицированных валунных глинах, отложенных отступающими ледниками (фиг. 8). Однако в последних эти структуры не являются исключительно результатом деформации, обусловленной действием льда, а частично унаследованы от обломочных образований, связанных с самими ледниками, в которых они постоянно присутствуют¹. Складчатость третичных бурых углей в Германии под действием плейстоценового континентального ледникового покрова представляет прекрасный пример ледниковой тектоники (фиг. 49, E)².

Подводные оползни и скольжения. Если осадки отлагаются на поверхности, имеющей наклон, близкий к углу их естественного откоса, они становятся неустойчивыми и способны соскальзывать с поверхности, на которой они отложились. Это может быть результатом устранения опоры, как, например, при понижении уровня воды в озере, в котором отлагались осадки, или при землетрясениях, или при потере устойчивости в связи с действием добавочного веса вновь отложенных осадков. Подводные оползни обычно наблюдаются на склонах, имеющих наклон более $10-15^\circ$, однако они могут также иметь место на склонах, наклон которых не превышает $2,5^\circ$ ³. Они обычны на эскарпах подводных сбросов, на континентальных склонах в пределах активных участков коры, в периферических частях подводных промоин и в дельтах.

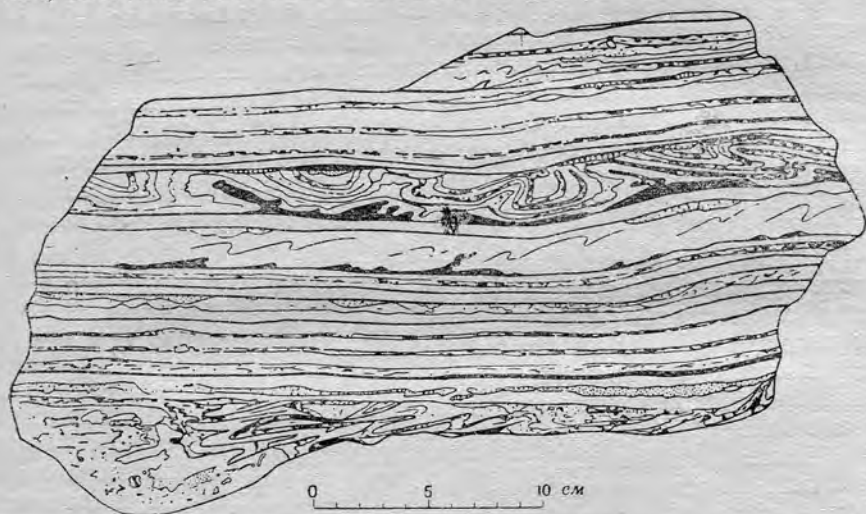
Скольжение может развиваться вдоль поверхности несогласия в основании неустойчивой осадочной толщи, однако чаще оно происходит по плоскостям слоистости в самой толще. Наиболее ясно распознаваемым структурным результатом при этом является сложная деформация сползшей массы неуплотненных, насыщенных водой пластов и частично уплотненного материала, деформирующегося несколько иначе. Неуплотненные верхние осадки обладают высокой пластичностью и подвергаются интенсивной внутренней складчатости, в то время как подстилающие, частично уплотненные пласты обнаруживают менее сложную складчатость, мелкие надвиги и, в некоторых случаях, брекчирование. В третичных породах Перу и

¹ Дополнительные сведения о ледниковой тектонике можно найти в следующих работах: Slater G., *Studies in glacial tectonics*, *Proc. Geol. Assoc. London*, 37, p. 392—400 (1926), там же, 38, p. 157—216 (1927). *Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Alberta*, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 38, p. 721—730 (1927).

² Klein G., *Die Deutsche Braunkohle-Industrie*, 1, Tl. I, Halle, 3 ed., S. 78 (1927).

³ Grabau, A. W., *Principles of stratigraphy*, 1st. ed., p. 780—785 (1913); Twenhofel W. H., *Treatise on sedimentation*, 2nd ed., p. 739—744 (1932).

Эквадора в толще осадков, мощностью порядка тысячи метров, происходило скольжение главным образом по пологим сбросам. Считают, что смещения вдоль этих сбросов достигали величины порядка 3—4 км и сопровождались образованием брекчий, сложных небольших складок и других структур¹.



Фиг. 9. Слоистость течения в образце ордовикского сланца из округа Гирван (по Гендерсону).

Смятие плоскостей стратификации в сложные складки в результате скольжения определяется термином *слоистость скольжения* (фиг. 9).

Масса осадков, сползших по ненарушенным осадкам, может быть позднее покрыта молодыми отложениями. Тогда сильно дислоцированные пласты будут находиться между ненарушенными пластами, и такие взаимоотношения известны под названием *внутриформационной складчатости*, или *смятия* (*corrugation*). В геологических разрезах известно много примеров такой складчатости. Например, в ордовикских породах Гирван и в породах киммерийского яруса Восточного Сатерленда встречаются замечательные брекции, связанные с пластами, обнаруживающими слоистость скольжения. Детальные исследования этих пород позволяют предполагать, что подводные

¹ Baldry R. A., Slip-planes and breccia zones in the tertiary rocks of Peru, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 94, p. 347—358 (1938); Brown B. B., On a theory of gravitational sliding applied to the tertiary of Ancon, Ecuador, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 94, p. 359—370 (1938).

нарушения, связанные со сбросами, вызвали подводное скольжение, в котором участвовали также и блоки уплотненных пород, в результате чего и образовались брекчии¹.

Однако Миллер² высказал сомнение в правильности объяснения других примеров внутриформационной складчатости как следствия сползания и указал на ряд других возможных причин этого явления: деформации под действием движущегося льда, таяния погребенных ледяных глыб, течения под действием силы тяжести, гидратации и вспучивания глины и тектонической деформации. Отсюда можно вывести, что объяснение структур сползания, особенно в сильно дислоцированных породах, является делом нелегким и соответствующие критерии должны быть тщательно проверены в процессе полевой работы³.

Некоторые аналогичные структуры, образованные в результате химических изменений, сопровождающихся увеличением или сокращением объема пород, таких, как отложения солей и известняка, называются *энтеролитными* (*enterolithic*)⁴.

В связи с развитием почти одновременных структур и оползней подчеркивалось возможное влияние тиксотропии осадков⁵.

Тиксотропная смесь осадка с водой при перемешивании или толчках переходит из состояния геля в состояние жидкости (золь) и вновь переходит в состояние геля в спокойных условиях. В серии различных осадков некоторые пласты могут быть как тиксотропными, так и нетиксотропными, что может обусловить брекчирование отдельных пластов в массе оползня.

¹ Henderson S. M. K., Ordovician submarine disturbances in the Girvan district, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 58, Pt. 2, p. 487–509 (1935); Bailey E. B. and Weir J., Submarine faulting in kimmeridgian times; East. Southerland, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 57, Pt. 2, p. 429–467.

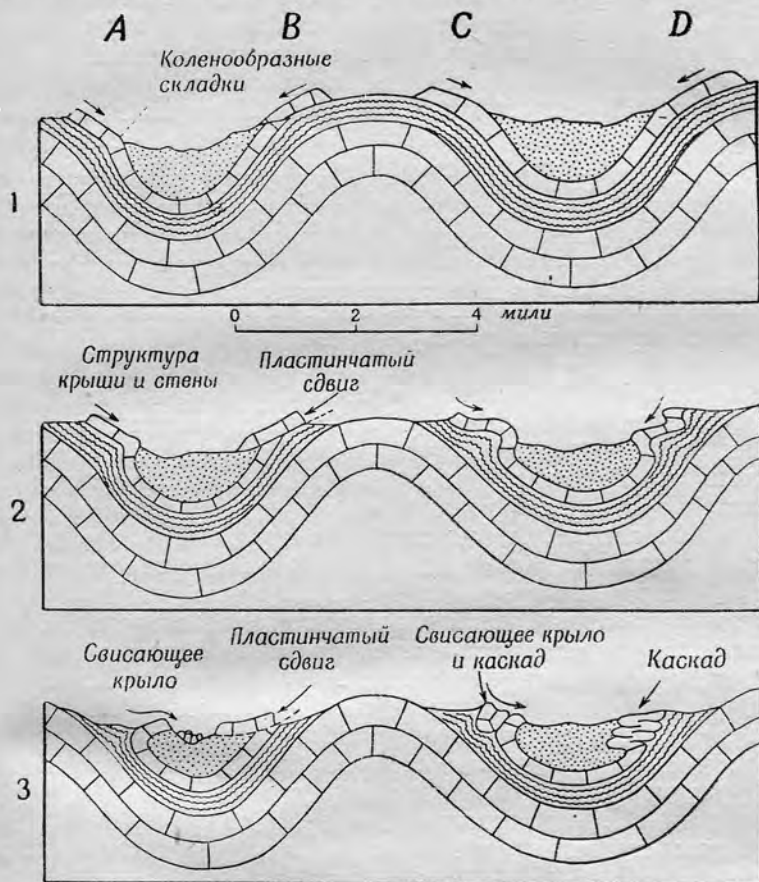
² Miller W. J., Intraformational corrugated rocks, *Journ. Geol.*, 30, p. 587–610 (1922).

³ См. Boswell P. G. H., The middle silurian rocks of North Wales, London, 1949; The tectonic problems of an area of Salopian rocks in North-Western Denbighshire, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 93, p. 284–321 (1937); Jones O. T., On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the ludlow period, *ibid.*, p. 241–283; The geology of the Colwyn Bay District; A study of submarine slumping during the Salopian period, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 95, p. 335–382 (1940). Обширная библиография, касающаяся нарушений в мягких породах, дана в работе Beets C., Miocene submarine distribution of strata in Northern Italy, *Journ. Geol.*, 54, p. 229–245 (1946). См. также Fairbridge R. W., Submarine slumping and location of oil bodies, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 30, p. 84–92 (1946); Rich J. L., Criteria for recognition of slope deposits. . . , *ibid.*, 34, p. 717–741 (1950).

⁴ Grabau A. W., Principles of stratigraphy, 1st ed., p. 756 et seq.

⁵ Boswell P. G. H., The thixotropy of certain sedimentary rocks, *Science Progress*, No. 143, p. 412–422 (1948).

Структуры гравитационного оседания. В юго-западном Иране структуры мезозойских и третичных осадков, смятых в складки во время третичной складчатости, объяснялись гра-



Фиг. 10. Структуры гравитационного оседания (по Гаррисону и Фалкону). 1, 2, 3 — последовательные стадии развития структур.

Вертикальный ряд А (А1, А2, А3)—структуры свисающего крыла; ряд В (В1, В2, В3)—пластинчатые надвиги; ряд С (С1, С2, С3)—свисающее крыло и каскад; ряд (D1, D2, D3)—каскад. Стрелки показывают направления скольжения пластин известняка по сланцу, обозначенному пунктиром. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

витационным оседанием крупных пластин известняка после удаления эрозией их основания. Такие структуры получили название *структур гравитационного оседания*¹ (фиг. 10). Когда

¹ Harrison J. V. and Falcon N. L., Collapse structures, *Geol. Mag.*, 71, p. 529—539 (1934); Gravity collapse structures and mountain ranges, as

гребень синусоидальной складки, образованной переслаивающимися известняками и сланцами, разрушается эрозией и пластины известняка начинают скользить вниз по сланцам, то в первую очередь в известняке образуются *коленообразные складки*. При дальнейшем соскальзывании возникает структура, напоминающая одну сторону дома с наклонной крышей и вертикальной стеной, называемой поэтому *структурой крыши и стены (roof and wall structure)*. *Каскадом (cascade)* называется группа дополнительных складок, развивающихся в известняке при резком оседании частей пластины по падению. *Сползшая пластина (slip sheet)* образуется в том случае, если слой ломается у основания и соскальзывает по падению. *Свисающее крыло (flap)* представляет часть пластины известняка, изогнутую в сторону от оси складки без излома. Оно залегает в опрокинутом положении на более молодых пластах в долине, прилегающей к антиклинальной структуре.

Гравитационное течение пород. Структуры гравитационного оседания, несмотря на их местное проявление и приуроченность к поверхности, служат иллюстрацией того факта, что сложные структуры могут развиваться в значительных масштабах при пластическом течении пород вниз по склонам поднятий и в прогибах. Бейн и де Терра показали также, что под действием гравитационного скольжения может возникнуть складчатость и в твердых породах¹. Однако некоторые авторы придают этому явлению гораздо более широкое значение и относят за счет процессов течения образование складок и сбросов складчатых поясов, предполагая, что процесс течения имел место или во время геосинклинального отложения, или в более позднюю стадию, наступившую после того, как осадки были приподняты вертикально действующими силами. Эти вопросы будут рассмотрены дополнительно в главе III.

В связи с гравитационным оседанием могут быть также упомянуты структуры, развивающиеся в результате обвалов, оползней и обрушений на рудниках².

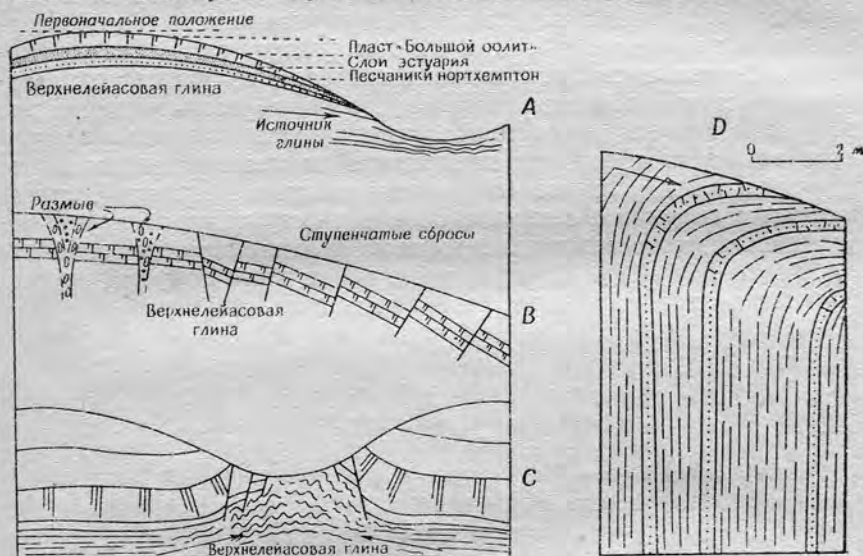
Геологическое значение поверхностных структур подчеркивалось Холлингсвортом и другими в работе, посвященной

exemplified in south-western Persia, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 92, p. 91—102 (1936); Lees G. M., The geology of the oilfield belt of Iran and Iraq, *Science Petrol.*, Oxford, p. 140—148 (1938).

¹ Bain G. W., Flowage folding, *Am. Journ. Sci.*, 22, p. 503—530 (1931); de Terra H., Structural features in gliding strata, *ibid.*, 21, p. 204—213 (1931).

² Sharpe C. F. S., Landslides and related phenomena, Columbia Univ. Press (1938); Heim A., Über Bergstürze, Zürich (1882); Bendel L., Ingenieurgeologie, Teil II, Vienna (1948).

железорудному полю Нортampton¹, где глины подстилают железные руды, известняк и другие породы. Более прочные пласты в результате подземной эрозии и течения глины по направлению к долинам образуют различные структуры, называемые *изгибами* (*camber*), *лощинами размыва* (*gullies*) и *ступенчатыми сбросами* (*dip-and-fault*), а выжимаемая глина течет в долину, в пределах которой покрывающие породы



Фиг. 11. Поверхностные структуры.

А, В, С—крупные поверхностные структуры в Нортamptonшире (по Холлингворту и др.). А—«изгиб» в пластах, покрывающих верхнелиасовые глины; В—долины размыва и «ступенчатые сбросы»; С—долины вздутия, образованные благодаря поднятию глины под речной долиной; D—оползни склонов в вертикально залегающих песчаниках и сланцах Стедли-Парк, Мельбурн.

были смыты, образуя *долинные вздутия* (*valley bulges*) (фиг. 11). Подобные структуры должны иметь гораздо более широкое распространение, чем это до сих пор предполагалось, так как признаки течения почвы и выветрелых пород вниз по склонам возвышенности (*оползни склонов возвышенностей*) (*hill creep*) наблюдаются повсеместно. Оползни склонов возвышенностей изменяют падение пород в поверхностной зоне, причем в мягких породах это изменение может распространяться

¹ Hollingworth S. E., Taylor J. H., Kellaway G. A., Large-scale superficial structures in the Northampton ironstone field, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 100, p. 1–44 (1944); Hollingworth S. E. and Taylor J. H., An outline of the geology of the Kettering district, *Proc. Geol. Assoc.*, 57, p. 204–233 (1946).

вниз на расстоянии нескольких метров. Поэтому измерение падения у поверхности теряет свое значение для пород, подвергшихся действию оползней.

Соляные куполы. В тех местах, где пласт каменной соли погребен под более древними осадками, соль стремится подниматься вверх вследствие своего низкого удельного веса, и в случае достаточной пластичности покрывающих пород внедряется в последние, образуя *штоки (plugs)* или *соляные куполы*. Сложные складки в каменной соли являются результатом течения, приводящего к куполообразному поднятию покрывающих осадков, сопровождающегося задираньем слоев вышележащих пород над внедряющейся массой. Действующие при этом силы являются гидростатическими, поэтому соляные куполы и связанные с ними особенности структуры могут образоваться независимо от диастрофизма (дальнейшие подробности см. на стр. 96—97). На площадях, подвергшихся складчатости, соляная тектоника может быть очень сложной.

Глава II

ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД; МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ДЕФОРМАЦИИ

1. НАПРЯЖЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИЯ

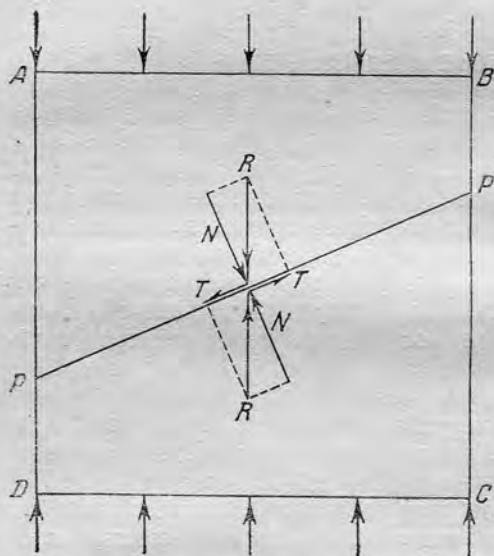
Если тело подвергается действию внешних сил, которые стремятся одновременно изменить его форму и (или) объем, то эти силы передаются через тело от частицы к частице, и им противодействуют внутренние силы сцепления частиц друг с другом. *Напряжение (stress)* характеризуется как сила, действующая на единицу площади в данной плоскости тела, а деформация¹ представляет собой изменение размера и формы тела в результате действия напряжения. Изменение формы называется *деформацией (disortion)*, а изменение объема *дилатацией (dilatation)*.

На любой плоскости внутри тела напряжение может быть разложено на нормальное напряжение, действующее под прямым углом к плоскости, и на тангенциальное или скалывающее, напряжение, действующее вдоль этой плоскости (фиг. 12). Если тело остается в покое под действием системы сил, то всегда можно наметить три взаимно перпендикулярные плоскости, пересекающиеся в данной точке таким образом, чтобы результирующее напряжение на любой из этих плоскостей было нормальным к плоскости. Три направления, вдоль которых эти плоскости пересекаются, называются *главными осями напряжения*, а напряжения, действующие вдоль осей,—*главными напряжениями* в данной точке. В общем случае, когда все эти напряжения различны по величине, одна из осей напряжения будет соответствовать тому направлению, в котором действует наибольшая составляющая напряжения в данной точке, другая ось—направлению наименьшего напряжения, а третья ось—среднему значению напряжения соответственно. Поэтому эти оси соответственно называются осями наибольшего, среднего и наименьшего напряжения. Разница между величинами наибольшего и наименьшего напряжения называется

¹ Термин *stress* переводится во всех случаях как „напряжение“, а термин *strain* как деформация. Термин же *stress* („одностороннее давление“), широко употребляемый в геологической литературе, соответствует понятию о „разности напряжений“ (*stress difference*), причем последняя, как указывает Е. С. Хиллс, может рассматриваться как „активный фактор деформации“; см. В. Белоусов, Основы геотектоники, М., 1948. — *Прим. перев.*

разностью напряжений (stress difference), которая может рассматриваться как активный фактор деформации в данной точке.

Представление о характере деформации однородного тела можно получить из рассмотрения формы частей этого тела до



Фиг. 12. В теле $ABCD$, находящемся под действием сжимающих усилий, общее напряжение R , действующее в какой-либо точке, лежащей в плоскости PP' , может быть разложено на тангенциальное, или скалывающее, напряжение T , действующее вдоль плоскости, и на нормальное напряжение N , действующее перпендикулярно к последней.

и после деформации, если эти части обладали первоначально правильной геометрической формой. Говорят, что тело претерпело *однородную деформацию*, если две части последнего, обладавшие до деформации подобной формой и ориентировкой, имеют форму и ориентировку, подобные первоначальной. Таким образом, прямые линии остаются прямыми линиями, параллельные линии сохраняют свою параллельность, а шар или сохраняет свою форму, претерпевая только расширение, или превращается в эллипсоид (фиг. 13). Неоднородные, или *гетерогенные деформации* (нем. *Umformung*), неудовлетворяющие этим условиям, могут рассматриваться как результат сложения однородных деформаций, действующих в пределах бесконечно малых частей тела.

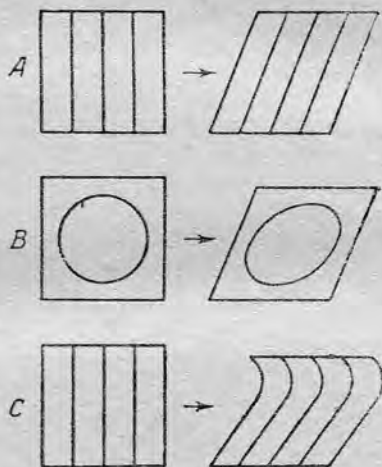
Деформация, пусть даже и неоднородная, может все же в большей или меньшей степени обнаруживать систематические изменения при переходе от одного пункта к другому, как это имеет место в случае синусоидальных складок. Действительно, различные типы складок отличаются друг от друга по характеру деформации, которую претерпели слоистые породы (см. главу IV). Деформации такого типа можно назвать координированными, хотя они и являются неоднородными.

Если сферическая часть однородного тела подвергается однородной деформации в пределах упругости, она может

сохранить свою форму эллипсоида вращения, причем два соответствующих диаметра остаются равными друг другу, а третий — удлиняется или укорачивается; или каждый диаметр может измениться по отношению к другому, в результате чего образуется трехосный эллипсоид, главные оси которого, обозначаемые как A , B и C , называются соответственно наибольшей, средней и наименьшей.

Эллипсоид, образующийся из первоначально сферической части однородного тела, подвергнувшегося однородной деформации в пределах упругости, называется *эллипсоидом деформации*. В таком теле главные оси напряжения соответственно параллельны во всех точках, как и главные оси деформации, однако оси деформации и напряжения не обязательно параллельны друг другу. При неоднородных деформациях ориентировка главных осей напряжения и деформации в разных точках различна. В экспериментах приблизительные представления об ориентировке осей деформации часто можно получить, наблюдая изменение формы различных фигур, нарисованных на испытываемом образце до деформации¹, а для изучения упругой деформации прозрачных материалов используют фотоупругие свойства, то есть возникновение оптической анизотропии в деформированных изотропных веществах².

Если главные оси напряжения и деформации параллельны друг другу и остаются таковыми в процессе деформации, последняя называется *чистой*, или *невращательной*, *деформацией*, но если оси деформации вращаются, последняя называется *вращательной*. При прямом сжатии и растяжении деформация является неувращательной, однако действие скалы-



Фиг. 13. Типы деформации.

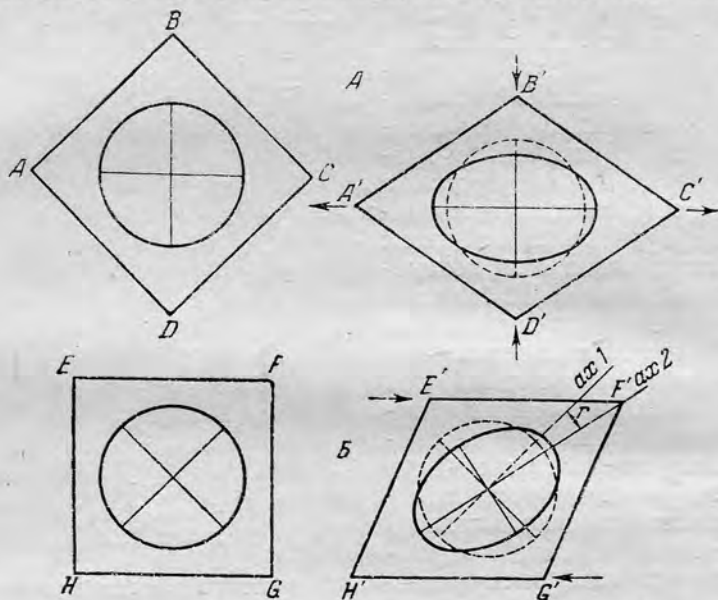
A — однородная деформация: квадрат превращается в ромб, а прямые параллельные линии остаются прямыми и параллельными; B — однородная деформация: квадрат превращается в ромб, а круг — в эллипс; C — неоднородная деформация: квадрат превращается в неправильную геометрическую фигуру, а прямые линии искривляются.

¹ Sander B., Gefügekunde der Gesteine, Vienna, S. 29—46 (1930); Riedel W., Das Aufquellen geologischer Schmelzmassen als plastischer Formänderungsvorgang, N. J. B., für. Min., etc., Beil. 62B, S. 151—170 (1929).

² Nádai A., Plasticity, New York, Ch. 37 (1931).

вающей пары сил вызывает вращение осей деформации в статических телах, претерпевших упругую деформацию¹ (фиг. 14).

Если для изучения деформации тел за пределом упругости используются нанесенные на них рисунки, то следует иметь в



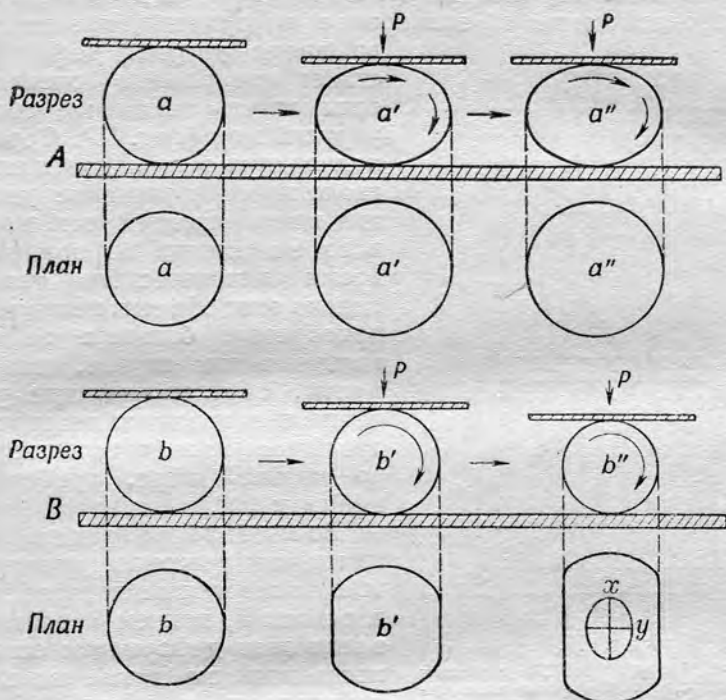
Фиг. 14. Невращательная и вращательная деформация.

Квадраты $ABCD$ и $EFGH$ представляют собой проволочные сетки, натянутые на рамках из шарнирно скрепленных стержней (модель проволочной сетки Лизса). A —невращательная деформация. Квадрат $ABCD$ укорачивается по BD и удлиняется по AC . Окружность, начерченная на проволочной сетке, превращается в эллипс, большая и малая оси которого не вращаются в процессе деформации; B —вращательная деформация. Квадрат деформируется таким образом, что EH поворачивается вокруг точки H в положение $E'H'$, а FG —поворачивается вокруг G в положение $F'G'$; окружность превращается в эллипс, большая и малая оси которого вращаются в процессе деформации; большая ось поворачивается из положения $ax1$ в положение $ax2$ на угол r .

виду, что форма, приобретенная после деформации первоначально сферическим объектом, таким, например, как галька в породе, отнюдь не соответствует эллипсоиду деформации; последний представляет только упругую деформацию. Наибольшие возможные различия между главными осями деформации, которые могут быть получены в данном материале, соответствуют пределу упругости, однако гальки могут деформироваться и далее путем пластического течения (см. ниже). Формы, приобретаемые нарисованными фигурами или другими структур-

¹ Для демонстрации упругой деформации может быть использован куб из мягкой резины, сжатый с двух сторон досками, причем на их противоположных сторонах наносятся фигуры в виде окружностей.

ными элементами на пластически деформированных телах позволяют определить оси максимального удлинения и укорочения при средней оси, расположенной под прямым углом к плоскости



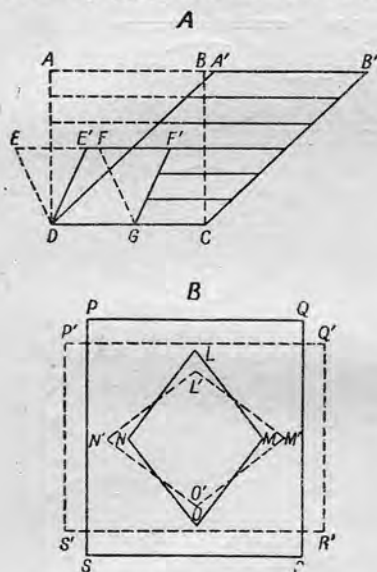
Ф и г. 15

А. a —резиновый шар, свободно покоящийся на горизонтальной плоскости. a' и a'' —этот же шар, подвергшийся действию сжимающего усилия при одно-временном качании вправо. Если давление P постоянно, шар сохраняет при вращении свою форму. Пренебрегая сплющиванием шара в верхней и нижней частях, форму шара, как это видно из схем a' и a'' , можно принять за соответствующий эллипсоид деформации.

В. Если шар из пластического материала подвергается аналогичной деформации, форма его изменяется из b в b'' . Представляется, что эта деформация характеризуется в поперечном сечении эллипсоидом деформации с осями x и y . В действительности эллипсоид деформации и в данном случае в пределах упругой деформации сохраняет то же положение, что и в случае резинового шара.

этих двух осей. Эти оси можно непосредственно наблюдать в поле, а поэтому может быть полезным введение понятия об эллипсоиде, главными осями которого служили бы упомянутые выше оси, как об *эллипсоиде формы* (*form ellipsoid*). При невращательной деформации главные оси эллипсоида формы и эллипсоида деформации совпадают, однако если, например, сферические гальки подвергаются пластической деформации и имеют возможность вращаться подобно шару пластического

материала, раскатываемого с помощью руки (как это имеет место в зонах интенсивного скалывания), они приобретают удлинение, ориентированное перпендикулярно к направлению раскатывания. То, что такие гальки могли бы дать лишь ложное представление об эллипсоиде деформации, возникающем



Фиг. 16.

А. Сдвиг. Квадрат $ABCD$ переходит в ромб $A'B'C'D'$, причем прямые линии, параллельные CD , перемещаются параллельно этому направлению. Ромб $EFDG$ после деформации превращается в конгруэнтный ромб $E'F'D'G'$, причем тупые и острые углы меняются местами.

В. Чистый сдвиг. Прямоугольник $PQRS$ переходит в прямоугольник $P'Q'R'S'$; ромб $L'MON$ после деформации переходит в конгруэнтный ромб $L'M'O'N'$, причем тупые и острые углы взаимно меняются местами.

во время упругой деформации, станет совершенно очевидным, если катать таким же образом упругий шар (фиг. 15). Ферберн¹ подчеркнул возможное и важное геологическое значение удлинения вдоль средней оси трехосного эллипсоида деформации во время пластического течения, однако этот эффект, повидимому, приобретает большое значение только в том случае, если элементы, обуславливающие удлинение, претерпевают поворот под давлением на значительный угол, по крайней мере, приближающийся к 90° .

Во многих примерах деформации пород движения происходят по приблизительно параллельным плоскостям, причем средняя ось эллипсоида деформации остается постоянной по длине во время деформации (*плоская деформация*). Решение вопроса можно таким образом упростить, рассматривая деформацию только в этих параллельных плоскостях. Последние содержат наибольшую и наименьшую оси деформации, поперечное сечение эллипсоида

деформации в этой плоскости называется *эллипсом деформации*.

Из вышеприведенных рассуждений можно вывести, что применение эллипсоида деформации и эллипса деформации теоретически должно ограничиваться областью рассмотрения упругих деформаций. Однако практически оказывается, что последние могут дать также воображаемую картину деформации пред-

¹ Fairbairn H. W., Elongation in deformed rocks, *Journ. Geol.*, 44, p. 670—680 (1936).

шествовавшей пластической деформации, которая в значительной степени определяет структуры, развивающиеся во время ранних стадий пластического течения. Поэтому условная интерпретация основных структур, развивающихся на рассматриваемой площади (см., например, трещины, стр. 101), и микроскопических структур, наблюдаемых при детальном изучении (см. главу VII), основана на представлении об эллипсоиде деформации, которым мы будем пользоваться и в настоящей книге. При этом, конечно, следует всегда иметь в виду различие между эллипсоидом формы и эллипсоидом деформации.

Однородная деформация, заключающаяся главным образом в движении относительно некоторых осей, при котором все линии, параллельные этим осям, остаются прямыми, называется *сдвигом* и является вращательной деформацией (фиг. 16). При простом сдвиге мысленно выделенный в теле ромб после деформации превращается в конгруэнтный ромб. Углы ромба взаимно изменяются таким образом, что тупой до искривления угол после искривления становится острым, и наоборот¹.

При *чистом сдвиге* тело удлиняется в одном направлении и укорачивается под прямым углом к этому направлению. На фиг. 14 можно видеть, что и в данном случае ромб переходит после деформации в конгруэнтный ромб, причем взаимно изменяют свое положение тупой и острый углы, но при чистом сдвиге не наблюдается вращения осей деформации. В том случае, если первоначальное положение тела неизвестно, нельзя определить, имело ли место вращение осей, так что во многих геологических примерах установить различие между вращательными и невращательными деформациями невозможно.

2. УПРУГОСТЬ, ПЛАСТИЧНОСТЬ И ОБРАЗОВАНИЕ ТРЕЩИН

Различные материалы значительно отличаются друг от друга по характеру реакций на действие напряжений, и горные породы представляют собой в этом смысле материалы с особенно широким диапазоном свойств от поликристаллических веществ, подобных граниту, до свежееотложенных водноосадочных смесей. Многие классические положения о соотношениях напряжений и деформаций применимы к макроскопически однородным твердым телам, таким, как металлы, и, несмотря на то что эти положения требуют значительного изменения при применении их к горным породам, они могут служить основанием при рассмотрении этих вопросов. В общем случае деформации твердого тела при непрерывно возрастающей разности напряжений прежде всего наблюдается стадия, во время кото-

¹ N à d a i A., Plasticity, p. 299 (1931).

рой в случае снятия напряжения тело принимает первоначальную форму. Во время этой стадии тело обладает *упругостью* и деформация остается пропорциональной напряжению (закон Гука). При возрастании разности напряжений возникают остаточные деформации и тело, хотя его сплошность еще не нарушается, теряет способность принимать первоначальную форму при снятии напряжения. Величина разности напряжений в момент возникновения остаточных деформаций называется *пределом упругости*, причем деформация, имеющая место после достижения этого предела, осуществляется путем *пластического течения* (*plastic flow*).

Однако пластическая деформация не может продолжаться неопределенно долгое время, так как при возрастании деформации, которое в некоторых случаях может и не сопровождаться возрастанием разности напряжений, сплошность тела в конечном счете нарушается, возникают трещины, и тело разделяется ими на отдельные части. Величина разности напряжений, необходимая для образования трещин, называется *временным сопротивлением материала* (*ultimate strength*).

Хрупкость и вязкость. Твердые тела могут быть разделены на *хрупкие* и *вязкие* на основании величины пластической деформации, предшествующей разрушению. В хрупких веществах величина пластической деформации незначительна, в вязких же веществах последняя довольно значительна. Не только различные вещества обнаруживают значительные колебания в этом отношении, но даже один и тот же материал может обладать различными свойствами при различных условиях напряжения. Так, нечистая отливка цинка обладает вязкостью при сжатии, но не при растяжении. Далее, для большинства хрупких веществ временное сопротивление при сжатии больше, чем при растяжении, и имеет какую-то третью величину при скручивании.

Для геологов имеет большое значение влияние высокой температуры и давления на физические свойства пород, так же как и влияние времени, в течение которого действовала разность напряжений.

Влияние окружающей среды. Хорошо известно, что свойства материалов меняются при изменении физических условий окружающей среды, особенно при изменениях температуры и давления. Полевые наблюдения показывают, что породы, являющиеся хрупкими на поверхности земли, обладают способностью к пластическому течению, особенно в пределах поясов интенсивной складчатости и метаморфизма, где последние подвергаются действию высокого давления, скалывающих напряжений

и высокой температуры. Классические эксперименты Адамса¹ показали также, что мрамор может быть деформирован пластично при давлении около 10 000 атмосфер и что пластичность возрастает при температуре свыше 300°С. Однако позднее Григгс показал², что прочность известняка Золенгофен увеличивается на 600% при давлении, эквивалентном глубине в земной коре в 35 км. На этом основании, учитывая также, что фактически в природных условиях известняк приобретает пластичность при менее значительных напряжениях, можно предполагать, что некоторые дополнительные факторы влияют на понижение прочности в геологических условиях и что эксперименты прямо указывают на недостаточность действия только повышенной температуры при возникновении пластичности в известняках. С другой стороны, сложные силикатные породы при температурах, приближающихся к точке плавления, несомненно проявляют тенденцию к пластическому течению, так как известно, что такие породы постепенно становятся более мягкими перед расплавлением. Дальнейшие эксперименты показывают также, что известняк и гипс в условиях деформации, благоприятных для перекристаллизации, как это имеет место при наличии растворителя, например воды, текут при напряжениях ниже предела упругости. Это явление известно как *ползучесть* и проявляется также в свинце³. Условия, благоприятные для возникновения ползучести в горных породах, появляются в том случае, если материал обладает способностью к перекристаллизации, как, например, в случае алебаstra, погруженного в собственный насыщенный водный раствор, причем существенным фактором является ионная подвижность, достаточная для непрерывной перекристаллизации. Такие условия, повидимому, имеют место в сильно метаморфизованных и перекристаллизованных породах. Потенциальные пустоты, подобные швам растяжения, выполнены вторичными минералами даже в неизмененных породах, поэтому наиболее вероятно, что количество воды, достаточное для некоторой перекристаллизации, всегда имеется, хотя при низких температурах последняя должна протекать очень медленно. Такое явление, как ползучесть, а также изгиб мраморных плит, например надгробных плит, под действием их собственного веса позволяют предполагать, что породы могут деформироваться путем тече-

¹ Adams F. D. and Coker E. D., The flow of marble, *Am. Journ. Sci.*, 29, p. 465—485 (1910).

² Griggs D. T., Deformation of rocks under high confining pressure, *Journ. Geol.*, 44, p. 541—577 (1936).

³ Griggs D. T., Creep of rocks, *Journ. Geol.*, 47, p. 225—251 (1939); Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51, p. 1001—1034 (1940).

ния под действием очень незначительных напряжений, если последние действовали в течение достаточно продолжительного времени. Однако постоянство основных топографических форм на Земле указывает на то, что породы земной коры обладают некоторым конечным значением прочности, по крайней мере близ поверхности. На глубине условия очень сложны и благоприятны для течения, поэтому можно признать целесообразным практическое разделение тектоники на поверхностную и глубинную. В области поверхностной тектоники породы реагируют на напряжения приблизительно аналогично тому, как это наблюдается при их лабораторных испытаниях, с той оговоркой, что не вполне окаменелые осадки испытывают деформацию, свойственную мягким породам. В области глубинной тектоники все породы в большей или меньшей степени обладают способностью к пластическому течению, хотя в них могут возникнуть трещины при действии значительного по величине и быстро приложенного напряжения.

Механизм пластического течения¹. Пластичность может быть описана как свойство некоторых тел претерпевать остаточные деформации без разрушения их внутренней связности. Пластичность, таким образом, зависит от способности материала к непрерывному восстановлению связи между смещенными частями, в силу чего они не распадаются с образованием трещин при дальнейшей деформации.

Вязкость обусловлена различными причинами в разных типах пластических материалов, как, например, в пластической глине или в кристаллическом веществе. В последнем случае пластическая деформация заключается в относительном вращении частей пространственной решетки отдельных кристаллов путем двойникования, скольжения частей решетки вдоль „плоскостей скольжения“ и вращения зерен относительно друг друга. Эти движения сопровождаются упругими деформациями частей кристаллических решеток, зажатых между соседними зернами². Двойникование зерен кальцита в мраморе, претерпевшем

¹ Дополнительные сведения можно найти в следующих работах: Nàdai A., *Plasticity*, New York (1931) (разбирается применимость теории пластической деформации в геологии); First report on viscosity and plasticity, *Verh. d. Konink. Akad. v. Wetenschappen te Amsterdam, Afd. Natuurk.*, Deel XV, No. 3 (1935); Newman F. H. and Searle V. H. L., *The general properties of matter*, London (1928); Jeffries Z. and Archer R. S., *Sci. Metals*, New York (1924); Houwink R., *Elasticity, plasticity and structure of matter*, Cambridge (1937). Много сведений о пластичности, связанной в особенности с соляными и гипсовыми отложениями, можно найти в следующих работах: Symposium on salt domes, *Journ. Inst. Pet. Technol.*, London, 17 (1931); and *Sci. Petrol.*, Oxford Univ. Press, 1 (1938).

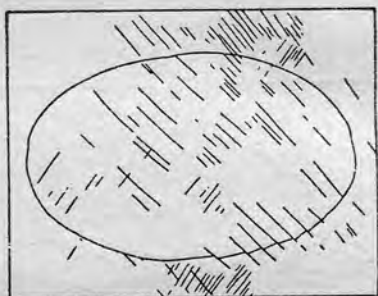
² Прекрасную сводку представляет работа Houwink R., *Elasticity, plasticity and structure of matter*, Cambridge, Ch. 5 (1937).

динамометаморфизм, представляет хороший пример вращения решетки в процессе пластического течения¹.

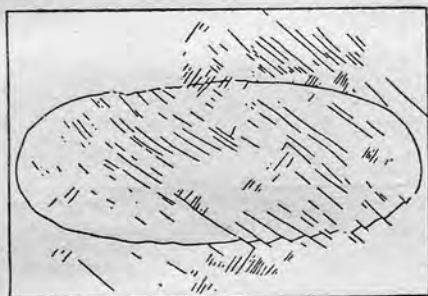
С другой стороны, в глинах пластические свойства зависят от присутствия неорганического коллоидного материала, а также от капиллярных сил, создаваемых водой в промежутках между зернами чешуйчатых минералов². В случае незначительной влажности вязкость, вероятно, обуславливается силами химического характера, проявляемыми активными атомами или группами атомов³. Однако в случае высокой влажности сцепление частиц обусловлено в основном поверхностным натяжением. При высыхании глина теряет пластические свойства, и аналогично этому при сжатии выжимание воды приводит к потере пластичности.

Плоскости скалывания при пластическом течении.

В наглядных экспериментах Г. Клооса⁴, посвященных механизму пластического течения в глине, слой мокрой глины достаточной прочности, верхняя поверхность которого была покрыта мелкими кругами, помещался на пластинку с проволочной сеткой, лежащую на столе. Затем сетка вытягивалась в диагональном направлении, в результате чего возникало сокращение под прямым углом к направлению растяжения, так что глина претерпевала деформацию чистого сдвига. Круги превращались в



1



2

Фиг. 17. Две стадии деформации круга, начерченного на глине, подвергшейся действию чистого сдвига (по Клоосу). Заметны две серии пересекающихся плоскостей скалывания.

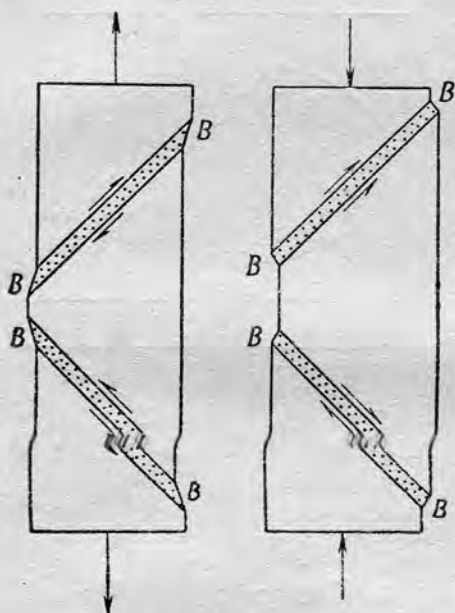
¹ Дальнейший разбор этого вопроса приведен в главе VII.

² Terzaghi C., Principles of soil mechanics, *Eng. News Record*, 95 (1925); Houwink R., Elasticity, plasticity and structure of matter, Cambridge, Ch. 12 (1937).

³ Hardy F., Cohesion in colloidal soils, *Journ. Agric. Sci.*, 15, p. 420—433 (1925).

⁴ Cloos H., Zur Experimentellen Tektonik, *Naturwiss. Jhg.* 18, Hft. 34, S. 741—747 (1930); *Ibid.*, Jhg. 19, Hft. 11, S. 242—247 (1931); Fliessen und Brechen in der Erdkruste und im geologischen Experiment, *Plastische Massen*, Hft. 1 (1931).

эллипсы с короткой осью—параллельно направлению сжатия. Тщательное исследование поверхности глины, преимущественно при косом освещении, показало, что эллипсы были образованы из кругов в результате дифференциальных смещений



Фиг. 18. Образование фигур растяжения и сжатия (по Надаи). *BB* — полосы скольжения; стрелки показывают направление движения вдоль полосок. Появление светлых и темных полос на поверхности обусловлено переменными углами отражения световых лучей, падающих на поверхность.

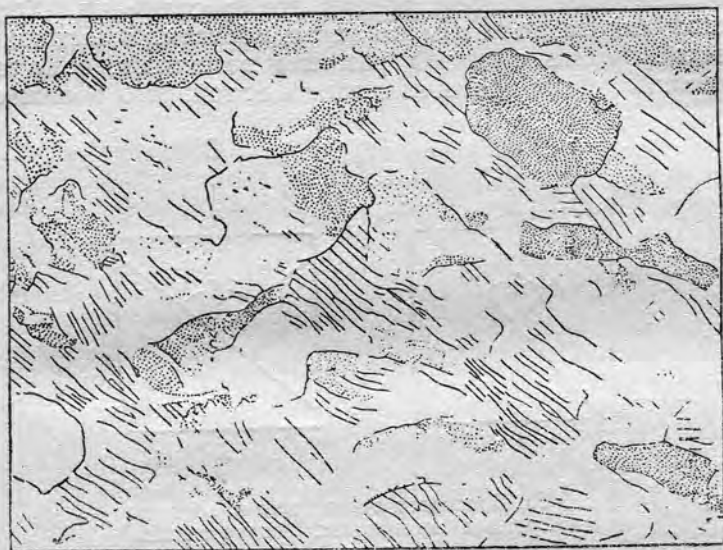
тонких слоев глины относительно друг друга вдоль разделяющих их плоскостей. Эти плоскости называются *плоскостями скольжения* (*slip planes*), или *плоскостями скалывания* (*shearing planes*), они располагаются в виде двух вертикальных серий, пересекающихся приблизительно под прямым углом и расположенных под углом около 45° к направлениям удлинения и сжатия (фиг. 17). Поэтому пересечения плоскостей соответствовали средней оси деформации, и это соотношение, имеющее общее применение, помогает при расшифровке многих геологических структур.

В кристаллических материалах, подобных мягкой стали, соотношения между плоскостями скольжения и деформацией зерен могут непосредственно наблюдаться. Полированные образцы стали, подвергнутые растяжению или сжатию с

превышением временного сопротивления, при применении специальных методов освещения показывают рисунок темных и светлых полос, называемых *линиями Людерса*, или *полосами скольжения*¹ (*slip bands*). Подобно плоскостям скольжения в глинe эти полосы скольжения пересекаются в средней оси эллипсоида деформации в случае трехосного эллипсоида, а углы между ними делятся пополам наибольшей и наименьшей осями деформации, с которыми они образуют угол, близкий к 45° .

¹ Nádai A., Plasticity, New York, Ch. 16 (1931); Turner T. H. and Jevons J. D., The detection of strain in mild steels, *Journ. Iron and Steel Inst.*, 3, p. 169—189 (1925) (с многочисленными ссылками).

Они представляют собой зоны максимальной деформации зерен стали и располагаются в промежутках между менее интенсивно деформированными частями, которые проскальзывали относительно друг друга параллельно полоскам скольжения (фиг. 18).



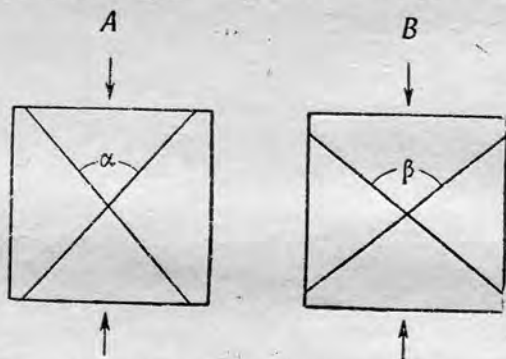
Фиг. 19. Микрофотография каймы линий Людера, возникших на полированной поверхности мягкой стали сразу после достижения предела упругости (по Надаи). Заметна тенденция полосок скольжения, которые маркируют пересечение плоскостей скольжения в отдельных кристаллах с поверхностью образца, ориентироваться параллельно определенному направлению. Заметно также вращение зерен, причем некоторые зерна кажутся темными, а другие — светлыми.

Под микроскопом можно видеть (фиг. 19), что плоскости трансляции и двойникования в сильно деформированных зернах в пределах полосок скольжения показывают заметную параллельную ориентировку¹. Такая предпочтительная ориентировка элементов кристаллической структуры в деформированных породах уже подверглась ранее детальному изучению (см. главу VII).

Трещины. Поскольку движения различных частей тела во время пластического течения локализуются вдоль плоскостей скольжения, вполне естественно ожидать, что возникающие

¹ Григгс отметил аналогичную ориентировку двойниковых плоскостей в экспериментально деформированном мраморе; см. *Journ. Geol.*, 44, p. 541—547 (1936).

в конечном счете трещины также будут приурочены к этим плоскостям. Это действительно имеет место во многих вязких материалах, но разрывы также могут возникать при растяжении материала по плоскостям, расположенным под прямым углом к оси максимальной деформации при растяжении. Хрупкие вещества разрушаются именно таким образом. В вышеописанном эксперименте с глиной разрывы возникают, если залить поверхность деформированной глины водой, что понижает ее



Фиг. 20. Плоскости скалывания в хрупких и пластичных материалах, подвергшихся сжатию.

А—хрупкий материал, угол α между плоскостями скалывания, заключающими ось максимального напряжения, острый; В—пластичный материал, угол β тупой.

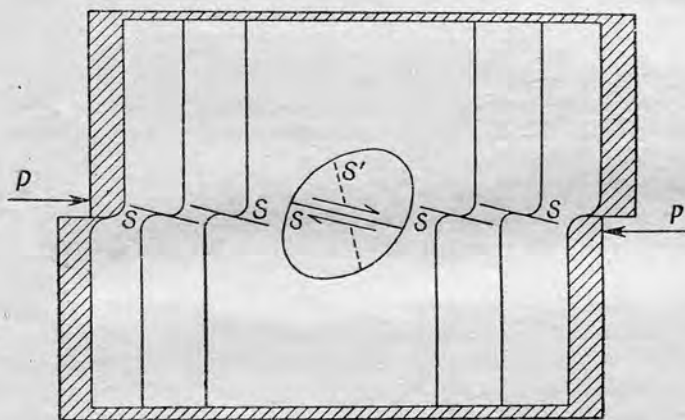
пластичность и приводит к образованию открытых *рубов разрыва (tension gashes)* в плоскости, в которой расположены средняя и наименьшая оси деформации.

При сжатии в хрупких веществах возникают трещины вдоль плоскостей, расположенных относительно главных осей деформации аналогично плоскостям скалывания в пластических материалах. Мы уже отмечали выше, что угол между плоскостями скалывания в пластической глине и в стали составляет приблизительно 90° . Точнее установлено, что угол, который делится пополам осью наименьшей деформации (совпадающей с осью максимального напряжения невращательной деформации), для хрупких веществ острый, а для вязких веществ тупой (фиг. 20). Это соотношение, теоретическое объяснение которого мы не имеем необходимости здесь рассматривать¹, имеет принципиальное значение для геологов, так как породы, как мы уже видели, хрупкие при обычных температурах и давлениях, могут

¹ Сводку различных теорий прочности и пластичности дал Надаи (Plasticity, Ch. 2).

приобрести высокую пластичность, будучи глубоко погружены в земной коре¹. Поэтому одинаковые породы одного и того же типа могут в различных местах иметь различные углы скалывания, что зависит от физических условий, в которых порода находилась во время деформации.

Плоскости скалывания при вращательной деформации. Поскольку в процессе вращательной деформации положение

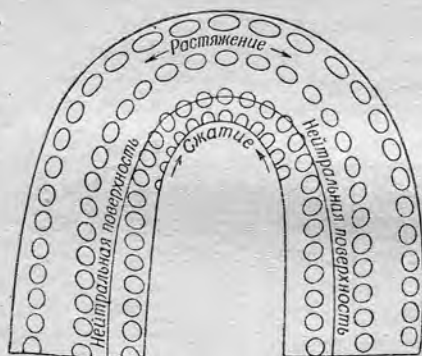


Фиг. 21. Плоскости скалывания в бруске глины, помещенном на двух досках, которые были затем несколько смещены относительно друг друга в направлении, указанном стрелками (по Риделю, 1930). В зоне деформации глины показан воображаемый эллипсоид деформации, для наглядности увеличенный. Проявляется только одно из двух возможных направлений скалывания (S и S'), а именно то, которое расположено почти параллельно направлению скалывания между досками (S).

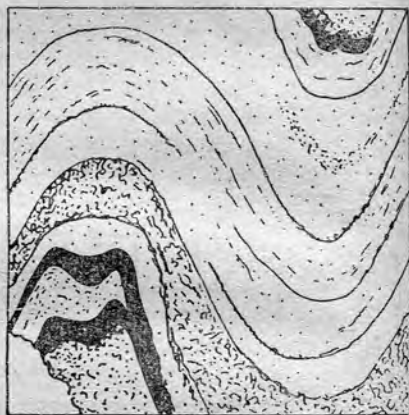
главных осей деформации в пределах тела изменяется, то положение плоскостей, по которым должно происходить скольжение, также будет изменяться. Однако как только возникнут плоскости скалывания, мы уже не будем иметь однородного тела, так как при дальнейшей деформации эти плоскости будут представлять собой обычные поверхности скольжения. Отсюда следует, что при незначительном вращении теоретических направлений скалывания относительно уже заложенных плоскостей скольжение имеет тенденцию происходить по ранее заложенным плоскостям. Вращательные деформации вызываются также действием пары сил скалывания, причем одна из систем

¹ Bucher W. H., The mechanical interpretation of joints, *Journ. Geol.*, 28, p. 707—730 (1920), *ibid.*, 29, p. 1—28 (1921).

плоскостей скалывания располагается ближе к направлению действия пары, чем другая (фиг. 21). Скольжение вдоль этих плоскостей происходит с большей легкостью, чем вдоль каких-либо других плоскостей, так как в этих плоскостях действуют наименьшие нормальные напряжения. Развитию значительных по величине плоскостей скалывания под углом к тем плоскостям, вдоль которых происходят максимальные движения, препятствует скольжение вдоль этих последних плоскостей. Таким



Фиг. 22. Изгиб бруска пластического материала (по Зандеру). Окружности, начерченные до деформации, отражают характер деформации в различных частях бруска.



Фиг. 23. Дополнительные изгибы в ядре складки кварцевого филлита из Иннсбрука в Тироле (схематично по Зандеру).

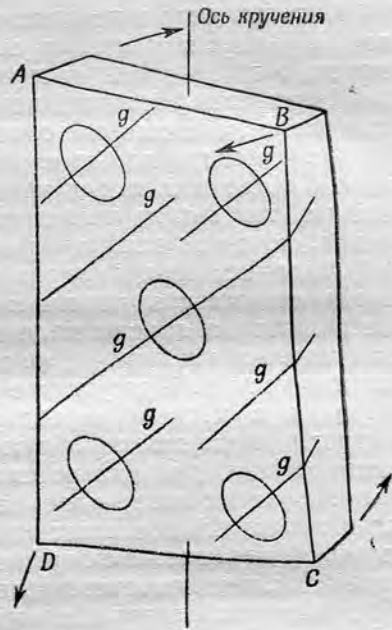
образом, мы приходим к выводу, что при конечной вращательной деформации одна система плоскостей скалывания должна быть выражена лучше другой.

Изгиб. Одним из наиболее важных типов неоднородной деформации пород является изгиб. На внешней стороне изогнутой пластины возникает напряжение растяжения, на внутренней стороне—напряжение сжатия, а в промежутке между ними находится поверхность, не испытывающая ни укорочения, ни удлинения, которая называется нейтральной поверхностью¹ (фиг. 22). В мощных хрупких пластах периферическое растяжение нередко приводит к образованию радиально расположенных трещин разрыва, которые обычно более ярко выражены в антиклиналях. Действие сжатия в ядре складки часто трудно

¹ Ickes E. L., Similar, parallel and neutral surface types of Folding, *Econ. Geol.*, 23, p. 575—591 (1923).

заметить, но иногда здесь возникают морщины¹ (фиг. 23). Большинство пород с большей легкостью поддается растяжению, чем сжатию, так что трещины разрыва образуются до того, как породы претерпевают изменения под действием сжимающих напряжений в ядре складки. Вследствие образования этих трещин эффективная внешняя поверхность изгибающегося пласта смещается в сторону внутреннего окончания трещины, и в результате нейтральная поверхность смещается ближе к ядру складки и трещины распространяются далее, пока они в конце концов не пересекут весь пласт, что уменьшает эффект сжатия в ядре складки мощного хрупкого пласта.

Кручение. Тело испытывает деформацию кручения в том случае, если оно подвергается действию двух пар сил, действующих в параллельных плоскостях относительно одной оси, но в противоположных направлениях (фиг. 24). После классических экспериментов Добрэ, посвященных кручению тонких пластинок стекла, кручению часто приписывалась в учебниках главная роль в образовании серий трещин, пересекающихся приблизительно под углом 90° . Однако Бюхер, критикуя подобную интерпретацию экспериментов², указал, что сопряженные системы трещин в стекле возникают вследствие тонкости пластинок и хрупкости стекла. Это позволяет трещинам, возникшим на одной стороне, проходить сквозь пластины на другую сторону. Оси максимальной деформации на разных сторонах пластины располагаются под углом друг к другу, так что основные трещины, представляющие собой трещины разрыва, кажутся



Фиг. 24. Кручение пластинки. Окружности, начерченные до деформации на плоскости $ABCD$ превратились в эллипсы. Трещины разрыва (g) развиваются на плоскости $ABCD$. На противоположной стороне пластинки эллипсы вытягиваются под прямым углом к удлинению эллипсов, изображенных на фигуре, а трещины разрыва — под прямым углом к направлению g .

¹ См. ссылки на стр. 101.

² Sander B., *Gefügekunde der Gesteine*, Vienna, p. 248 (1930).

пересекающимися сериями на обеих сторонах пластины. Аналогичные условия могут иметь место и в хрупких породах, таких, как уголь, представленных сравнительно тонкими пластинами.

Пластичность и течение пород. При расшифровке тех условий, в которых развиваются рассмотренные выше структуры пород, важно понять физическое состояние и свойства пород во время их деформации, которые могут колебаться от жидкого состояния до состояния совершенно твердого тела. Это совершенно очевидно для изверженных пород, но и условия деформации осадочных пород также отличаются значительной сложностью, так как на свойствах их сильно сказываются те изменения, которым они подвергаются в различных условиях.

Осадочная порода, зерна которой сцементированы вторично привнесенным связующим материалом, таким, как кремнезем, карбонаты или окислы железа, может быть хрупкой, в то время как та же самая порода, не сцементированная, может обладать пластичностью. Присутствие внутрипоровой влаги в осадочных породах с несцементированными зернами обуславливает ее гидропластичность, подобную пластичности влажных глин¹. При дегидратации глина делается менее пластичной. Прочность рыхлых зернистых материалов, подобных песку, сильно понижается, если влажность достигает определенной величины, при которой давление передается с большей легкостью через поры, содержащие воду, чем непосредственно от зерна к зерну. Таким образом в нормальных осадочных породах, содержащих песок и глину, структуры могут развиваться до завершения процесса диагенезиса, то есть в условиях пластического состояния пород, а последующее окаменение под действием цементации и других процессов может привести к столь значительному отвердеванию пород, что для вторичного их перехода в пластическое состояние потребуется резкое изменение условий окружающей среды. Есть основание предполагать, что интенсивная складчатость многих осадочных толщ имела место до их полного отвердевания², то есть в условиях, при которых породы должны рассматриваться скорее как более или менее рыхлый зернистый материал, чем как твердое тело. При течении пород, обладающих значительной вязкостью, процесс затрагивает отдельные кристаллические зерна, и проявления пластичности кристаллов, наблюдаемые под микроскопом, дают представление о той деформации, которой породы подвергались. Более подробно этот вопрос разбирается в главе VII.

¹ Этот термин введен Р. Шроком: Shrock R. R., Sequence in layered rocks, New York, p. 152 (1949).

² Hills E. S., The silurian rocks of the Studley Park district, *Proc. Roy. Soc. Vict.*, 53, p. 167—191 (1941).

Глава III

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

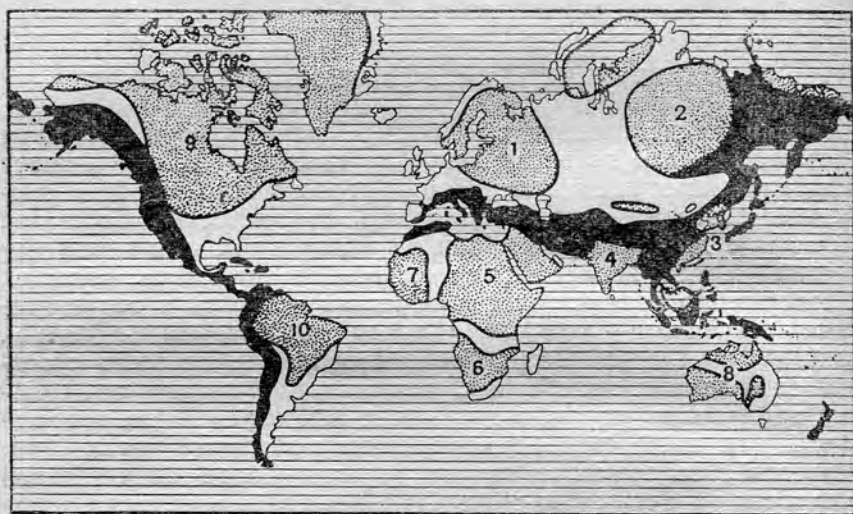
Наши представления о структуре земной коры вытекают главным образом из наблюдений на континентах, являющихся тектоническими элементами Земли первого порядка; этим элементам соответствуют по значению океанические бассейны. Начиная с древнего докембрия на континентах и в периферических частях последних существовали два типа областей с совершенно различной геологической историей и тектоническим значением — *мобильные пояса*¹ и *устойчивые глыбы*, или *кратогены* (*cratons*). Геологическая мобильность выражается в земных колебаниях, магматической активности, сильной деформации пород, в поднятиях или опусканиях, которые в той или иной степени испытывают мобильные пояса. Зоны депрессий, содержащие осадки гораздо более значительной мощности по сравнению с окружающими районами, называются *геосинклиналями*², а приподнятые зоны, расположенные в пределах геосинклиналей или окаймляющие последние, — *геоантиклиналями*. И те и другие, как правило, тесно связаны с мобильными поясами, однако геосинклинали, вследствие их мощного осадочного выполнения, сохраняются в геологических разрезах и свидетельствуют о наличии существовавших мобильных поясов.

В палеозое и в более поздние эпохи некоторые постоянные зоны высокой мобильности могут быть прослежены непрерывно как поясы, протягивающиеся через весь земной шар. В пределах этих зон после предварительных стадий развития, заключавшихся в отложении осадков, вулканической активности и в сложных колебательных движениях, складчатость, тектонические трещины и поднятия обусловили образование горных цепей. Повидимому, поднятие горных цепей имело место главным образом в результате вертикальных движений, последовавших после сильной деформации геосинклинальных осадков.

¹ Bucher W. H., The deformation of the Earth's crust, Princeton (1933).

² Слово „геосинклиналь“ употреблялось в различных значениях, прекрасную сводку которых дал Глэсснер М. Ф. и Тайхерт, *Geosynclines, a fundam. concept in geology*, *Am. Journ. Sci.*, 245, p. 465—482, 571—591 (1947).

Действительно, палеозойские уплотненные мобильные поясы обычно обновляются поднятиями, связанными с тектоническими нарушениями, как это имеет место в Аппалачах, на Урале и в горах Восточной Австралии¹ (фиг. 26). Мобильные поясы вышеописанного типа называются *орогенами* и могут быть



Фиг. 25. Схематическая морфотектоническая карта континентов земного шара. Щиты и платформы показаны точками.

1 — русская платформа и Балтийский щит; 2 — сибирский (Ангарский) щит; 3 — китайская платформа; 4 — индийский щит; 5 — эфиопско-аравийская платформа; 6 — платформа Карру; 7 — западно-африканский щит; 8 — австралийский щит и блоки; 9 — канадский щит; 10 — бразильский щит.

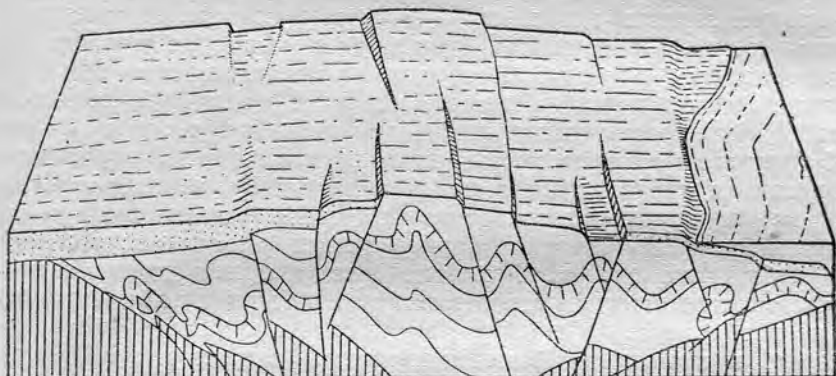
Пояса мезозойской и третичной складчатости показаны черным; пояса палеозойской складчатости не закрашены. Заметно общее совпадение существующих горных цепей альпийского типа с мезозойскими и третичными поясами складчатости, менее высоких хребтов — с палеозойскими поясами складчатости и равнин их плато — со щитами и платформами.

противопоставлены кратогенам². Кратогены являются сравнительно устойчивыми глыбами, слагающими основные части континентов, а также, вероятно, и океанические бассейны, причем в последних можно обнаружить существование поясов высокой мобильности, примером которых является Среднеатлантический вал. Ядра наиболее значительных кратогенов

¹ По Аппалачам см. Keith A., *Bull. Geol. Soc. Am.*, 34, p. 330—334 (1923); по Уралу — Kober L., *Der Bau der Erde*, Berlin, S. 230—232 (1928); по Австралии — David T. W. E., *Geology of the Commonwealth of Australia*, London (1950).

² Термины *устойчивая глыба* (или масса), *Stable block* или *ridged block*, являются приблизительно синонимами термина кратоген. Термин *ороген* употребляется здесь в том специальном смысле, который ему придавал Кобер.

состоят из докембрийских пород, образующих полого изогнутые плоскогорья, и поэтому такие кратогены получили название *щитов (shields)*; однако в том случае, если последние местами покрыты слабо дислоцированными более молодыми породами, образуются платформы (*tables*) (фиг.25). Более мелкие выходы



Фиг. 26. Блок-диаграмма части плоскогорья Восточной Австралии — обновленного палеозойского мобильного пояса. На диаграмме представлен кристаллический фундамент, складчатые породы уплотненного мобильного пояса и частично покров более молодых пород. Все это сооружение подверглось кайнозойской складчатости и сжатию.

докембрийских пород называются *глыбами (blocks)*. Деформированные породы древних орогенов, дополнительно упроченные интрузиями, объединяются с ядром в одно целое и по отношению к более молодым орогенам действуют как часть кратогенной области.

Орогены и кратогены ясно различимы в верхнем протерозое, и даже в древнедокембрийских породах можно встретить местные проявления аналогичных особенностей, однако зоны, опоясывающие земной шар, здесь неизвестны. Архейские породы повсеместно сильно складчаты и расщеплены тектоническими нарушениями, а тектонические условия, сопровождавшие деформацию последних, по всей вероятности, отличались от условий более поздних периодов¹.

¹ Различные предположения о ранней докембрийской тектонике можно найти в следующих работах: Wilson J. T., The origin of continents and precambrian history, *Trans. Roy. Soc. Canada*, 43, p. 157—184 (1949); Some major structures of the Canadian shield, *Can. Min. and Met. Bull., Trans.*, 52, p. 231—242 (1949); Hills E. S., Some aspects of the tectonic of Australia, *Proc. Roy. Soc., N. S. W.*, 79, p. 67—91 (1946); Hills G. F. S., The formation of continents by convection, London (1947).

Движения Земли, приводящие к образованию интенсивной складчатости и взбросов, свидетельствующие о процессе сжатия, получили название орогенических движений, и такие структуры наблюдаются во многих горных цепях. Погогие изгибы и вертикальные смещения кратогенов были названы *эпейрогеническими движениями*¹. Однако в некоторых молодых высоких горных цепях складчатость подчинена вертикальным поднятиям². Складчатость орогенических поясов вообще рассматривается некоторыми геологами исключительно как следствие вертикальных движений, имевших место либо во время, либо после геосинклинальной стадии развития (см. стр. 67—68). К тому же трещиноватость, смятие, складчатость, поднятия и опускания проявляются с самой различной интенсивностью, и, возможно, некоторые движения эпейрогенического типа в кратогенах причинно связаны с движениями орогенического типа в мобильных поясах. Различие между этими двумя типами заключается прежде всего в широком региональном проявлении эпейрогенеза и в узком, зональном проявлении орогенеза; далее, в значительной интенсивности развития структуры при орогенезе в отличие от менее интенсивных эпейрогенических движений и в преобладании вертикальных движений при эпейрогене и боковых движений при орогенезе.

2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Некоторыми авторами давно уже указывалось на правильные геометрические соотношения между структурными особенностями обширных районов и даже для Земли в целом. Тетраэдрическая гипотеза Лоциана Грина, высказанная в 1875 г., до сих пор дает единственное объяснение многих характерных особенностей строения Земли, в частности преобладания суши в северном полушарии, относительного положения континентов и океанов, диаметрально противоположного положения суши и моря и существования обширных обращенных к югу „полуостровов“, таких, как Южная Америка и Южная Африка. Грин предполагал, что Земля, обладая сравнительно жесткой корой, при сокращении стремится принять правильную геометрическую форму, форму тетраэдра, который обладает наибольшей площадью на единицу объема. Континентальные глыбы — приподнятые части тела Земли — соответствуют углам тетраэдра, а океаны — его граням. Однако фактически Земля обнаруживает

¹ Gilbert G. K., Lake Bonneville, *U. S. Geol. Surv., Mon. No. 1*, p. 340 (1890).

² Например, Анды и восточная часть Новой Гвинеи: см. Picard L., La structure du NW. de l'Argentine etc., *Bull. Soc. Geol. France*, 18 (1948); David T. W. E., *Geology of the commonwealth of Australia*, London (1950).

лишь очень незначительные отклонения от формы сфероида¹. Процессы, охватывающие Землю как целое, должны объяснять все более мелкие системы структур мирового масштаба. Так, например, Бюхер² предполагал, что строение наиболее подвижных поясов можно объяснить растяжением земной коры, которое, по его предположению, чередовалось со сжатием в соответствии с изменениями объема подкорковых слоев. С другой стороны, были предприняты попытки объяснить такие проявления структур мирового масштаба, как тектонические нарушения, разломы и хребты и крупные формы рельефа, например границы континентов и подводные валы. Такие структуры в общем случае называются *линейными элементами* (*lineaments*). Можно легко обнаружить черты сходства в очертаниях обширных районов, например в системах рафтовых долин (фиг. 42), или, в большем масштабе, в параллелизме береговых линий Западной Африки и восточного побережья Америки, так же как и между этими береговыми линиями и Средне-атлантическим хребтом. На основании статистического анализа очертаний Венинг Мейнес высказал постулат о существовании структуры земного шара, образующей сеть, в которой два сопряженных направления скалывания ориентированы в квадрантах СВ—ЮЗ и СЗ—ЮВ³. Он высказал также предположение о существовании причинной связи этого явления со смещением полюсов, что и послужило предпосылкой для вывода гипотетической структуры скалывания, контролируемой определенными линейными элементами, которым подчинены все другие очертания. Действительно, на континентах доминируют очертания с двумя явно сопряженными направлениями простираения, хотя другие направления также могут присутствовать. Это было установлено в Европе⁴, Аф-

¹ Эта теория рассмотрена Бюхером, Bucher W. H., *The deformation of the Earth's crust*, Princeton, p. 464—468 (1933), и Стиррсом Ж. А., Steers J. A., *The unstable Earth*, London, (1932).

² The pattern of the Earth's mobile belts, *Journ. Geol.*, 32, p. 265—290 (1924), также *op. cit.*, Ch. IV (1933).

³ Shear patterns in the Earth's crust, *Trans. Am. Geophys. Union*, 28, p. 1—61 (1947).

⁴ А. П. Карпинский в серии работ одним из первых указал на большое значение сопряженных очертаний. См. *Очерки геологического прошлого европейской России*, Акад. наук СССР, Москва, 1947 (научно-популярная серия); Schwiner R., *Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung*, 16th *Internat. Geol. Congr.*, USA Rept. 2, p. 983—992 (1936) показывает такие очертания в Западной Европе. См. также Cloos H., *Grundschollen und Erdnähte*, *Geol. Rundsch.*, 35, p. 133—154 (1948). The ancient european basement blocks, *Trans. Am. Geophys. Union*, 29, p. 99—103 (1948). Cizancourt H. Quelques problèmes de tectonique geometrique, *Rev. Inst. Franc. du Pétrole* 2 (1947), заключает, что . . . динамические системы скорее представлены главными осями напряжения, чем различными разломами или складками.

рике¹ и Австралии² и применимо также и для других обширных областей³. Однако как на континентах, так и в океанах имеют большое значение меридиональные и широтные структурные линии, что наблюдается на Канадском щите, в Центральной Австралии и на Урале. Эти и некоторые другие важные направления находятся в противоречии с сетками Венинг Мейнеса⁴. Можно привести следующие возможные причины возникновения таких структур мирового масштаба: неоднородность земной коры, в том числе возможные различия между обширными областями, подобными бассейну Тихого океана и различными континентами и океанами; существование линейных элементов различного происхождения, образованных частично в результате растяжения, частично в результате сжатия; возрастные различия между линейными элементами, обязанные воздействию вторичных усилий. Несмотря на то, что структурные геологи, работая в ограниченных районах, занимаются главным образом этими структурами второго порядка, выявление более широкого структурного контроля имеет принципиальное, теоретическое и практическое значение⁵.

Вопрос о линейных элементах также достаточно сложен. Совершенно очевидно, что различные главные структуры, подобные геосинклиналям, несколько меняли свое положение и степень мобильности на протяжении геологической истории; почти все авторы соглашаются с тем, что сложные системы тектонических трещин, охватившие Землю, возникли в ранние периоды, спустя некоторое время после образования твердой коры. Согласно же Клоосу и другим⁶, докембрийское основание было разделено на параллелепипедальные блоки, между которыми расположены мобильные пояса (*geosutures*). Многие орогенические деформации более поздних периодов локализовались в таких поясах, простирающиеся которых оказывало влия-

¹ Krenkel E., *Geologie Afrikas*, Berlin, 1, Fig. 4 (1925). Cloos H., Zur Grosstektonik Hochafrikas und seiner Umgebung, *Geol. Rundsch.*, 28, p. 333—348 (1937).

² Hills E. S., Some aspects of the tectonics of Australia, *Proc. Roy. Soc. N. S. W.*, 79, p. 67—91 (1946). Tectonic patterns in the Earth's crust, *Pres. Addr. Sect. P. Aust.*, и *N. Z. Assoc. Adv. Sci.*, Perth (1947).

³ О Южной Америке см. Von Estorff F. E., Tectonic framework of North Western South America, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 30, p. 581—590 (1946).

⁴ Umbgrove J. H. F., The pulse of the Earth, p. 304—308 (1947).

⁵ См., например, Billingsly P. R. and Locke A., Structure of ore districts in the continental framework, *A. I. M. E. Spec. Pub.* 51 (1939).

⁶ Cloos H., Zur Grosstektonik Hochafrikas und seiner Umgebung, *Geol. Rundsch.*, 28, S. 333—348 (1937). Grundsollen und Erdnähte, *ibid.*, 35, S. 133—154 (1948). Schwinner R., Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung, 16 th Internat. Geol. Congr., USA, Rept., 2, S. 983—992 (1936).

ние на более молодые структуры. Такие более молодые структуры обычно параллельны краям блоков, однако могут также располагаться и косо к последним, согласно направлению относительного смещения соседних блоков (см. стр. 62—64). Таким образом, можно, например, объяснять сложные простирания



Фиг. 27. Простирания докембрийских структур Африки (составлено по различным источникам). На фигуре показаны главнейшие простирания докембрийской складчатости и сланцеватости и некоторые наиболее важные простирания более молодой складчатости (показаны точками).

Европейских Альп, представляющих комбинацию прямолинейных и сильно изогнутых форм.

Обновленная тектоника. Хорошо известно, что древние тектонические нарушения могут обновляться более молодыми напряжениями, и по существу любой крупный структурный элемент земной коры, заключающий породы, заметно отличающиеся от окружающих масс, способен повлиять на образование последующих структур. Таким образом, применение идеализированных гипотез, подобных эллипсоиду деформации,

должно усложняться влиянием неоднородности земной коры, которая отнюдь не представляет собой однородный материал. Рудеман¹ на основании изучения линий простираения докембрийских пород (главным образом сланцеватости и основных простирааний крупных складок) показал, что основной каркас континентальной структуры определяется простираением сланцеватости, складок и зон скалывания, которые, повидимому, в свою очередь, оказывают влияние на возникновение более молодых структурных линий (фиг. 27). Такое соотношение частично соответствует гипотезе об основных глыбах фундамента, поскольку простираения структур в пределах слабых зон, окаймляющих глыбы, в основном параллельны границам блоков и повторялись в различные эпохи, включая древнюю докембрийскую. Однако даже простираения архейских структур за отдельными исключениями, такими, как секущие соотношения между Гренвилльским и Лаврентьевским поясами в Канаде, отражались в более поздних структурах, как это можно видеть на примере Индии, Африки и Австралии². Следует, однако, отметить, что в тех случаях, когда линейные элементы различного возраста не параллельны друг другу, они часто располагаются под прямыми или почти под прямыми углами друг к другу, острые же углы наблюдаются гораздо реже. Это положение так же, как и резкие изменения в простираании структур различного возраста, легко объясняется, если представить себе глыбы фундамента, окруженные складчатыми структурами, что и приводит к резким отклонениям простираания структур одинакового или различного возраста. Если такие соотношения довольно хорошо установлены для многих континентальных областей, то некоторые другие черты строения в океанах, в громадных мобильных поясах, в характере границ Тихого океана, насколько это известно в настоящее время, непосредственно связаны с поверхностями, проявляющимися в подкоровых слоях, по крайней мере, до глубины 700 км.

Соллас³ отметил, что островные и горные дуги по своему положению приближаются к малым кругам земного шара. Лейк⁴ объяснил это явление тем, что они представляют собой пересечения поверхностей надвигов с поверхностью Земли. Его взгляды в основном подтвердились более поздними геоло-

¹ The existence and configuration of Pre-Cambrian continents, *N. Y. State Mus. Bull.*, p. 239—240, 67—152 (1920—1921).

² Hills E. S., Tectonic patterns in the Earth's crust, *Pres. Addr. Sect. P., Aust. и N. Z. Assoc. Adv. Sci.*, Perth (1947).

³ Sollas W. J., The figure of the Earth, *Quart. Journ. Geol. Soc. Lond.* 59, p. 180—188 (1903).

⁴ Lake P., Island arcs and mountain building, *Geogr. Journ.*, 78, p. 149—160 (1931).

гическими и геофизическими данными¹, причем сейсмические данные о глубине заложения землетрясений показывают, что фокусы последних располагаются в зонах, которые, как это особенно наглядно проявилось в западной части Тихого океана,



Фиг. 28. Структуры поясов складчатости (по Ж. Т. Вильсону). Карта, составленная в диагональной проекции Меркатора ($\text{полюс } 35\frac{1}{2}^\circ \text{ С, } 2^\circ \text{ В}$), показывающая послетриасовые горные и островные дуги в виде малых кругов, их полюсы, или центры, и два больших круга, проходящих через полюсы.

обладают падением, направленным под краевые части континентов, и, по крайней мере, в земной коре, если не в слоях субстрата, имеют характер надвиговых нарушений². Центры малых кругов располагаются очень близко к двум большим

¹ См., например, Wilson J. T., Some major structures of the Canadian shield, *Canadian Min. & Met. Bull.*, 52, p. 231—242 (1949).

² О тектоническом значении сейсмических данных см. Gutenberg B. and Richter C. F., *The seismicity of the Earth and associated phenomena*, Princeton (1949).

кругам, причем один из них представляет собой Тихоокеанское кольцо, а другой совпадает с Альпийско-Гималайским мобильным поясом. Поэтому можно предположить, что более мелкие характерные особенности непосредственно связаны с существенно вертикальными разломами Земли по упомянутому большому кругам, геометрические особенности которых уже давно были известны. Бутаков¹ показал также, что другие линейные элементы, в особенности вулканические линии северной части Тихого океана и пояса разломов, подобные поясу Красного моря, являются дугами больших кругов.

В современном строении Земли можно прежде всего различить характерные черты древнего происхождения, особенно на континентах. Более молодые структуры определяются частично влиянием этих древних структур, а частично воздействием новых тектонических проявлений. Многие главные черты строения, такие, как молодые мобильные пояса и линии разломов в океанах и на континентах, по своему положению приближаются к большим круговым дугам, а другие — к малым дугам. Границы континентов на протяжении всей геологической истории имели важное значение для тектонического развития, причем с ними были связаны главные изгибы и разрывы земной коры и геосинклинальные впадины.

3. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ АРХИТЕКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Структуры, развитые в массе горных пород, определяются физическими свойствами последних и системой действовавших на них усилий. Благодаря общему сходству между характером пород и действующими на них силами в районах различных частей света, обладающих приблизительно сходным тектоническим положением, развиваются сравнимые структуры. Для простоты описания, опуская различия в деталях, главные типы архитектуры земной коры можно классифицировать следующим образом:

1. Покровы (*nappes*, или *Decken*).
2. Нормальные складки с надвиговыми нарушениями или без них.
3. Складки равнинного типа.
4. Складки излома (*Bruchfalten*).
5. Глыбы, ограниченные тектоническими нарушениями.

Покровные структуры. *Покров*² представляет собой пластину породы значительных размеров (порядка нескольких

¹ The great circle stress pattern of the Earth, etc., 18th Internat. Geol. Congr., London, Abstract, p. 82 (1948).

² Следует отметить, что термины *nappe* и *Decke* соответственно употребляются во Франции и Германии по отношению к любым покрывающим породам, в том числе к слоям гравия и базальтовым излияниям. Однако в Англии эти термины употребляются только в тектоническом смысле.

километров), которая переместилась на значительное расстояние (также порядка нескольких километров) над формациями, расположенными внизу и впереди покрова, покрывая их в конечном итоге подобно тому, как скатерть покрывает стол. Покров может представлять собой или висячее крыло крупного

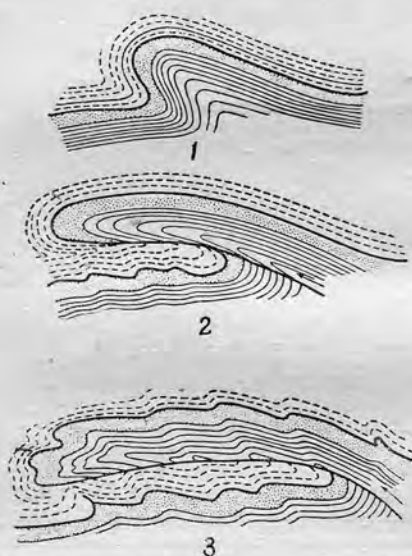


Фиг. 29. Схематический разрез через северо-западное нагорье Шотландии, показывающий надвиговые покровы и чешуйчатые структуры (по Уиллису). MS—сланцы Мойн; С—кембрий; TOR—торридонские песчаники; LG—льюисские гнейсы; GT—надвиг Гленкоул; BT—надвиг Бен-Мар; MT—надвиг Мойн. Дополнительная врезка показывает деталь чешуйчатой структуры.

пологого надвига (надвиговой покров, нем. *Überschiebungsdecke*), или лежащую складку (складчатый покров, нем. *Überfaltungsdecke*), в котором опрокинутое среднее крыло лежащей складки полностью срезано в результате значительного горизонтального смещения. Классическими областями развития покровных структур являются плоскогорья Шотландии (фиг. 29) и Европейские Альпы (фиг. 31). Другие хорошо известные площади находятся в Скалистых горах и в Гималаях¹.

¹ Дополнительные сведения приводятся на стр. 120—123. См. также работы: Heritsch F., *The nappe theory in the Alps* (translated by Boswell P. G. H.), London (1929); Collet L. W., *The structure of the Alps*, London, 1st ed. (1927); 2nd ed. (1936); Bailey E. B., *Tectonic essays mainly Alpine*, Oxford (1935); Peach B. N., Horne J. and others, *The geological structure of the North-West highlands of Scotland*, *Mem. Geol. Surv. Great Britain* (1907); Peach B. N. and Horne J., *Chapters on the Geology of Scotland*, London (1930); Bailey E. B., *The structure of the South-West highlands of Scotland*, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 78, p. 82—131 (1922); The Glencoul nappe and the Assynt culmination, *Geol. Mag.*, 72, p. 151—165 (1935); West highland tectonics, Loch Leven to Glen Roy, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 90, p. 462—525 (1934); Bailey E. B. and Maufe H. B., *The geology of Ben Nevis and*

В Западных Альпах покровные структуры были расшифрованы во всех деталях, причем была ясно выделена последовательность тектонических зон в поперечном сечении складчатого пояса, отличающихся по характеру проявления и степени деформации (см. фиг. 31).



Фиг. 30. Развитие складчатого покрова в результате срезания среднего крыла лежащей складки (по Гейму).

В Шотландском нагорье тектонические нарушения, развивающиеся в опрокинутом крыле складки, называются *надвигами*, а нарушения, развивающиеся в нормальном крыле, — *сдвигами*.

фактически остаются на месте, то есть имеют характерные особенности *автохтонных* структур, несмотря на то, что доальпийские экзотические покровы перекрывают мезозойские автохтонные осадки.

Нормальная складчатость. Систему устойчивых, длинных и сравнительно узких складок можно называть *нормальной*

Среди других покровов Пеннинская группа образовалась в зоне корней покровной структуры, где все структуры пород ориентированы вертикально или почти вертикально, а деформация отличается значительной интенсивностью. Породы этих покровов были перемещены на значительное расстояние от их первоначального положения и поэтому получили название *экзотических*. Расположенная севернее осевого пояса Пеннинских покровов зона герцинских горных массивов подверглась интенсивному скалыванию с образованием *кристаллических клиньев*, являющихся корнями покровов в Высоких Известняковых Альпах, которые не были перемещены на большое расстояние и называются поэтому *параавтохтонными*.

Далее к северу, в Юрских Альпах, и к югу, в Динарских Альпах, надвиги и складчатость проявляются в породах таким образом, что последние

Glen Coe, *Mem. Geol. Surv.*, Scotland, No. 53 (1916); Flint R. F., A brief review of Rocky mountains structure, *Journ. Geol.*, 32, p. 410—430 (1924); Keith A., Structural symmetry in North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 39, p. 321—386 (1928).

„раковинного известняка“ и среднего триаса в основании осадочного покрова. Здесь наблюдаются надвиговые структуры, а складки обычно имеют почти прямоугольную форму в поперечном сечении, причем широкие антиклинали чередуются с полого залегающими пластами, образующими слабо дислоцированные синклинальные впадины (фиг. 33). Складки такого типа называются *сундучными* (*boxfold*; *Kofferfalte*).



Фиг. 32. Фигура показывает расположение отдельных складок (несколько схематизировано) в складчатой зоне Аппалачей (по Уиллису).

Как будет показано ниже, механизм образования надвигов в складчатых осадках различен и районы развития нормальной складчатости нередко являются также районами развития надвиговых нарушений. Последние могут быть развиты в той же степени, что и складчатость, как это можно видеть в разрезе ордовикских пород Ланкашира, обнажающихся в Глоугил-Барн¹ (фиг. 34). В пластах, подвергшихся менее интенсивной складчатости, или в породах различных физических свойств надвиговые нарушения могут со-

вершенно отсутствовать даже при наличии интенсивной складчатости.

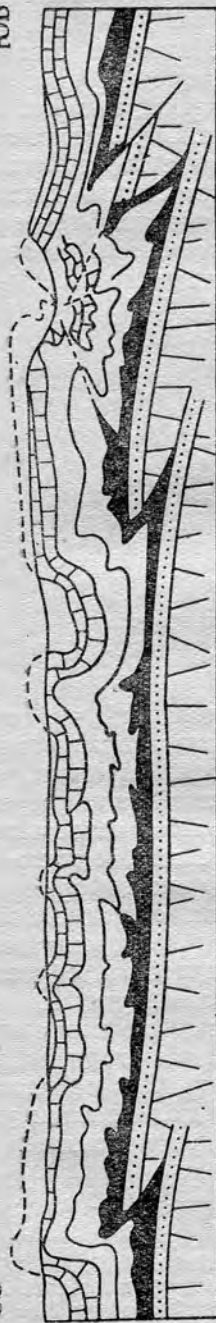
Структура орогенов. Деформация, связанная с альпийским орогенезом в Европе, обнаруживает отчетливо выраженные тектонические зоны, параллельные общему простиранию орогенического пояса. Подобная зональность — характерная особенность всех орогенов, которые, согласно Кoberу, имеют обычно симметричное строение; краевые хребты располагаются вокруг центрального, сравнительно слабо нарушенного района *промежуточных (средних) гор*, называемого также *срединной массой*².

¹ Peach B. H. and Horne J., The silurian rocks of Britain, *Mem. Geol. Surv.*, 1, p. 282 (1899).

² Kober L., *Der Bau der Erde*, Berlin, p. 173 (1928).

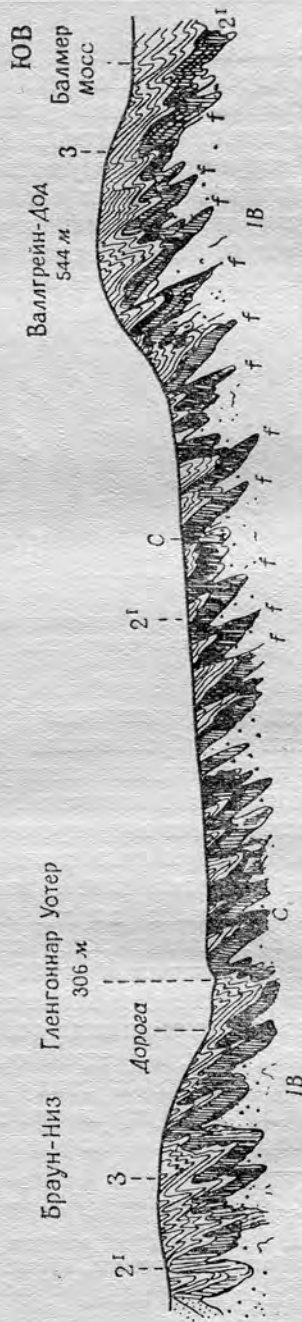
СЗ

ЮВ



0 1 2 3 4 км

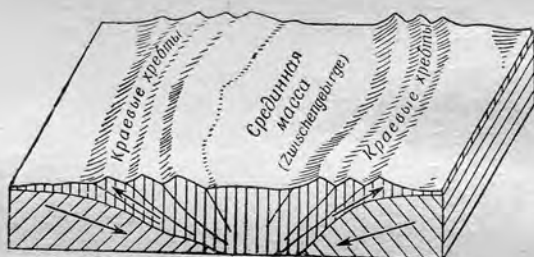
Фиг. 33. Разрез через Юру (по Оберту). Разрез показывает складчатость срыва в осадках, залегающих выше пласта ангидрита (закрашен черным), и надвиги в фундаменте, образующие складки в осадочном покрове.



Фиг. 34. Разрез, обнажающийся в Глоугилл-Барн, долина Гленгоннар Ланкашир, показывающий складчатость и надвиги (по Пийч и Корн).

1 В—аренистые вулканические породы; 2—радиolarиевые кремни; 2¹—сланцы Гланкля; 3—карадокские породы; f—дизъюнктивы. Длина разреза 2 км (репродукция из *Slurian rocks of Britain*, I, *Met.-Geol.-Survey*, 1892).

(фиг. 35). Согласно Пинчу, Шотландское нагорье также показывает двустороннюю симметрию¹, однако большинство деформированных поясов здесь асимметрично, как это имеет место, например, в Западных Альпах (фиг. 31). Полагают, что оба типа структур образуются в результате горизонтального сжатия геосинклинальных осадков между соседними жесткими глыбами, аналогично механизму действия тисков. Это положение вытекает из классических экспериментов Холла, посвященных искусственному воспроизведению складчатости², однако



Фиг. 35. Блок-диаграмма части типичного орогена в понимании Кобера (по Уиллису).

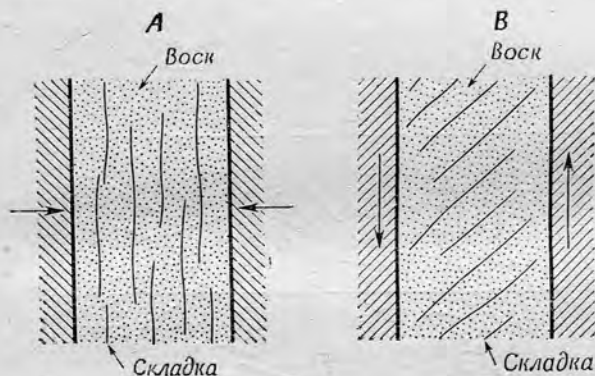
эти эксперименты позволяют также предполагать, что складчатость может образоваться в результате горизонтальных скальвающих движений между устойчивыми глыбами, ограничивающими геосинклинали. Экспериментальное изучение развития складчатых структур показало, что складчатость может возникнуть в результате подобных движений³, однако действительное расположение складок в пределах деформированной зоны показывает характерные отличия от расположения последних в пределах зоны слабых пород, деформированной путем прямого сжатия (фиг. 36). При складчатости, образованной прямым сжатием, максимальное возможное удлинение направлено вверх, наименьшая ось деформации — по направлению действующей силы, а средняя ось деформации — горизонтально и под прямым углом к этому направлению. Оси складок параллельны друг другу и ориентированы под прямым углом к действующим силам. Складки обладают довольно значитель-

¹ Peach B. N. and Horne J., Chapters on the Geology of Scotland, Oxford, Fig. 27 (1930).

² Hall J., On the vertical position and the convolutions of certain strata and their relation with granite, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 7, p. 79 (1815).

³ Mead W. J., Notes on the mechanics of geologic structures, *Journ. Geol.*, 28, p. 505—523 (1920). Leith C. K., Structural geology, New York, p. 192 (1923).

ной длиной и, в случае развития в геосинклиналях, располагаются параллельно краям последних. С другой стороны, экспериментальное изучение показало, что в материале, который был подвергнут напряжению скалывания, складки в пределах деформированной массы располагаются кулисообразно, причем оси складок ориентируются под углом 45° к направлению действия пары сил скалывания и под прямым углом к направлению укорочения¹ (см. фиг. 36). Таким образом, если устойчивые



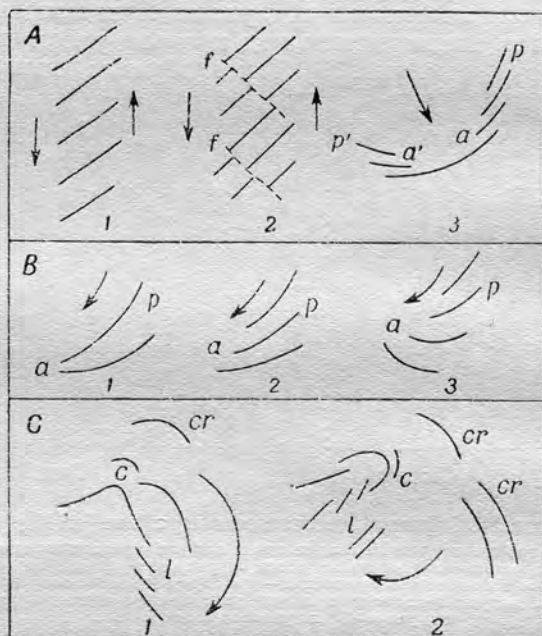
Фиг. 36. Образование складок в парафине (по Миду).
А—при прямом сжатии осевые линии складок параллельны краям деформированной пластинки воска и расположены под прямым углом к направлению сжатия; В—при горизонтальном скалывающем напряжении: осевые линии расположены кулисообразно под углом 45° к краям пластинки воска.

блоки, расположенные по краям геосинклинали, перемещаются один относительно другого в направлении, параллельном оси геосинклинали, то следует ожидать, что развивающиеся в этом случае складки также будут располагаться кулисообразно. Это явление не наблюдается в Аппалачах, где складки обладают значительной длиной и располагаются параллельно краям геосинклинали, так что, по всей вероятности, складчатость здесь образовалась в результате прямого сжатия.

Однако большое значение горизонтальных скалывающих движений подчеркивалось исследователями, изучавшими молодые горные цепи западной части Тихоокеанской области, где расположение горных дуг хорошо объясняется комбинированным действием прямого сжатия, горизонтального скалывания

¹ Hubbert M. K., Direction of the stress producing given geologic strains, *Journ. Geol.*, 36, p. 75—84 (1928); Chamberlin R. T., The strain ellipsoid and appalachian structures, *ibid.*, p. 85—90; Mead W. J., Notes on the mechanics of geologic structure, *Journ. Geol.*, 28, p. 505—523 (1920).

и кручения относительно вертикальной оси¹. Различные складчатые структуры, наблюдаемые в Восточной Азии, были воспроизведены Ли экспериментально путем определенных манипуляций с копировальной бумагой, помещенной на полированную



Фиг. 37. Классификация типов структур по расположению главных складок и по вероятному способу их образования. Стрелки указывают главные направления движения (по Ли).

А. Различные формы ϵ -структур. 1—параллельный ϵ -тип; 2—параллельный ϵ -тип с надвигами $f-f$; 3—концентрический ϵ -тип; a и a' представляют собой передние концы, p и p' —задние концы складок.

В. Различные формы ν (ню)-структур. 1—простой тип ν -структур; 2—обычный тип ν -структур; 3—спиральный тип ν -структур.

С. Различные формы τ -структур. 1—удлиненная форма, 2—широкая форма, c —«череп», cr —корона, l —крыло.

доску². Основные выделенные им типы структур показаны на фиг. 37.

Более того, было выяснено, что при помощи механизма сдавливания невозможно объяснить складчатость в поясах, имеющих мощность, равную нескольким десяткам и сотням

¹ Tokuda S., On the echelon structure of the Japanese archipelagoes, *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, 5, p. 41—76 (1926).

² Ли Сы-Гуан, Геология Китая, М., 1952.

километров, так как слабые породы неспособны передавать напряжения на такое расстояние. С другой стороны, плотное основание, на котором залегают осадки, не может сминаться в складки, подобные складкам этих осадков, так что неизбежно следует признать различное отношение к напряжению пород плотного основания и осадочного покрова. В связи с этим Арган¹ считал, что процесс общего пластического течения в породах фундамента приводил к образованию *складок фундамента* (*plis du fond*) и пологих надвигов и следствием этого является иная деформация покрова, путем образования складок коры. Юрские Альпы представляют классический пример резкого различия между проявлениями поверхностной и глубинной тектоники, причем породы фундамента здесь отличаются достаточной прочностью. Оберт² показал, что в Юрских горах имеет место образование местных зон интенсивной складчатости непосредственно над крутыми надвигами фундамента (фиг. 33). Образование складок было отмечено в погребенных надвиговых блоках в автохтонных покровах Альп и в штате Нью-Йорк³, что указывает на широкое распространение этого явления. Также отмечалась и связь складок со сбросами (см. стр. 69—71).

Арган полагал, что в структуре западных Альп необходимое сокращение кристаллического фундамента достигалось в основном путем надвигания африканского блока на европейский подобно движению гигантских полозьев. Предположение о надвигах (или поддвигах) лежит в основе многих теорий орогенеза⁴ и находит подтверждение в сейсмических данных, в особенности в данных, относящихся к молодым горным дугам, расположенным по окраинам континентов.

Другая теория тектогенеза, основанная главным образом на изучении гравитационных аномалий в восточной и западной Индии, предлагает иной путь объяснения причин сокращения фундамента, именно — прогиб гранитной оболочки с образованием изоклинальной складчатости, то есть возникновение тектогена, причем осадочный покров соскальзывает с последнего с образованием независимых сложных структур⁵. Экспериментальные исследования Григгса подтверждают эту гипотезу и показывают, что прогиб может возникнуть в результате воло-

¹ Argand E., La tectonique de l'Asie, *Congr. Geol. Internat.*, Session 13, Belgium, 1922 (1924).

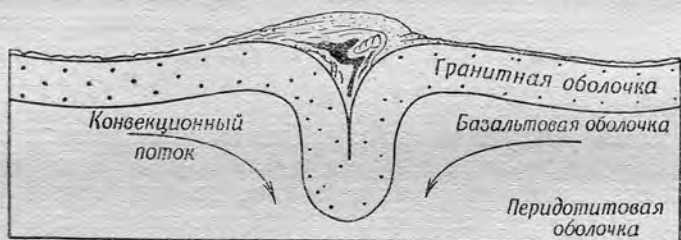
² Aubert D., Le Jura, *Geol. Rundsch.*, 37, p. 2—17 (1949).

³ Balk R., Structural and petrologic studies in Dutchess county, New York, Pt. 1, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47, p. 685—774 (1936).

⁴ См., например, Lawson A. C., Insular arcs, fore deeps and geosynclinal seas of the Asiatic coast, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 43, p. 353—381 (1932).

⁵ Vening Meinesz F. A., Gravity expeditions at sea, *Netherlands Geodetic Comm.*, 11 (1934). Griggs D., A theory of mountain-building, *Am. Journ. Sci.*, 237, p. 611—650 (1939).

чения, вызванного действием подкоровых конвекционных потоков на основание гранитной оболочки (фиг. 38, А). В пользу такого механизма (заключающегося в действии конвекционных



А



В

Фиг. 38

А — прогиб коры, или тектоген (по Гессу и Григгсу). Фигура показывает прогиб гранитной оболочки с наложением структуры западных Альп в том же масштабе и предполагаемые конвекционные потоки.
В — Возникновение несимметричного расположения структур в мобильном поясе при свободном скольжении (по Хаарману).

потоков и в перемещении вниз гранитной оболочки) высказывался также Холмс¹.

Вышеупомянутые теории предполагают поверхностные перемещения земной коры порядка многих километров; эти дистанции все же менее значительны, чем величины перемещения, постулируемые гипотезой движущихся материков. Другие теории диастрофизма существенно отличаются от вышеупомянутых тем, что в них предполагаются главным образом вертикальные движения земной коры, а развитие орогенических структур в осадочном покрове объясняется тектоническими проявлениями второго порядка, главным образом скольжением под действием силы тяжести.

¹ Principles of physical geology, London (1945).

Гравитационная тектоника. Предположение о том, что сложные складки и дизъюнктивы орогенических поясов могли образоваться в результате соскальзывания осадочного покрова по наклонному основанию под действием силы тяжести, впервые было высказано в XIX веке, но не встретило одобрения до самых последних лет, до того момента, когда Джефризом и Баллом в Англии¹ и Люжоном и Гагнебиным на европейском континенте² была предложена гипотеза образования Альп и Юры. Основные положения этой гипотезы нашли выражение в общих тектонических теориях-гипотезе колебаний Хармана³ и волновой гипотезе Ван-Бемеллена⁴.

В общем упомянутые авторы предполагали поднятие и дробление пород фундамента вместе с их осадочным покровом, сопровождавшиеся пластическим течением осадочных пород (*Freigleitung* Хармана) (фиг. 38, В). Несмотря на то, что эта гипотеза хорошо объясняет многие структурные особенности, как, например, складчатые покровы и строение складок в плане, существование надвиговых нарушений в кристаллическом основании и интенсивно проявленная вертикальная тектоника в районах, подобных зоне корней в Альпах, могут быть объяснены только действием сжатия. Однако именно привлечение силы (сила тяжести), действующей на каждую частицу породы и не требующей обязательной передачи напряжения самими деформированными породами, является, вероятно, наиболее сильной стороной этой гравитационно-тектонической гипотезы, и как это показал Кайсин⁵ на примере Арденн, для многих орогенов приходится допустить существование всепроникающего тектонического силового поля.

Другой взгляд, заключающий предположение о гравитационном течении, высказывался также Фурмарье⁶, который указал, что такое течение может иметь место скорее во время геосинклинальной стадии, чем на более поздних стадиях. Этот

¹ Jeffreys H., *Earthquakes and mountains*, London (1935); Bull A. J., The compression of a sheet, *Proc., Geol. Assoc.*, 54, p. 185—190 (1943).

² По этому вопросу см. Gignoux M., La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes, *Bull. Soc. Géol. France*, Ser. 5, 18, p. 739—761 (1948); также сборник *Geol. Mijnbouw*, Jhg. 12, N.S., No. 12 (1950); Gignoux M., Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité, *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 27, p. 1—34 (1948); Gagnebin E., Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse Orientale, *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, No. 80 (1945).

³ Haarmann H., *Die Oszillations-Theorie*, Stuttgart (1930).

⁴ Van Bemmelen R. W., *The geology of Indonesia*, The Hague (1949).

⁵ Kaisin F., Poussées tangentielles ou champs tectoniques? *Bull. Soc. Belge Géol.*, 53, p. 228—263 (1944).

⁶ Fourmarier P., Efforts tangentiels et efforts verticaux dans la tectogénèse, *Bull. Soc. Géol. de Belgique*, 69, p. 87—182 (1946).

взгляд находит подтверждение в примерах таких геосинклиналей, в которых интенсивность структурного развития складки и тектонические нарушения прогрессивно возрастают в более древних и глубоко залегающих породах, причем классические примеры этого явления, называемого принципом Боттхера, имеются в Рурском бассейне, складчатость которого объяснялась различным образом¹.

Современные исследования в США показали большое значение поверхностных перемещений, достигающих размеров в несколько километров и происходящих в некоторых случаях по полого залегающим пластам сбросам². Эти идеи несовместимы с представлением о простом боковом сжатии.

Совершенно ясно, что при рассмотрении возможных причин тектогенеза, как это показывают современные исследования, расшифровка структур должна быть основана на действительных тектонических системах и ни в какой мере не должна ограничиваться слишком упрощенными представлениями о механизме диастрофизма³.

Складчатость равнинного типа. В Мидконтиненте Северной Америки наблюдаются складчатые структуры, имеющие следующие характерные особенности⁴: 1) в результате складчатости образуются местные поднятия без соответствующих впадин, так что возникают только антиклинали и купола на фоне общего прогибания; 2) складки с глубиной делаются более ярко выраженными, причем наблюдается утонение пластов над гребнями складок; 3) обычно складки являются асимметричными и осевая плоскость их падает в сторону более крутого крыла складки; 4) со складчатостью обычно ассоциируются сбросы (фиг. 39).

Считают, что развитие складок этого типа частично обусловлено дифференциальными движениями в подстилающих породах, на которых залегают складчатые осадки, а не действием на осадки бокового сжатия. Пласты отлагались на

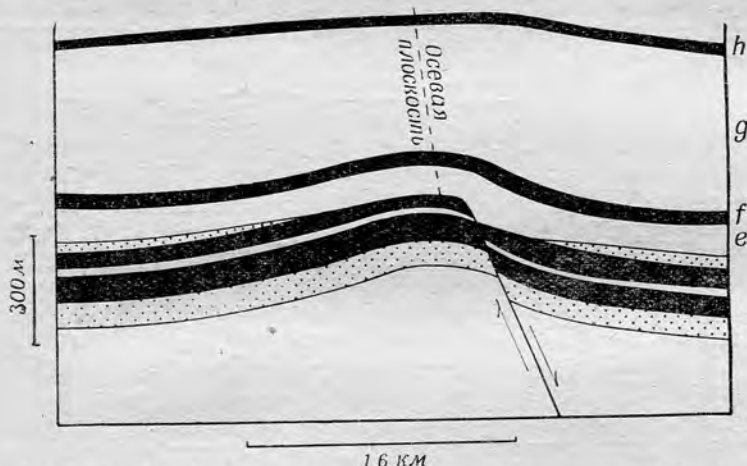
¹ Böttcher H., Stockwerkstektonik oder Faltungstiefenstufe im Gebiet der Ruhrmolasse, *Glückauf*, 80, p. 9—14 (1944). Oberste-Brink K., Sedimentation und Tektonik im Ruhrkohlenbezirk, *ibid.*, 69, S. 693 (1933). Kober L., Zur Geotektonik der Ruhrmolasse, *ibid.*, 79, S. 469—475 (1943).

² Rogers J., Evolution of thought on structure of Middle and Southern Appalachians, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 33, p. 1643—1654 (1949); Mechanics of appalachian folding, *ibid.*, 34, p. 672—681 (1950). Longwell C. R., The mechanics of orogeny, *Am. Journ. Sci.*, 243A, p. 417—447 (1945).

³ См., например, работу Грея: Gray K. W., A tectonic window in south-western Iran, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 105, p. 189—224 (1950), в которой доказывалось существование покровов, протягивающихся на расстояние около 50 км над плоской и ненарушенной поверхностью.

⁴ Clark S. K., The mechanics of the plains-type folds of the Midcontinent area, *Journ. Geol.*, 40, p. 46—61 (1932).

неровной поверхности, а последующие напряжения подчеркнули различия в относительном превышении различных частей поверхности. Погребенные возвышенности, по крайней мере в отдельных случаях, являются перемещенными сбросовыми глыбами, которые после отложения на них осадков подверглись повторному поднятию, в результате чего и образовались



Фиг. 39. Складчатость равнинного типа, возникшая в пластах *e, f, g, h* в результате сброса в основании, на котором пласт *a* залегает несогласно (по Кларку).

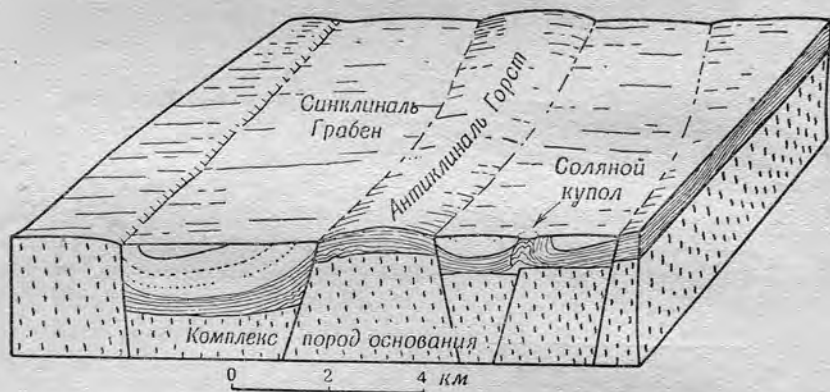
антиклинали и купола, сопровождающиеся в некоторых случаях краевыми нормальными сбросами. Геометрические особенности складок определяются первоначальной формой поверхности коренных пород, размером повторного поднятия погребенных возвышенностей и уплотнением и течением осадков во время их деформации¹ (стр. 86—87).

Сбрососкладки (*fault-folding; Bruchfaltung*). Штилле и другие исследователи² показали, что для отдельных районов сред-

¹ Clark S. K., The mechanics of the plains-type folds of the mid-continent area, *Journ. Geol.*, 40, p. 46—61 (1932); Powers S., Structural geology of the mid-continent region; a field for research, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 36, p. 379—392 (1925); также Structural geology of North-Eastern Oklahoma, *Journ. Geol.*, 39, p. 117—132 (1931); Ferguson J. L. and Vernon J., Relationship of buried hills to petroleum accumulation, *Sci. Petrol.*, Oxford p. 240—243 (1938).

² Stille H., Mitteldeutsche Rahmenfaltung, *Jahrb. d. niedersächs. Ver. Hannover*, S. 141—169 (1910); также Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik, *Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt*, N. F., 95 (1923—1925), 116 (1930), 128 (1931); Geotektonische Forschungen. Hft. I, Zur Germanotypen Tektonik I. Ed. by Stille H. and Lotze F., Berlin (1937).

ней и северной Германии (Саксония) характерна тесная ассоциация складчатости с почти вертикальными сбросами; это явление было описано под названием *сбрососкладчатости*¹ (*fault-folding*). В процессе образования последней земная кора разбивается на большое количество длинных, узких, в различной степени приподнятых клиньев, причем приподнятые клинья образуют антиклинальные структуры, крылья которых подвергаются воздействию сбросов, простирающихся параллельно



Фиг. 40. Блок-диаграмма, показывающая сбрососкладку. Соляные отложения залегают в основании осадочного покрова, лежащего на комплексе пород фундамента.

длинной стороне складок (фиг. 40). Осадки, залегающие на приподнятых блоках, почти или совершенно не складчаты, однако в опущенных блоках интенсивность складчатости возрастает так же, как и мощность осадков. Обычно наблюдаются немногочисленные надвиги и многочисленные местные несогласия.

Береговые хребты Калифорнии представляют другой пример района развития структур подобного типа², образование которых Бюхер относил за счет переменного воздействия растяжения и сжатия в пределах площадей большой мощностью

¹ Термин *fault-folding* (складка-сброс) долгое время употреблялся для сбросов, развивающихся в тесной связи со складками, особенно в покровной тектонике [см. Bailey E. B., *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 90, p. 467 (1934)]. Ограничение употребления аналогичного термина (сбрососкладка) понятием *Bruchfalten* может вызвать путаницу, однако лучшего термина не было предложено.

² Bucher W. H., The deformation of the Earth's crust, Princeton, p. 303—325; Clark B. L., Folding of the California coast range type illustrated by a Series of Experiments, *Journ. Geol.*, 45, p. 296—319 (1937).

осадков. Согласно Бюхеру, структура, состоящая из длинных блоков, ограниченных сбросами, образуется в результате растяжения. Складчатость осадков в пределах впадин, так же как и мелкие надвиги, является результатом действия более позднего сжатия и волочения по плоскостям сбросов. Шух¹ пришел к аналогичным во многом заключениям относительно образования саксонских складок излома, которые Штилле рассматривал как следствие одного сжатия, даже в условиях сбросовой тектоники. Структуры, подобные складкам излома, повидимому, гораздо более обычны, чем это может показаться на основании литературных данных, причем многие примеры были описаны под названием сбросов, сопровождавшихся эффектом волочения, а не как складчатость. Имеется большое сходство между рассматриваемым типом и складчатостью равнинного типа.

Сбросовые глыбы. Обычно говорят, что районы, раздробленные сбросами на большое количество в различной степени приподнятых и опущенных глыб, претерпели процесс образования *сбросовых глыб*². Если такие районы не подвергались последующей эрозии, перемещения глыб могут непосредственно отразиться в рельефе. Приподнятые блоки, образующие плоскогорья или гребни, называются *горстами*, а глыбы, показывающие заметный наклон, — *наклонными глыбами*. Сбросы (см. стр. 115—119), образующие серию глыб с последовательным увеличением степени поднятия, называются *ступенчатыми сбросами*, а длинные и сравнительно узкие тектонические долины, образованные сбросами, называются *сбросовыми впадинами*, или *грабенами*.

Если основные движения происходили только по одной системе субпараллельных сбросов, то в результате образуются длинные и сравнительно узкие глыбы. Наличие второй системы, пересекающей структуру первой, может привести к образованию в краевых частях грабенов и горстов, — структуры, имеющей в плане зигзагообразный характер, как это имеет место, например, в Восточной Африке. В другом случае земная кора может быть раздроблена на большое количество мелких глыб, образующих глыбовую мозаику³.

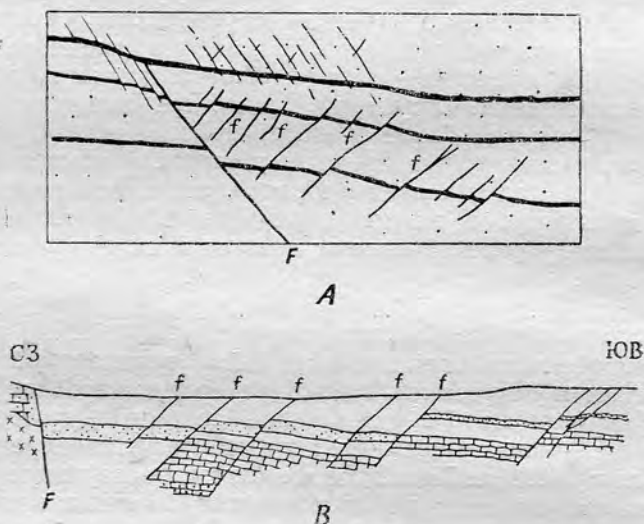
Происхождение грабенов. В том случае, если площадь развития сбросов подвергалась продолжительной эрозии, путем

¹ Schuch F., Die Saxonische Gebirgsbildung, Kali. 16, Heft. 8, 9, 15, 16 (1922).

² Этот термин обычно не употребляется по отношению к сдвигам.

³ Как это имеет место в центральной Швеции. См. Davis W. M., Die Erklärende Beschreibung der Landformen, Berlin, 2nd ed., S. 169 (1924).

геологического картирования можно определить, относятся ли сбросы к нормальному типу или представляют собой обратные сбросы. Однако это труднее определить в тех участках, где сбросы физиографически молоды. Особые сомнения вызывают



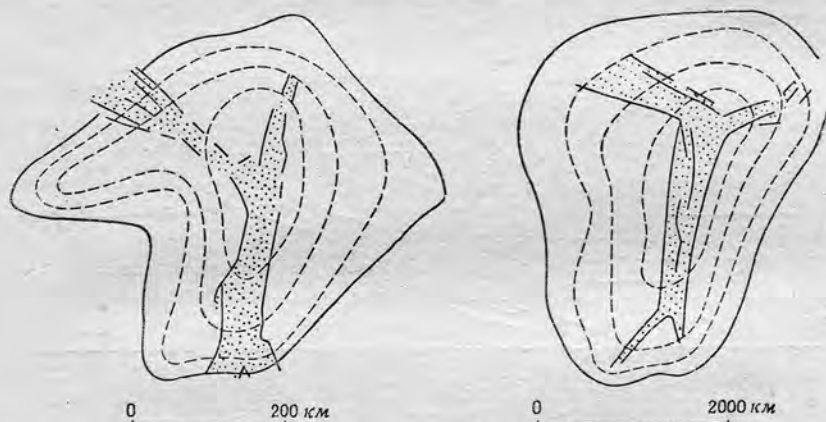
Фиг. 41. Структура участка экспериментально воспроизведенного грабена (в глине) в сравнении с западным краем Рейнского грабена.

А—структура части грабена, полученная экспериментально в глине; В—приведенная для сравнения часть западной каймы грабена Рейна (по Клоосу). Плоскость скалывания F в глине можно сравнивать с пограничным сбросом F грабена Рейна. Мелкие сбросы ff отклоняются от вертикали в сторону F и падают в сторону, противоположную падению пластов. Такое расположение называется *антигетическим*.

структура и происхождение крупных грабенов Восточной Африки, района Мертвого моря и долины Рейна, несмотря на многочисленные проведенные исследования.

Грабен Рейна изучен весьма детально, и структура его ясна. Грабен пересекает обширный район дугообразной формы, включающий в себя Вогезы и Шварцвальд на юге и Гарц и Оденвальд на севере. Краевые сбросы относятся к нормальному типу и обычно отклоняются несколько от вертикали в сторону грабена. Подавляющее большинство мелких сбросов, расположенных в пределах грабена, также является нормальными сбросами. Г. Клоос настолько удачно воспроизвел структурные особенности этого грабена в экспериментах с влажной глиной, подвергая последнюю боковому растяжению (фиг. 41

и фото IV), что не остается никаких сомнений относительно его происхождения. Последний, несомненно, образовался в результате периферического растяжения земной коры под прямым углом к грабену, которое могло иметь или региональную природу, или было вызвано дугообразным изгибанием глыбы земной коры на том участке, где прошел грабен¹.



Фиг. 42. Рифты Рейна и Красного моря (по Г. Клоосу). Рейнское (слева) и Нубийско-Аравийское (справа) поднятия и связанные с ними грабены (показаны точками), данные в равновеликих масштабах. Хорошо выражено большое сходство этих структур.

Ж. В. Грегори был главным сторонником теории, согласно которой система грабенов Восточной Африки трактовалась как ряд рифтовых долин; он считал, что сбросовые глыбы ограничены нормальными сбросами, образовавшимися в результате периферического растяжения земной коры². Однако Вейланд считал, что они были образованы в результате действия глубинного бокового сжатия и что ограничивающие их тектонические нарушения суть взбросы³. Уиллис⁴ склонялся к мнению, что преобладающими движениями являлись вертикальные под-

¹ Cloos H., Zur Experimentellen Tektonik, *Naturwis.*, 18, S. 714—747 (1930); *ibid.*, 19, S. 242—247 (1931). Zur Mechanik grosser Brüche und Gräben, *Cbl. für Min., Abt. B.*, S. 273—286 (1932); Künstliche Gebirge, *Natur und Museum*, 59, S. 225—272 (1929); *ibid.*, 60, S. 258—269 (1930).

² Gregory J. W., The African rift valleys, *Geogr. Journ.*, 56, p. 13—47, 327—328 (1920); The rift valleys and geology of East Africa, London (1921).

³ Wayland E. J., Some account of the geology of the lake Albert rift valley, *Geogr. Journ.*, 58, p. 344—359 (1921).

⁴ African plateaus and rift valleys, *Carnegie Inst. Washing.*, Publ. No. 490 (1936).

нения и опускания и что наблюдаемые в поле местные проявления сжатия имеют подчиненный характер. Он предполагал, что приподнятые плоскогорья могли образоваться в результате расширения первоначально твердых, но пластичных, расположенных на глубине частей астеносферы, а образование депрессий относил за счет устранения опоры со стороны блоков, прилегающих к плато, вследствие поднятия магмы на поверхность.



Фиг. 43. Грабен Мертвого моря, показанный в виде ремповой долины (по Уиллису, 1928).

Предполагается, что вся масса пород находится под давлением; Палестинская и Трансиорданская глыбы поднялись при движении по подстилающим ремпам. Гипотетическое тело «х» действовало при этом как подпорка и передвигалось вправо. Плавление происходило в результате повышения температуры и действия скалывания, и образовавшийся в результате расплав выжимался в виде лавовых потоков на Трансиорданскую глыбу.

В случае впадины Мертвого моря Уиллис предполагал существование круто падающих краевых надвигов, образованных в результате бокового сжатия (фиг. 43). Этот взгляд аналогичен представлению Вейланда о структуре рифта озера Альберта. Для долин такого типа Уиллис ввел термин *ремповые долины* (*ramp valleys*)¹.

Теория сжатия не объясняет такие особенности грабенов, как их зигзагообразный характер и отсутствие сильной складчатости в слабых породах, залегающих в пределах последних². Совсем недавно Клоос показал, что крупные грабены располагаются на гребнях широких щитообразных поднятий и что между ними можно обнаружить ряд сходных признаков особенно в форме разветвлений грабенов в краевых частях под-

¹ Willis B., The Dead sea problem, rift or ramp valley, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 39, p. 490—542 (1928).

² Faber S., Fault troughs, *Journ. Geol.*, 35, p. 577—601 (1937); Bucher W. H., The deformation of the Earth's crust, Princeton, p. 325—339 (1933).

нятий¹ (фиг. 42). Таким образом, приведенные данные с полной очевидностью свидетельствуют об образовании грабенов вследствие расширения.

Хорошо известным примером глыбовой тектоники является район Большого Бассейна в штатах Невада и Юта² и районы Фенноскандии³, однако английские примеры более древней глыбовой тектоники, например Великое плоскогорье Шотландии и угольные районы Мидленда, изучены гораздо более детально⁴.

¹ Cloos H., Hebung-spaltung-vulkanismus, *Geol. Rundsch.*, 30 (1939).

² Davis W. M., Mountain ranges of the great basin, *Mus. Comp. Zool. Harvard*, 42 (1933); The basin range problem, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 11, p. 387—392 (1925). Gilbert G. K., Studies of basin range structure, *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 153*, p. 76—86 (1928).

³ Sederholm J. J., Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoscandia, *Bull. Comm. Géol. Finlande*, No. 37, S. 66 (1913). Askund B., Bruchspaltenbildungen in südöstlichen Östergötland, *Géol. Fören. Förh. Stockholm*, 45 (1923). Högbom A. G., Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen etc., *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 13, p. 391—408 (1916).

⁴ Anderson E. M., The dynamics of faulting. Edinburgh (1942).

Глава IV

СКЛАДКИ

1. ГЕОМЕТРИЯ СКЛАДОК

При детальном структурном изучении складчатых пластов необходимо применение четкой терминологии; поэтому заслуживает удивления тот факт, что среди геологов до сих пор не существует договоренности относительно определения смысла и значения многих употребляемых ими терминов. В нижеследующем разделе о геометрии складок приводится большинство употребляемых в настоящее время терминов и даются некоторые указания о выборе наиболее предпочтительных терминов в сомнительных случаях.

Типы изгибов (*flexures*). Различные типы складчатости отдельного пласта или руководящего горизонта будут перечислены ниже.

Эти определения исходят из того, что опорной плоскостью является плоскость горизонтальная, что в общем случае является удовлетворительной посылкой, однако это положение непригодно для складок, склоняющихся под углом 90° и более. В последнем случае предпочтительнее определять антиклиналь как складку, содержащую в ядре более древние породы, а синклинали — как складку, содержащую в ядре более молодые породы.

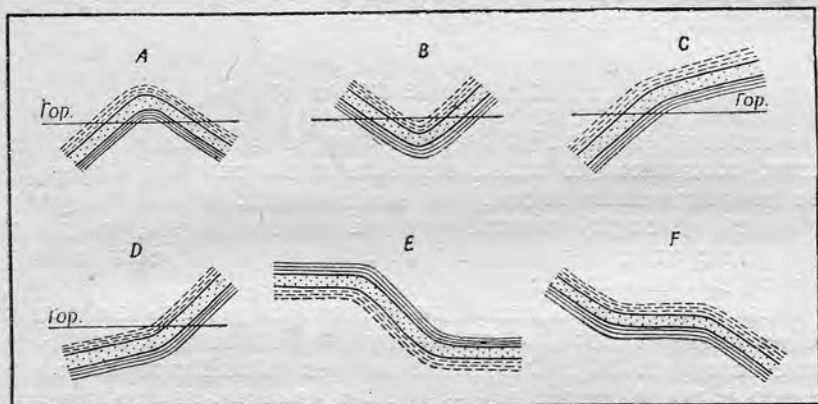
Трудности могут также встретиться в вопросе о структурной терминологии в районах глыбовой складчатости, где образование сбросов сопровождается интенсивными проявлениями волочения и коробления. В таких районах, несмотря на доминирующую роль сбросовой тектоники, изгибы, обращенные выпуклостью вверх или вниз, должны картироваться как антиклинали и синклинали соответственно¹.

Антиклиналью называется изгиб, обращенный выпуклостью вверх, в котором данный пласт на обоих крыльях пересекает одну и ту же горизонтальную плоскость (фиг. 44, А).

¹ Tromps S. W., Blockfolding phenomena in the Middle East, *Geol. en Mijnbouw*, Jhg. II, p. 273—278 (1949) предложил отличать такие складки от складок, образованных в результате сжатия, и указал на то, что термины „антиклиналь“ и „синклинали“ не должны употребляться в генетическом смысле, что их следует применять для обозначения структур, наблюдаемых в поле.

Синклиналию называется изгиб, обращенный выпуклостью вниз, в котором данный пласт пересекает одну и ту же горизонтальную плоскость на обоих крыльях (фиг. 44, *B*).

Антиклинальным перегибом (*anticlinal bend*)¹ называется изгиб, обращенный выпуклостью вверх, в котором одно крыло падает полого в сторону шарнира, а другое крыло падает более круто от него (фиг. 44, *C*).



Фиг. 44. Типы изгибов.

A—симметричная антиклиналь; *B*—симметричная синклинали; *C*—антиклинальный перегиб; *D*—синклинальный перегиб; *E*—моноклиналь; *F*—терраса; гор.—горизонталь.

Синклинальным перегибом называется изгиб, обращенный выпуклостью вниз, в котором верхнее крыло падает круче, чем нижнее (фиг. 44, *D*).

Куполом (*dom*) называется изгиб, обращенный выпуклостью вверх, в котором линии падения направлены в сторону от центра во всех направлениях (куполовидное падение).

Бассейном (*basin*) называется структура, обращенная вогнутостью вверх, падения в пределах которой во всех точках направлены к центру. Купола и бассейны представляют собой периклинальные структуры или структуры радиального падения пластов.

Моноклиналию называется участок местного более крутого падения однородно падающей или горизонтально залегающей серии, образованной антиклинальным перегибом вверху и синклинальным перегибом внизу (фиг. 44, *E*). Однако в нефтяной геологии этот термин употребляется для формаций, обладающих более или менее однородным падением в одном направлении.

¹ Busk H. G., *Earth flexures*, Cambridge (1929).

Террасой называется местное выполаживание однородно падающей серии, которое образовано синклинальным перегибом вверху и антиклинальным перегибом внизу (фиг. 44, F).

Антиклинальные и синклинальные структуры большого масштаба, порядка нескольких километров шириной, крылья которых, в свою очередь, нарушены дополнительной складчатостью, называются *антиклинориями* и *синклинориями*. Термины *геоантиклиналь* и *геосинклиналь* не должны употребляться в этом смысле.

ОПИСАНИЕ СКЛАДОК

Элементы складок¹. *Гребнем* (*crest*) антиклинали называется линия, соединяющая самые верхние точки складки, определенные по положению отдельного пласта (фиг. 45).

Килем (*trough*) синклинали называется линия, соединяющая самые нижние точки складки, определенные по положению отдельного пласта.

Склонением (*pitch*) складки называется угол падения линии гребня антиклинали или линии кия синклинали в какой-либо точке (см. фиг. 68). Склонение может изменяться по направлению и по величине вдоль гребня складки и измеряется в вертикальной плоскости.

Некоторые авторы² в настоящее время употребляют термин *plunge* (погружение) в том значении, которое мы придаем термину „склонение“, а наклонение (*rake*) определяют как угол наклона линейной структуры, измеренный в плоскости какой-либо структуры (например, удлинение на плоскости сланцеватости). Если принять эту терминологию, то термин „склонение“ следует для складок отбросить.

Плоскостью гребня (*crestal plane*) складки называется поверхность, проходящая последовательно через линии гребней пластов, образующих складку (фиг. 45).

Осевой плоскостью (*axial plane*), по определению Баска³, называется поверхность, проходящая внутри складки через точки, равноудаленные от обоих крыльев последней, что определяется по положению отдельных пластов. Однако понятие об осевой плоскости складки не является простым и будет разобрано более подробно ниже.

Термин *осевая линия* (*axial line*) является общераспро-

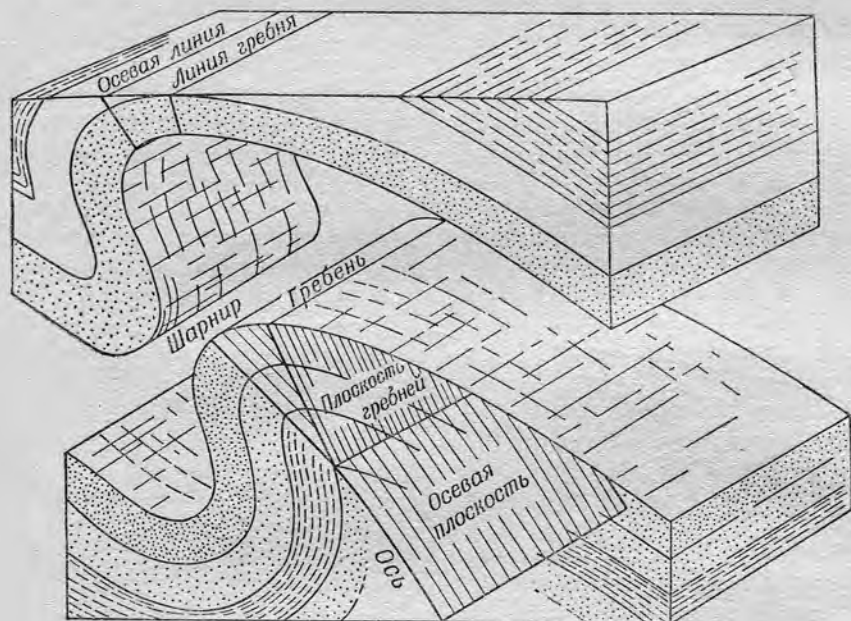
¹ См. Challinor J., The primary and secondary elements of a fold, *Proc. Geol. Assoc.*, 56, p. 82—88 (1945).

² U. S. Geol. Surv., Explanatory notes to a new list of geological map symbols (1948). Терминология, рекомендованная в этой работе, принята некоторыми официальными организациями.

³ Busk H. G., Earth flexures, Cambridge, p. 7 (1929).

страненным и может употребляться для обозначения линии пересечения осевой плоскости складки с поверхностью Земли, будучи таким образом полезным термином при расшифровке геологических карт.

В таком случае термин *линия гребня (crest line)* можно определять подобным же образом.



Фиг. 45. Блок-диаграмма асимметричной складки с различными ее элементами.

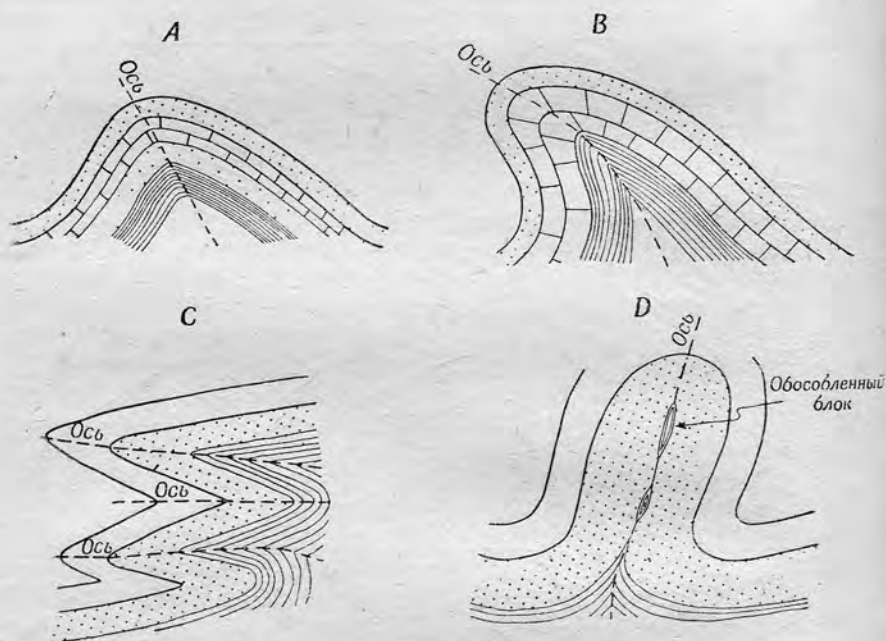
Термин *ось (axis)* употребляется в нескольких различных значениях. Б. и Р. Уиллисами¹ он определялся аналогично тому, как выше были определены гребень и киль. Нивин² определял как *ось*, так и *осевую линию*, как „среднюю линию складки, то есть линию пересечения осевой плоскости и напластования“. Г. Клоос использовал термин „*ось*“ для обозначения направления простирания складки, имея в виду то направление, которое параллельно образующим линиям складки как цилиндрической поверхности³. Этот термин употребляется также для обозначения следа осевой плоскости складки в по-

¹ Willis B. and Willis R., *Geologic structures*, New York, p. 55 (1934).

² Nevin, *Principles of structural geology*, New York, p. 41 (1949).

³ Einführung in die Geologie, Berlin, S. 185 (1936).

перечном сечении¹, что, повидимому, следует принять за стандартное определение. В таком случае остается только выбрать термин для обозначения линии пересечения осевой плоскости с данным пластом, с тем чтобы дополнить терминологию для различных частей складки. Термин *шарнир* (*арех*) определен



Фиг. 46. Типы складок.

А—асимметричная антиклиналь (наклонная); В—асимметричная антиклиналь (опрокинутая); С—лежачие зигзагообразные складки; D—изоклиальная складка с обособленными блоками сланца в ядре.

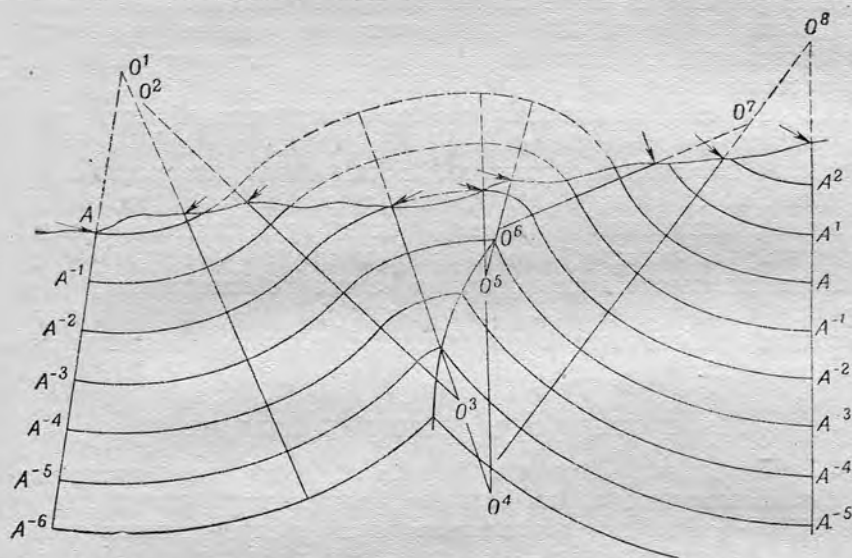
Баском² как линия пересечения осевой плоскости складки или с поверхностью земли, или с горизонтальной плоскостью. Учитывая, однако, тот факт, что в этом же смысле в течение долгого времени, по крайней мере в Австралии, употреблялся термин „осевая линия“, термин „шарнир“ мы здесь определяем как линию пересечения осевой плоскости с данным горизонтом в складке. В более точном определении шарнир представляет собой точку в поперечном сечении складки, соответствующую наиболее резкому изменению угла падения, а складка поэтому в этой точке является наиболее острой. В продольном сечении

¹ Dana J. D., Manual of geology, New York, p. 93, 95 (1880).

² Busk H. G., Earth flexures, Cambridge, p. 7 (1929).

складки шарнир представляет собой линию, соединяющую такие точки.

Подобная терминология допускает описание складок с учетом положения каждого пласта, участвующего в строении складки, что часто бывает необходимо в производственной



Фиг. 47. Асимметричная складка параллельного типа, образованная плоскостями слоистости A , A^{-1} , A^{-2} и т. д., проведенными через одинаковые интервалы.

В промежутке между наблюдаемыми на выходе падениями пласты залегают в виде круглых арок, центры которых $O, O^1 \dots O^8$ находятся на пересечении радиусов, проведенных под прямым углом к направлениям падения.

работе. Иллюстрацией подобного применения этой номенклатуры является фиг. 45.

Симметрия и положение складок. При описании положения пластов в поперечном сечении складки употреблялись различные термины. Так, обычно говорят, что складка является симметричной, если падение любого пласта, измеренное в точке пересечения пласта с данной горизонтальной плоскостью имеет одно и то же значение в каждом крыле складки (фиг. 44, А). Согласно этому определению, осевая плоскость должна быть вертикальной, однако Нивин и другие¹ относили к симметрич-

¹ Nevins C. M., Principles of structural geology, New York, p. 36—38 (1931); Stoces B. and White C. H., Structural geology, London, p. 116 (1935).

ным складкам также и такие складки, в которых слагающие их пласты в обоих крыльях падают под углом, близким к углу падения осевой плоскости, даже в том случае, если последняя залегает наклонно. Стокс и Уайт¹ ограничивали применение этого термина только такими складками, которые, кроме указанной выше симметрии, обладали еще и крыльями одинаковой длины. Оба последних определения находятся в противоречии с обычным определением, которым пользуются в настоящее время.

В случае *асимметричной складки* падение обоих крыльев в местах пересечения какого-либо пласта с данной горизонтальной плоскостью различно. Если осевая плоскость имеет наклон, но более крутопадающее крыло не опрокинато, складку считают *наклонной (inclined)*, если крутопадающее крыло опрокинато, складку называют опрокинутой (*overfold*), если осевая плоскость ориентирована почти горизонтально, образуется лежащая складка (*recumbent fold*), а если оба крыла складки приблизительно параллельны, складка называется *изоклинальной*.

СООТНОШЕНИЕ ПЛАСТОВ В СКЛАДКЕ

Параллельные складки. Изучение положения последовательных пластов в серии осадков, сложенных в складки, привело Ван-Хайза² к установлению двух различных типов расположения последних, которые он назвал *концентрической*, или *параллельной складчатостью*, с одной стороны, и *подобной (similar) складчатостью*, с другой стороны.

В случае параллельной складчатости пласты изогнуты таким образом, что образуют параллельные кривые и повсюду сохраняют одинаковую мощность. Отсюда углы падения уменьшаются как по направлению вверх, так и по направлению вниз благодаря прогрессивному увеличению радиуса кривизны пластов в каждом секторе при увеличении расстояния между центрами кривизны.³ Такие складки, как это можно видеть при изгибании колоды карт, крепко сжатой с одной стороны, могут образоваться только при условии дифференциального скольжения между пластами. Верхний пласт из каких-либо произвольно

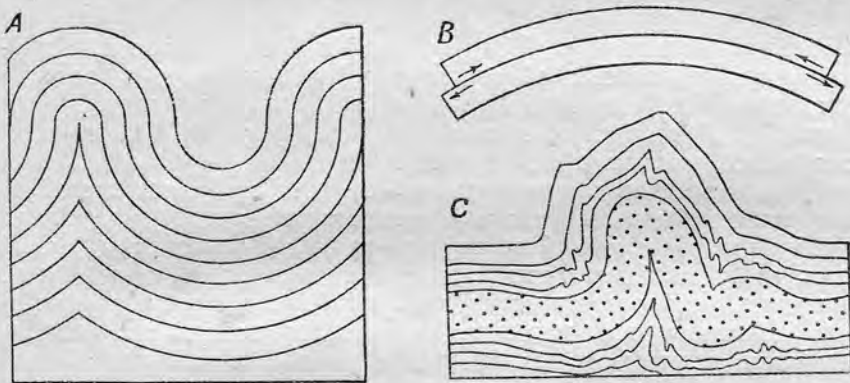
¹ Stokes C. M. and White C. H., Structural geology, London, p. 116 (1935).

² Van Hise C. R., Principles of North American pre-cambrian geology, 16th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv., Pt. 1, p. 581—843 (1896).

³ Так как плавную кривую можно разбить на несколько тангенциальных дуг окружности, то в пределах незначительных секторов изгибы пластов, образующих концентрическую складку, также можно принимать за дуги окружностей, так что можно говорить о центрах кривизны каждого сегмента.

взятых двух пластов антиклинали движется по нижнему пласту в направлении шарнира антиклинали. В каждом пласте имеет место внутренняя деформация, как это было показано в связи с деформацией изгиба (фиг. 22).

Идеализированная диаграмма (фиг. 48, А) показывает параллельную складку, затухающую вверх и вниз от средней



Фиг. 48. Параллельные складки.

А—идеализированные вертикальные параллельные складки, содержащие зоны синусоидальных и остроугольных кривых, показывающих уменьшение интенсивности складчатости с глубиной; В—параллельная складчатость двух пластов, показывающая межпластовое скольжение; С—параллельная складчатость в одной формации (обозначена точками) при дисгармоничной складчатости в подстилающих и покрывающих пластах.

зоны криволинейной складки, в пределах которой укорочение является максимальным. Но так как ось складки остается вертикальной, укорочение фактически остается постоянным, и при такой складчатости верхние и нижние пласты, складчатость в которых имеет остроугольный характер, должны обладать увеличенной мощностью. В природе условия для образования параллельной криволинейной складчатости имеют место в случае сравнительно прочных („компетентных“) пластов, которые или переслаиваются со сравнительно слабыми, пластичными („некомпетентными“) ¹ пластами, или их перекрывают, причем последние подвергаются сложной складчатости или скалыванию. Такие условия были воспроизведены в классических экспериментах Уиллиса ², из которых можно вывести, что подобное строение параллельных складок в поперечном сечении должно

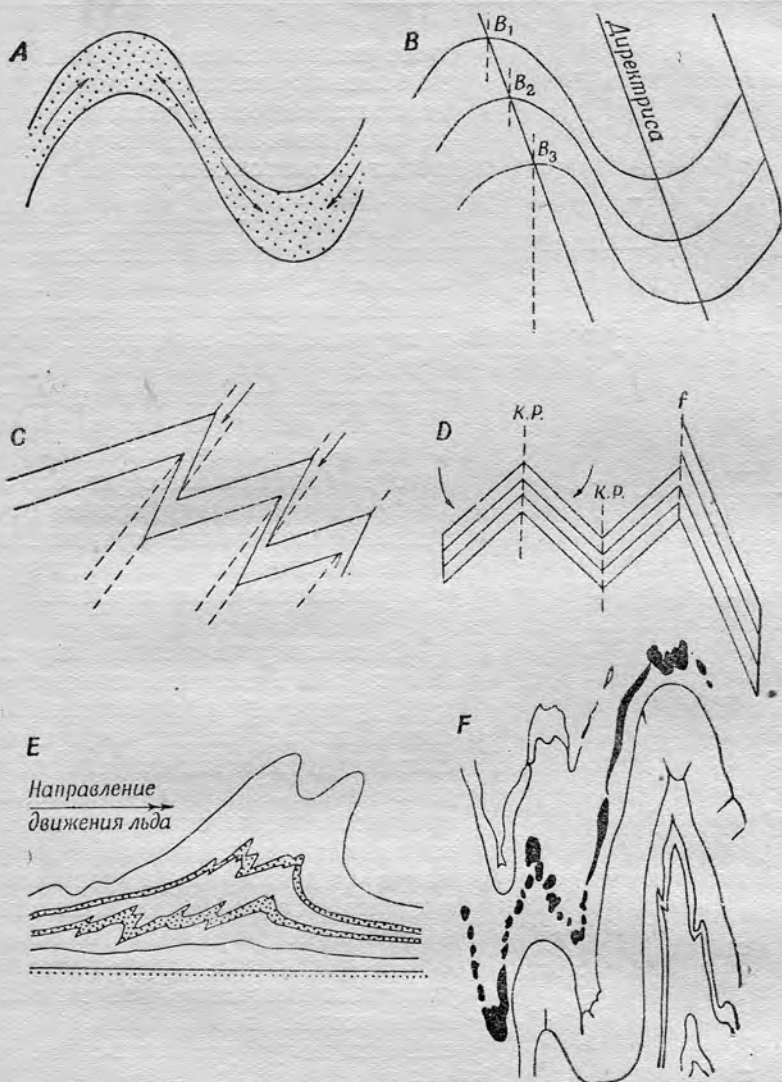
¹ Willis B., The mechanics of appalachian structure, 13th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv., Pt. 2, p. 217—281 (1893).

² В советской геологической литературе понятию компетентности пород придается обычно иное значение (см., например, В. Белоусов, Основы геотектоники, М., 1948).—Прим. перев.

исчезать в контакте компетентных пластов с включенными в них некомпетентными пластами, которые деформируются иначе (фиг. 48, В). В мощной серии пластов высокой компетентности укорочение, возникающее выше зоны криволинейной складчатости, может выразиться в образовании надвигов. Различные проявления такого характера хорошо выражены в Юрских горах (фиг. 33).

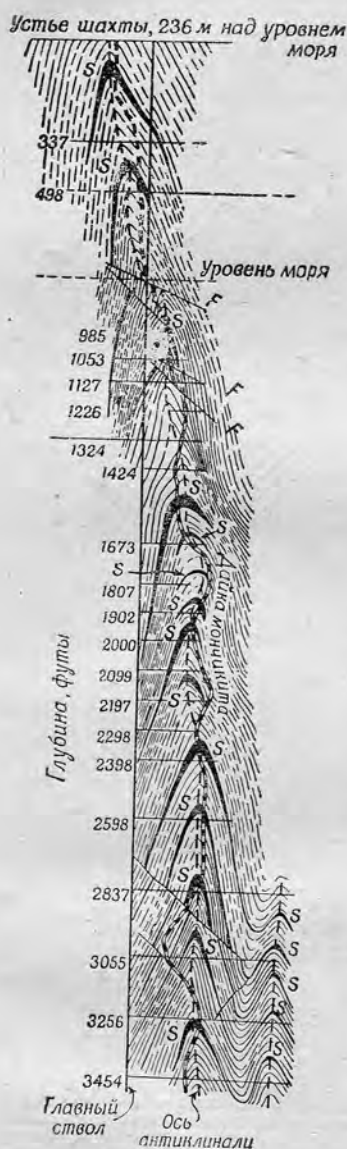
Подобные складки. В случае подобной складчатости, с другой стороны, пласты образуют подобные кривые, а складки сохраняют однородный характер в вертикальном направлении (фиг. 50). В этом случае можно видеть (фиг. 49, В), что пласты не сохраняют повсюду свою первоначальную мощность: мощность пластов в крыльях меньше, чем в области шарнира. Это может быть результатом течения материала из крыльев к шарниру, однако в большинстве случаев, повидимому, причины этого явления были иными. Действительно, в подобных складках, распространяющихся до глубины около тысячи метров, согласно этой гипотезе, все пластичные пласты должны бы были испытывать пластическое течение в одинаковой степени, а все более хрупкие пласты — образовывать складки одинаковой формы, несмотря на возможные различия между ними в физических свойствах. Рассмотрение асимметричных подобных складок, возникающих на ранней стадии образования надвигов растяжения, показывает, однако, что геометрические особенности подобных складок связаны со скалыванием, происходящим параллельно определенному направлению, причем последнее может обозначаться как директриса. В таких складках первоначальная мощность пластов сохраняется в шарнирах, а крылья подвергаются растяжению в различной степени.

Зигзагообразные складки. Зигзагообразные, или угловатые, складки представляют особый случай, так как обладают одновременно признаками складок параллельного и подобного типов, причем плоскости напластования остаются параллельными в крыльях, но форма складки все-таки сохраняется на глубине. Можно выделить два основных типа зигзагообразной складчатости: первый тип, образующийся в результате скалывания параллельно падающим пластам (фиг. 49), и второй тип, образующийся в результате вращения пластов относительно осевой плоскости, как это можно наблюдать, например, в случае двух колод карт, прижатых друг к другу и повернутых таким образом, что в их стыке образуется гребень. Это явление известно под названием *коленообразного изгибания (knicking)*, а плоскости, относительно которых происходит вращение, называются *плоскостями излома (knick—planes)*. Если крылья



Фиг. 49. Типы складок.

А—вертикальная и симметричная, подобная складка; стрелки показывают предполагаемое течение материала из крыльев к шарнирам; В—наклонная симметричная складка синусоидальной формы. Показаны различные биссектрисы B_1 , B_2 , B_3 в каждом пласте и общая направляющая линия (директриса); С—угловатые или зигзагообразные складки, образованные в результате скалывания однородно падающего пласта; D—угловатые или зигзагообразные складки, образованные в результате вращения вокруг плоскостей излома. При разных углах падения крыльев возникает разрыв в шарнире; Е—генеративная складка в третичных бурых углях Германии, образованная в результате волочения при движении плейстоценового ледника (по Зейдлю); F—дизъюнктивная складка (в черном кварце), складки скалывания и изгиба в других пластах, в гематитовом кварците (штуф); K.P.—плоскости излома.



поворачиваются на различный угол, то более крутое крыло должно подниматься над более пологим крылом по плоскости излома, которая переходит в тектоническое нарушение (фиг. 49, D).

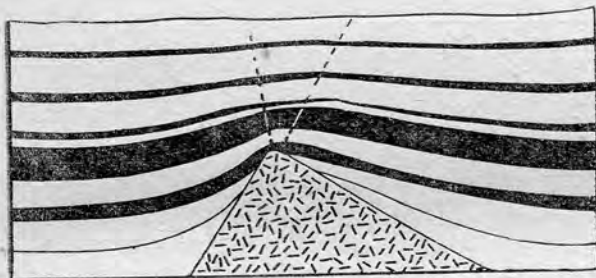
При таком механизме межпластовое скольжение имеет место аналогично случаю параллельной складчатости, но если пласты не ломаются в шарнире, то в этом месте возникают дополнительные деформации, так как пласты местами изогнуты. Угловатые складки могут образоваться в результате комбинированного эффекта коленообразного изгибания и скалывания, причем внутреннее скалывание сравнительно более пластичных пластов приводит к образованию сланцеватости.

Складки уплотнения (*supratenuous folds*). Складки, показывающие „уменьшение мощности формаций по вертикали над гребнем складки“¹, называются складками уплотнения. Как мы уже видели, при рассмотрении складчатости равнинного типа, подобные признаки могут возникнуть в результате внедрения погребенных возвышенностей в покрывающие их осадки или в результате неравномерного уплотнения осадков, залегающих на неровной поверхности. Такие складки могут развиваться также

Фиг. 50. Разрез по стволу глубокой шахты Хастлер, показывающий подобную складчатость (по Херману). Заметны постоянно складок на глубине и седловидные жилы (S), служащие указанием на увеличение мощности всей формации в осевых частях складок. Третичная дайка мончикита следует ослабленной поверхности, совпадающей с осевой плоскостью складки.

¹ Nevins C. M., Principles of structural geology, New York, p. 47 (1931).

в том случае, если складчатость и отложение осадков происходят одновременно, причем в синклиналях образуются более мощные формации, чем в антиклиналях. Асимметрия погребенных возвышенностей вызывает асимметрию антиклиналей, и, как показали эксперименты¹, наклон плоскости гребня антиклинали контролируется формой склонов подстилающих погребенных возвышенностей (фиг. 51). Плоскость гребня падает в сторону более крутого склона возвышенности и также



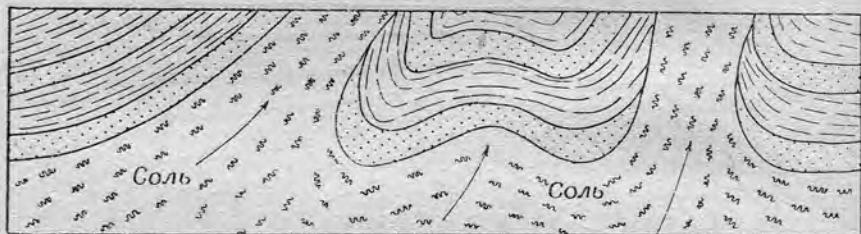
Фиг. 51. Складка уплотнения, полученная при эксперименте с песком и глиной, отложенными в виде последовательных слоев над выступом (по Нивину). Заметен наклон плоскости гребня в сторону более крутого бока „погребенной возвышенности“ и в сторону более крутопадающего крыла складки.

в сторону более крутого крыла складки (по направлению к точке пересечения плоскости гребня с осевой плоскостью, которая находится у вершины возвышенности).

Генеративные складки. Термин *generative* здесь применяется к складкам, амплитуда которых последовательно возрастает в пластах и сопровождается соответствующим возрастанием стратиграфической мощности по направлению к осевой части. Образование складок сопровождается пластической деформацией группы пластов, однако этот эффект может иметь локальный характер, как это имеет место в складке с одним растянутым крылом, растяжение в котором возрастает до максимального значения и затем снова уменьшается. Генеративные складки наблюдаются обычно в угольных бассейнах, а в третичных бурых углях Германии они явно образовались в результате пластической деформации при движении плейстоценового ледникового покрова (фиг. 49, E).

¹ Nevin C. M. and Sherrill R. E., Studies in differential compaction, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 13, p. 1—22 (1929).

Дисгармонические складки (*disharmonic folds*). В том случае, если наблюдаются резкие изменения геометрических особенностей складки при переходе от одного пласта к другому, складчатость считают дисгармонической. Последняя обычно развивается в породах, представляющих собой переслаивание сравнительно пластичных пластов с более устойчивыми пластами (см., например, складчатость волочения, стр. 98), а для сильно деформированных пород оно характерно скорее как правило, чем как исключение.



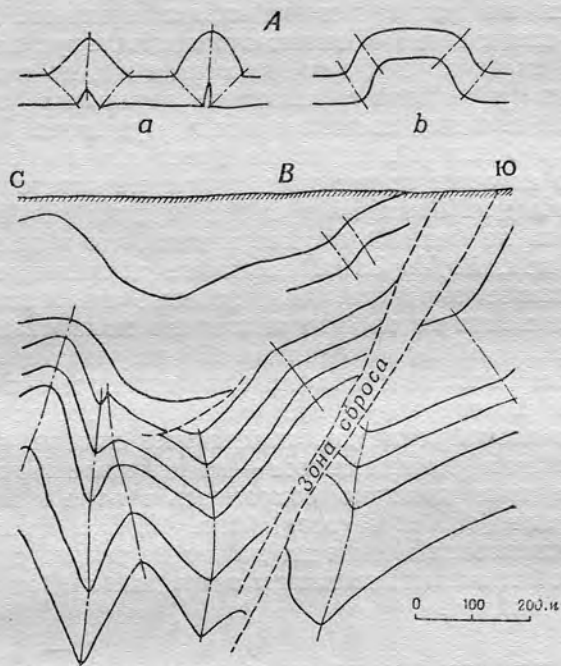
Фиг. 52. Складки протыкания, образованные отложениями соли, внедряющейся вверх по направлению, показанному стрелками, причем соль сечет антиклинальную структуру покрывающих пластов

Дизъюнктивные складки. В том случае, если сравнительно хрупкие пласты переслаиваются с пластичными породами, перетерпевшими интенсивную деформацию течения, хрупкие пласты могут подвергаться растрескиванию с образованием обособленных частей, полностью сохраняя в то же время форму складки. Подобное явление может происходить как в крупных масштабах, так и в незначительных проявлениях. Дизъюнктивная складчатость обычно проявляется в слабых породах, например в осадках, образующих оползни. В нормальных окаменевших осадках последняя часто наблюдается в известняках, переслаивающихся со сланцами, и в соляной тектонике, но также имеет место в гнейсах и кристаллических сланцах (фиг. 49, F).

Диапировые складки. В *диапировых складках* (складки протыкания) (*piercement folds, plis diapirs, Injektivfalten*) подвижные пласты активно внедряются в покрывающие породы вдоль осей антиклиналей (фиг. 52). Это обычно имеет место в случае соляных отложений (см. стр. 96—98), но часто наблюдается также и в сланцах в районах интенсивно проявленной складчатости.

Осевая и апикальная плоскости. В вышеприведенном определении осевой плоскости складки (стр. 78) подразумевается,

что эта плоскость (или поверхность)¹ разделяет складку на две части, причем такое определение принимается большинством авторов. Однако последнее неприменимо к асимметричным



Фиг. 53. Плоскости излома в складках

А—срединные и боковые плоскости излома (а) и пары боковых плоскостей (б) в складках, полученных экспериментально (по Уиллису); В—разрез через бассейн Бохум (Рурский каменноугольный бассейн), показывающий возрастание интенсивности складчатости с глубиной, и «осевые плоскости», являющиеся здесь плоскостями излома (по Бёчеру).

подобным складкам, в которых каждая плоскость напластования имеет различную биссектрису. В таких складках приобретает большое значение плоскость, соединяющая вершины пластов, составляющих складку. Эта апикальная плоскость параллельна директрисе складки (фиг. 49, В). В случае параллельной складки, обладающей шарниром, осевая и апикальная плоскости совпадают, однако синусоидальные параллельные складки не имеют

¹ Челлинар предложил употреблять для осевой плоскости термин *осевая поверхность (axial surface)*. Однако слово «плоскость» в геологии часто употребляется по отношению к кривым поверхностям (как, например, плоскость скалывания), чего мы придерживаемся и в этой работе.

апикальных частей (вершин — *apices*) и апикальных плоскостей, а осевая плоскость в них совпадает с плоскостью гребня.

В многочисленных примерах параллельных складок дополнительные изгибы антиклинального или синклинального типа встречаются на одном или на обоих крыльях. Апикальные плоскости таких изгибов имеют принципиальную важность для понимания складчатости, как это можно видеть в экспериментах Уиллиса¹ и как это вытекает из детальных разрезов действительных складок, составляемых на рудниках. Апикальными плоскостями боковых изгибов являются плоскости излома, относительно которых происходит вращение пластов в процессе развития складки. Различные стадии и типы такой складчатости показаны на фиг. 53. Можно видеть, что в прямоугольных складках (нем. *Kofferfalten*) боковые апикальные плоскости имеют большее значение, чем „осевые плоскости“ главной складки, несмотря на то, что последняя показывает направление движения общего поднятия. В результате интенсивной складчатости боковые апикальные плоскости могут переходить в сбросы. В случае сохранения осевой плоскости и образования изоклинальной складки, пластичные пласты выжимаются из ядра складки (в антиклинали — по направлению вниз), в некоторых случаях частично сохраняясь в ядре в виде обособленных блоков (*detached cores*) (фиг. 46, D). Таким образом, осевая и апикальная плоскости имеют не только существенное генетическое значение, но важны как элементы, определяющие геометрию складок.

2. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ СКЛАДОК

Чтобы оценить отношения дополнительных структур к складчатости, необходимо рассмотреть генезис индивидуальной складки, а затем уже обратиться к вопросу об образовании складчатых зон².

Главные типы складок и близких к ним структур по способу их образования можно классифицировать следующим

¹ Willis B., The mechanics of appalachian structures, *13th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, Pt. 2, Pls. 79, 81, 82, 86, 93 (1893).

² Ниже приведены наиболее важные работы по этому вопросу: Tromp S. W., On the mechanism of the geological undulation phenomena in general and of folding in particular, Leiden (1937); Sander B., Gefügekunde der Gesteine, Vienna, S. 243—275 (1930); Schmidt W., Gesteinsumformung, *Denksch. Naturhist. Mus. Wien*, 3 (1925); Tektonik und Verformungslehre, Berlin (1932); Cloos H., Einführung in die Geologie, Berlin, S. 200—212 (1936); Willis B., The mechanics of appalachian structure, *13th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, Pt. 2, p. 217—281 (1893); De Sitter L. U., Notes on the mechanism of folding, *Leidsche Geol. Med.*; Deel 8, p. 161—168 (1936); Seidl E., Formen der technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie, Krümmungsformen, 5 (1934).

образом: *складки продольного изгиба (buckle folds)*, *складки поперечного изгиба*, *складки скольжения*, или *скальвания (slip, shear folds)*, и *складки течения (flow folds)*, однако некоторые складки могут обладать характерными особенностями не одного, а нескольких указанных типов.

Складки продольного изгиба. Считают, что пластинка какого-либо материала подверглась продольному изгибу в том случае, если она была изогнута при действии сжатия в плоскости пластинки, причем изгиб возникает в тех участках, где пластинка отличается неоднородностью, вызывающей разложение сил с появлением нормальной составляющей, направленной вверх или вниз в случае первоначально горизонтального положения пластинки. Напряжения в пластинке могут быть вызваны действием сил, приложенных на концах пластинки, причем в этом



Фиг. 54. Складка поперечного изгиба, образованная давлением снизу (по Клоосу). Фигура показывает случай растяжения, выражающийся в образовании сбросов. В других случаях имеет место течение материала от гребня к крыльям.

случае пластинка передает напряжения, или последние могут быть вызваны действием сил, приложенных ко всем частям пластинки одновременно, как это имеет место при действии силы тяжести на наклонную пластинку. Во всех случаях продольного изгиба длина изогнутой части сокращается, а геометрия складки определяется при данных условиях относительной пластичностью присутствующих формаций. Пласты, не показывающие следов пластического течения даже при значительном изгибании, определяют общую форму складки и могут служить показателем степени сокращения, сопровождающего складчатость. Более пластичные же пласты в то же время могут испытывать складчатость течения или скальвания.

Складки поперечного изгиба¹. Складки, образованные вертикально действующими силами, имеющими в различных местах различную интенсивность, могут быть названы *складками поперечного изгиба²*. Их образование не сопровождается укорочением изогнутой части пласта, как это наблюдалось в случае складок продольного изгиба; выгибание пластов в резуль-

¹ Термин Е. Хиллса *bending folds* приблизительно совпадает с понятием о „сводовых поднятиях“, являющихся разновидностью прерывистой складчатости. — *Прим. перев.*

² Robinson W. I. Folds resulting from vertically acting forces, *Journ. Geol.*, 31, p. 336—343 (1923).

тате действия давления снизу увеличивает площадь поверхности деформированных пород. Возникающее при этом растяжение может выразиться в пластическом течении материала по направлению от гребня антиклинали к крыльям с образованием куполовидных складок¹, или сбросов (фиг. 54).

Несомненно, что многие крупные вздутия земной коры имеют именно такое происхождение, причем это явление важно и для складчатости равнинного типа² и для сбрососкладок (складчатость излома). Деформация в этих типах локализуется вдоль основных линий сбросов и не всегда сопровождается растяжением промежуточных частей.

Складки скольжения, или скальвания. Дифференциальные движения вдоль тесно сближенных плоскостей скальвания в породах могут привести к образованию кривых линий вместо первоначально плоских структур, напоминающих действительные изгибы. Развитие таких складок скольжения, или скальвания³, можно иллюстрировать на примере деформации прямой линии, нанесенной в торцевой части колоды карт при относительном смещении карт в колоде. Бекер⁴ первый придал большое значение дифференциальным движениям по плоскостям скальвания при образовании криволинейных структур в породах, однако некоторые структуры такого типа не могут быть названы складками.

Плоскости скальвания, достаточно тесно сближенные для образования складки скальвания, должны образовать сланцеватость. В различных сланцах можно наблюдать, что скольжение по плоскостям сланцеватости, как показывают смещения тонких песчанистых или окрашенных прослоек, достаточны для полного или частичного образования формы складки (фиг. 55, А). Шмидт⁵ указал на большое значение для складчатости характера расположения зон скальвания, причем пластинки пород, расположенные в промежутках между последними, были им описаны под названием *пластин скольжения* (*gleitbretter*). Если зоны скальвания отстоят друг от друга на значительном расстоянии, то образуются более крупные складки; при более тесном расположении плоскостей скальвания обра-

¹ Cloos H., Über Biegeungsbrüche und selektive Zerlegung, *Geol. Rundsch.*, 24, S. 203—219 (1933).

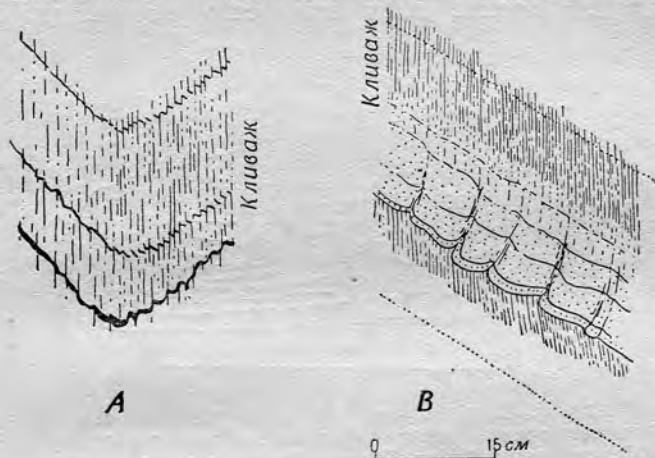
² Аналогично этому тип Уинта Пауэлом и Меллардом Ридом определялся как тип пологих сводов с краевыми моноклинальными изгибами.

³ Sander B., *Gefügekunde der Gesteine*, Vienna, p. 243—251 (1930); Knopf E. F. and Ingerson E., *Structural petrology*, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 6, p. 157 (1938).

⁴ Becker G. F., *Geology of the Comstock lode*, *U. S. Geol. Surv.*, Mon., No. 3 (1882).

⁵ Schmidt W., *Tektonik und Verformungslehre*, Berlin (1932).

зуются более мелкие складки. Это явление наблюдается также в мелком масштабе в глинистых сланцах, в которых зоны скалывания располагаются на более значительных расстояниях друг от друга в песчанистых слоях, в результате чего последние приобретают складчатое строение, в то время как тонкие прослойки приобретают тонкую сланцеватость (фиг. 55, В).



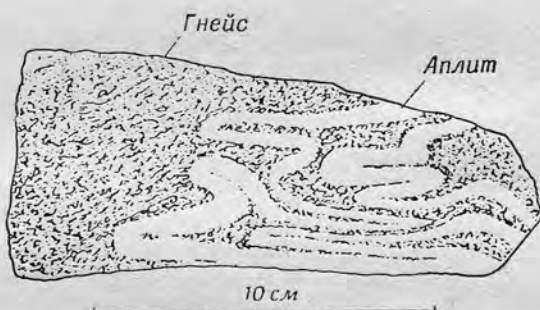
Фиг. 55. Складчатость песчанистых прослоек в сланцах. Складчатость в песчанике (в основании разреза), постепенно переходящая вверх в сланцах в мелкую волнистость. Заметно отсутствие складчатости в особенно тонких прослойках, в которых скалывание рассеивается, а не концентрируется в определенных зонах.

В складках скалывания мощность данного пласта, измеренная вдоль плоскостей скалывания, остается постоянной, однако апикальные части складок кажутся более мощными, чем крылья последних при измерении под прямым углом к плоскости напластования. При отсутствии пространственных данных о деформации поперечные разрезы сильно рассланцованных пород лучше строить, имея в виду возможность складчатости скалывания, чем исходя из предположения о сохранении мощности пластов¹.

Складки течения (flow folds). Извилины различно окрашенных полосок в движущейся жидкости, хорошо выраженные в случае колебаний пленок нефти на воде, могут иллюстрировать характер образования складчатости течения в породах.

¹ См., например, Dickinson S. B., The structural control of ore deposition in some South Australian copperfields, *Bull.*, No. 21, *Geol. Surv. Australia*.

При образовании складчатости течения пласты обладают настолько слабым сопротивлением деформации, что они принимают любую форму, вытекающую из характера воздействия на них более устойчивых пород или из общей структуры зоны деформации. Отдельные пласты утолщаются или растягиваются таким образом, что складка впоследствии не может быть „выпрямлена“ для оценки имевшего место укорочения. Складки



Фиг 56. Складки течения (птыгматитовая складчатость); жилы аплита в докембрийском гнейсе (по Седерхольму, *Über Ptygmatische Faltung*, *Neues Jahrbuch. B. B.*, 1913, 491—512).

течения могут образоваться в некомпетентных пластах, залегающих среди других пластов, которые испытывают деформацию изгиба, однако тонкие компетентные пласты, заключенные в пластах, образующих складчатость течения, могут быть разрушены, причем геометрия складки в этом случае будет определяться некомпетентными пластами¹.

Образование некоторых сложных складчатых структур в соленосных породах и в архейских комплексах можно объяснить, лишь предположив, что эти породы испытывали течение уже при незначительных различиях в напряжениях, подобно вязким жидкостям. Архейские породы приобретают высокую подвижность в случае погружения их на значительные глубины земной коры, а также и в других условиях, способствующих перекристаллизации и кристаллической пластичности, однако соляные отложения обладают высокой пластичностью даже в условиях верхнего уровня земной коры.

¹ Aubert (Le Jura, *Geol. Rundsch.*, 37, S. 2—17 (1949) подчеркнул важность высоко подвижных пластов как активных передатчиков напряжения в складках Юры и отметил также, что проявления волочения в соляных куполах указывают на активную тектоническую роль подвижных пород.

Каменная соль начинает течь, будучи погребенной под осадками, имеющими мощность 600 или менее метров, как это можно видеть на примере соляных разработок в Альсате и Хальштатте¹. Кроме того, было показано, что предел упругости кристаллического хлорида натрия понижается при возрастании температуры и также при погружении в воду и в то же время увеличивается его пластичность². Свойства текучести каменной соли хорошо проявляются в замечательных соляных глетчерах Ларистана³ и в структурах соляных куполов (последние подвергались весьма детальному исследованию вследствие их большого значения в геологии нефти). Пласты, содержащие гипс или ангидрит, также обладают высокой пластичностью при аналогичных условиях⁴. Кроме того, складками течения являются и многие складки, образующиеся при оползнях.

Сложные складки (*compound folds*). В складчатых зонах неоднородный характер напряжения и материала, слагающего породы, могут привести к образованию отдельных складок в результате любого из перечисленных выше механизмов складкообразования или их комбинаций. Важнейшим типом таких складок, образующихся в результате изгиба компетентных пород в условиях формирования складок продольного изгиба и одновременного скольжения промежуточных некомпетентных пластов вдоль плоскостей ложной сланцеватости, являются *складки изгиба со скалыванием (*flexural-slip folds*)*⁵ (фиг. 67). Складки течения могут ассоциировать со складками продольного изгиба, как это наблюдается в Юрских горах, или со складками поперечного изгиба, как это нередко наблюдается при куполовидном изгибании слоев над соляными штоками.

Соляные куполы. Во многих районах развития соляных отложений соль, залегавшая первоначально в виде горизонталь-

¹ Lees G. M., Some depositional and deformational problems, *Journ. Inst. Petrol. Technol. Lond.*, 17, p. 273 (1931).

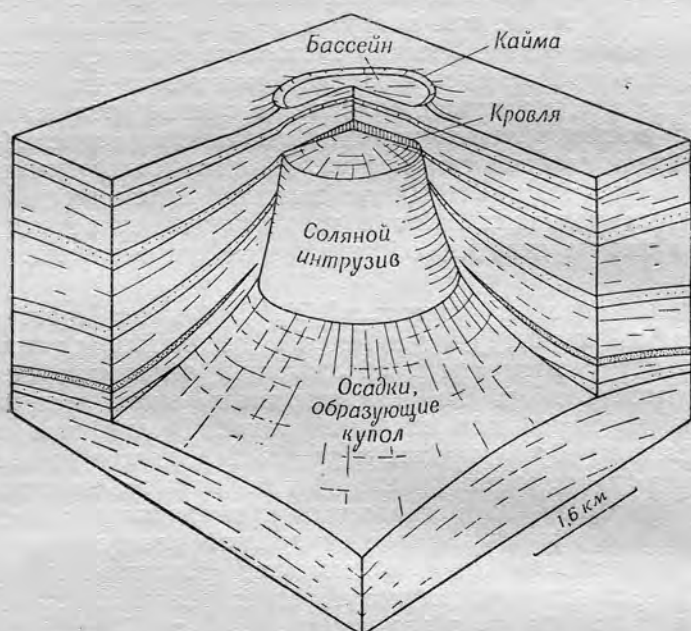
² Ewald W. and Polanyi M., *Zeitschr. f. Phys.*, 28, S. 29 — 50 (1924); Houwink R., Elasticity, plasticity and structure of matter, Cambridge p. 101 — 108 (1937).

³ Harrison J. V., The geology of some salt-plugs in Laristan (Southern Persia), *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 86, p. 463 — 552 (1930); Wade, *Journ. Inst. Petrol. Technol. Lond.*, 17, p. 357 (1931) также описал гипсовые структуры, залегающие на северном берегу Красного моря.

⁴ См. Griggs D., Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallization, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51, p. 1001 — 1034 (1940) по гипсу и замечания о Юре на стр. 59 — 60 об ангидрите.

⁵ Knopf E. F., Petrotectonics, *Am. Journ. Sci.*, Ser. 5, 25, p. 433 — 470 (1933); Structural petrology, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 6 (1938).

ных пластов, подобно другим осадочным пластам, впоследствии подвергается аккумуляции с образованием обособленных масс. Последние в плане могут иметь круглую, эллиптическую, удлиненную или неправильную форму, причем они обычно



Фиг. 57. Блок-диаграмма соляного купола, показывающая куполовидное поднятие осадков вокруг соляного интрузива, известняковую шляпу и топографически проявившийся бассейн и кольцеобразный хребет, образованные в результате эрозии покрывающих пластов на поверхности (упрощенная схема Карлтона из Structure of Typical american oilfields).

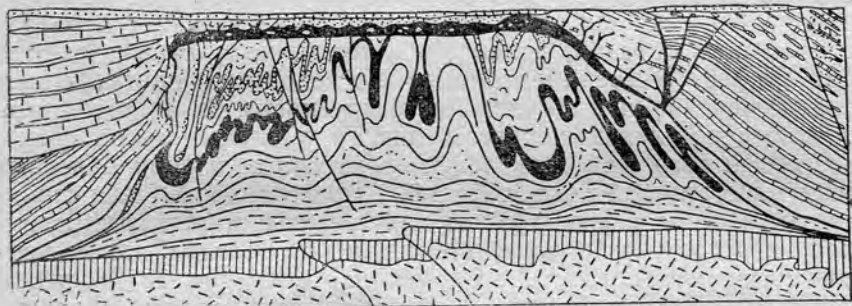
протыкают пласты, которые первоначально покрывали отложения соли. Погребенные или частично вскрытые гребни соли, одна из осей которых в плане значительно длиннее другой, называются *соляными антиклиналями (salt anticlines)*, в то время как *соляные штоки (salt plugs)* имеют в плане почти круглые сечения. Обычно употребляемый термин *соляной купол* включает указанные структуры и также менее правильные типы соляных тел. Обычно покрывающие пласты образуют купол над массой соли, а боковые породы испытывают сильное задиранье вверх (фиг. 57) и часто подвергаются брекчированию, в то время, как соль испытывает сложную складчатость и незначительное скалывание, как это прекрасно выражено в

соляных месторождениях Саксонии (фиг. 58)¹. В сводах многих соляных куполов залегают *породы шляпы* (*cap rock*), состоящие из кальцита, гипса и ангидрита, нередко наблюдается также примесь серы.

В настоящее время твердо установлено, что соляные куполы являются интрузивными телами, внедрившимися в осадочные пласты, первоначально покрывавшие соляные отложения². Штилле

ЮЗ

СВ



Фиг. 58. Разрез через соляной купол близ Ганновер (по Зейдлю). Породы основания не подверглись складчатости, однако соль показывает сложную складчатость, надвиги и приподнятые вышележащие слои.

считал, что поднятие соли происходит главным образом благодаря эффекту бокового сжатия в земной коре, причем интрузивные массы соли он рассматривал как крайние проявления диапировых складок, образованию которых способствовала высокая подвижность соли. Эта гипотеза, несомненно, применима к областям, в пределах которых проявляются силы сжатия, например к нефтеносным районам Румынии, однако многие соляные куполы не показывают никакой связи с тектоническими складками и развитие их представляется следующим образом: неравномерность давления, которое производят на соляные отложения покрывающие их пласты, вызывает в первую очередь боковое течение соли, в результате чего соль аккумулируется в виде хребтов в местах более низкого давления. Такая неравномерность может быть результатом различий в мощ-

¹ Важнейшими работами по соляной тектонике являются: The geology of salt dome oil fields, publ. by Am. Assoc. Petrol. Geologists (1926); Symposium on salt domes, Journ. Inst. Petrol. Technol. Lond., 17, p. 252—383 (1931); Problems of petroleum geology, publ. by Am. Assoc. Petrol. Geologists (1934); Fulda E., Salztektonik, Zeit. d. deutsch. geol. Gesellsch., Abt. 79, p. 178—196 (1927); также различные статьи в Sci. Petrol., Oxford (1938).

² Stille H., Geology of salt dome oil fields, p. 142 (1926).

ности соли и покрывающих осадков, структурных особенностей вышележащих толщ, действия эрозии, или дугообразного изгибания соли, или покрывающих пластов. После того как соль аккумулируется в виде крупных масс, гидростатические силы, обусловленные низким удельным весом соли по сравнению с удельным весом покрывающих осадков, обуславливают поднятие соли сквозь покрывающие осадки, подобно тому как масло поднимается сквозь воду. Согласно этой гипотезе поднятие соли прекращается, когда гидростатические силы уже не могут преодолеть сопротивление пород или когда иссякнет источник соли. Таким образом, возможно нахождение соляных залежей без корней. Экспериментальные исследования подтверждают предположение, что образование интрузивных соляных куполов обусловлено главным образом низким удельным весом соли¹, но, кроме того, как соль, так и окружающие породы обладают также достаточной пластичностью. Приуроченность таких структур к районам развития слабо нарушенных пород, как, например, к району побережья Мексиканского залива, также подтверждает правильность этой теории, несмотря на то, что в нефтяных районах Румынии, отличающихся сложной тектоникой, доминирующим фактором, контролирующим образование соляных структур, было, повидимому, боковое давление.

3. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ПОРОД²

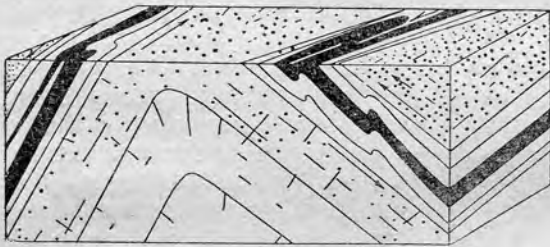
Складки волочения (*drag folds*). Как уже было указано выше, развитие параллельных складок в компетентных пластах сопровождается проскальзыванием пластов относительно друг друга по плоскостям напластования. Показателями такого межпластового скольжения могут служить зеркала скольжения. В случае переслаивания компетентных и некомпетентных пластов подвижки первых относительно последних вызывают действие скальвающих напряжений в некомпетентных пластах, которые могут привести к образованию мелких складок, называемых *складками волочения*³ (фиг. 59). Апикальные части складок волочения располагаются под прямым углом к направлению дифференциального скольжения между компетентными

¹ Escher B. G. and Keunen P. H., Experiments in connexion with salt domes, *Leid. Geol. Med.*, Deel 3, p. 151 — 182 (1929); Link T. A., Experiments relating to salt dome structures, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 14, p. 4 (1930); Nettleton L. L., *ibid.*, 18, p. 1175 (1934).

² Термин *minor structures* (буквально „малые“ или мелкие, структуры) мы переводим как „дополнительные структуры“, поскольку в отечественной геологической литературе применяется именно этот термин. (см. например, Усов М. А., Структурная геология). — *Прим. перев.*

³ Van Hise C. R. and Leith C. K., The geology of the lake superior region, *U. S. Geol. Surv., Mon.*, No. 52, p. 123 (1911).

пластами, так что в случае складок продольного изгиба, в которых верхний из двух соседних компетентных пластов движется по нижнему в сторону гребня антиклинали, простираение осевых линий складок волочения должно быть параллельно осевой линии той складки, в крыле которой последние развиваются. Направления и угол склонения складок волочения и главной складки в таком случае также совпадают.



Фиг. 59. Складки волочения. Справа показаны конгруэнтные складки волочения, обусловленные скольжением по плоскостям напластования в направлении, показанном стрелками; слева — инконгруэнтные складки волочения, образованные в результате горизонтального скольжения по плоскостям напластования.

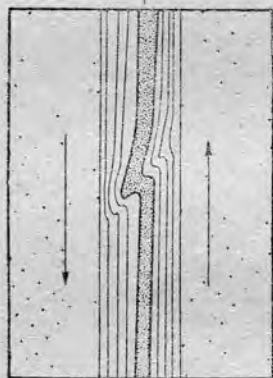
Было установлено, что „величина и направление склонения складки часто указываются элементами залегания осей дополнительной мелкой складчатости на крыльях последней“ (правило Пампелли)¹. Это правило в его первоначальной формулировке не относится к складкам волочения в том значении, как они определены выше, а относится к дополнительным складкам структуры антиклинорий. Это правило было сформулировано Дэйлом под руководством Пампелли, причем было указано, что оно „применимо, в первую очередь, при изучении метаморфических пород Маунт-Грейлок, а также к значительной части таконского района и к аналогичным породам и районам“. В дальнейшем исследователи расширили область применения этого правила, подчинив ему также складки волочения наравне с другими дополнительными складками², полагая, что дополнительные складки образуются в результате эффекта волочения между главными компетентными формациями в анти-

¹ Pumpelly R., Wolff J. E., Dale T. N., *Geology of the green mountains in Massachusetts, U. S. Geol. Surv., Mon.*, No. 23, p. 158 (1894).

² Leith C. K., *Structural geology*, New York, p. 176—181 (1923); Nevin C. M., *Principles of structural geology*, New York, p. 74 (1931); Willis B. and Willis R., *Geologic structures*, New York, p. 97—99 (1934).

клинориях и синклинориях¹. Универсальная применимость этого правила нуждается в дополнительном подтверждении, но, тем

к антиклинали



к синклинали

Фиг. 60. Складки волочения (предположительно конгруэнтные) в некомпетентном пласте, залегающем между компетентными пластами песчаника. Направление скольжения по плоскостям напластования, введенное из положения осевой плоскости складки волочения, показано стрелками; таким образом, песчаник, залегающий справа от осевой плоскости, является наиболее молодым пластом.

не менее, правило Пампелли приложимо к большинству дополнительных складок во многих районах, отличающихся сложностью структуры. Однако исключения настолько многочисленны, что это правило следует применять с большой осторожностью в качестве руководящего положения при расшифровке главных структур. Более того, сомнительна практическая ценность распространения этого правила на типичные складки волочения. Положение последних зависит исключительно от направления относительных движений мощных компетентных пластов, в районах же со сложной тектонической историей такие движения, несомненно, происходили в различных направлениях. Ван Хайз и Лизс указывают, что в районе Вермиллион оси складок волочения располагаются „в любом направлении в плоскости напластования“; Дерри² описал круто склонающиеся складки волочения, не связанные с основной складчатостью наряду со складками волочения, непосредственно связанными с последней в докембрийских породах Канадского щита. В нижнепалеозойских породах Виктории аналогичные круто-склонающиеся складки волочения сопряжены с почти горизонтальными скольжениями по плоскостям напластования, которые образовались в уже круто падающих пластах. Представляется целесообразным применением термина *конгруэнтный* (подобный) к дополнительным складкам и складкам волочения, образование которых, согласно правилу Пампелли, связано с главными складкообразующими силами, и термин *инконгруэнтный* к складкам, в одних случаях свя-

¹ Van Hise C. R. and Leith C. K., The geology of the lake superior region, *U. S. Geol. Surv., Mon.*, No. 52, p. 253 (1911).

² Derry D. R., Some examples of detailed structure in early precambrian rocks of Canada, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 95, p. 109 — 134 (1939).

занных, а в других случаях не сопряженных с последними (см. фиг. 59).

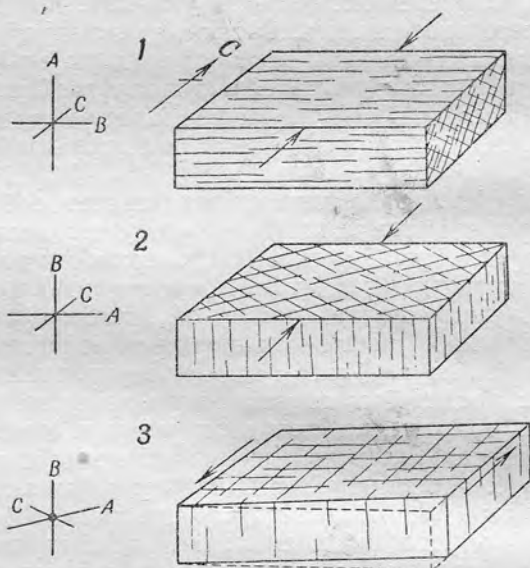
Допуская конгруэнтность складки волочения, можно ее использовать при полевой работе как показатель ориентировки осей ближайших синклиналей и антиклиналей. Острый угол между осевой плоскостью складки и плоскостью напластования ближайшего компетентного пласта указывает направление движения компетентного пласта. Отсюда, учитывая также тот факт, что во время складчатости верхний из двух любых смежных компетентных пластов движется в сторону гребня антиклинали, а нижний — в сторону впадины, можно восстановить положение антиклинали и синклинали, как это показано на фиг. 60.

Трещины (*joints*). Трещина представляет собой разрыв в породе, по которому подвижки либо отсутствовали, либо были чрезвычайно незначительными. На поверхности трещины часто становятся открытыми в результате выветривания, однако ниже зоны выветривания стенки трещин сближаются, а иногда некоторые серии трещин, развитые в породе на поверхности, вообще не наблюдаются на глубине. Возникновение трещин в осадочных породах происходит по различным причинам, в том числе в результате сокращения при дегидратации, расширения при выветривании, тектонической деформации и действия приливов в земной коре. (Трещиноватость изверженных пород рассматривается в главе VI.) Считают, что трещины образуют серию (*set*), когда они располагаются в виде одной группы, имеющей параллельные падения и простирания на значительной площади, — систему (*system*), когда имеется две или более серий трещин, пересекающихся под относительно постоянными углами. Уже давно была установлена аналогия между системами трещин и плоскостями скалывания и трещинами разрыва экспериментально деформированных твердых тел¹, поэтому тектонические трещины по их происхождению можно квалифицировать как *трещины скалывания* (или *скольжения*) и *трещины разрыва*².

¹ Daubrée A., *Études synthétiques de géologie expérimentale*, Paris (1879); Application de la méthode expérimentale à l'étude des déformations et des cassures terrestres, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, p. 108 — 141. Результаты работы Добре должны применяться с осторожностью в свете современных данных; см. также Bucher W. H., The mechanical interpretation of joints, *Journ. Geol.*, 28, p. 707 — 730 (1920); *ibid.*, 19, p. 1 — 28 (1921).

² Cloos H., Einführung in die Geologie, S. 224 — 230; Nevin C. M., Principles of structural geology, p. 138 — 154; Leith C. K., Structural geology, p. 29 — 64; Willis B. and Willis R., Geologic structures, p. 114 — 140; Bucher W. H., op. cit. (1920); Sheldon P., Some observations and experiments on joint planes, *Journ. Geol.*, 20, p. 53 — 183 (1912); Swanson C. O., Notes on stress, strain and joints, *ibid.*, 35, p. 193 — 223 (1927).

Трещины скалывания представляют собой или плоскости скалывания, по которым происходили дифференциальные скольжения, микроскопических размеров, или потенциальные плоскости, которые делаются видимыми только в результате воздействия процессов выветривания или явления усталости (*fatigue*), вызванного влиянием переменных напряжений¹.



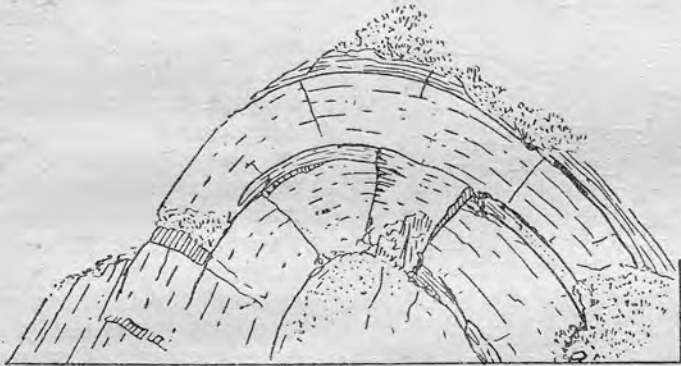
Фиг. 61. Системы трещин скалывания (по Нивину).

1—трещины, образованные в результате горизонтального сжатия (север—юг) с вертикально направленным наибольшим удлинением; *A, B, C*—главные оси эллипсида деформации; 2—трещины, образованные в результате горизонтального сжатия (север—юг) с горизонтальным направлением наибольшего удлинения; 3—трещины, образованные в результате горизонтального скалывающего напряжения с горизонтальным направлением наибольшего удлинения.

В процессе полевой расшифровки серий и систем трещин важно помнить, что направление осей главной деформации указывается пересечением сопряженных серий плоскостей скалывания и что трещины разрыва или рубцы образуются под прямым углом к оси наибольшей деформации в плоскости осей наименьшей и средней деформаций. Расшифровка главных систем трещин по этому принципу показана на фиг. 61. В первом

¹ Рассмотрение последнего приводится в работе Kendell P. F. and Briggs H. The formation of rock joints and the cleat of coal, *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 53, p. 164—187 (1933).

случае давление действует с севера на юг в породах, в которых наибольшее удлинение направлено кверху. Во втором случае принято, что ось наибольшего удлинения располагается в широтном направлении, причем образуются вертикальные трещины в результате действия сжатия в меридиональном направлении. Наконец, скалывание в горизонтальной плоскости при оси наибольшего удлинения, расположенной также в этой плоскости, приведет к образованию аналогичной системы трещин.



Фиг. 62. Радиальные трещины растяжения в песчанике, расположенные в антиклинали, Кастлмэйн, Виктория.

Отсюда следует, что невозможно расшифровать природу сил, воздействовавших на породы, только на основании рассмотрения трещиноватости, хотя рассмотрение последней в связи со всеми другими признаками может быть очень полезным¹.

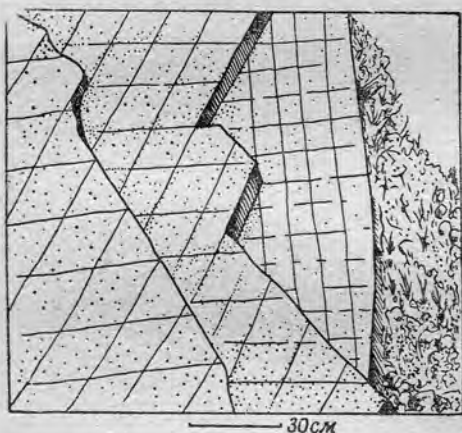
Трещиноватость в осадках, претерпевших закрытую складчатость. В осадках, претерпевших закрытую складчатость, трещиноватость обычно имеет весьма сложный характер. Б. Уиллис и Р. Уиллис² предприняли попытку установить различие между типом трещиноватости в складках, образованных прямым сжатием, с одной стороны, и горизонтальным скалывающим напряжением—с другой. Однако теоретическая интерпретация трещин в складчатых породах основана на принципах недостаточно твердых, чтобы на их основе можно было делать

¹ Wager L. R., Jointing in the great scar limestone of craven and its relation to the tectonics of the area, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 87, p. 392—424 (1931). См. также Fisher W. H., *Journ. Geol.*, 28, p. 707—730 (1920); Kendall and Briggs, *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 53, p. 164—187 (1933).

² Willis B. and Willis R., *Geologic structures*, New York, p. 94—105 (1934).

вывод о генезисе самой складки. Поэтому следует предпочесть эмпирические данные.

Наряду с трещинами регионального значения имеются трещины, явно относящиеся геометрически к индивидуальным складкам. Например, на гребнях и в мульдах компетентные пласты часто показывают радиальное расположение трещин, причем эти трещины обычно считаются трещинами разрыва,



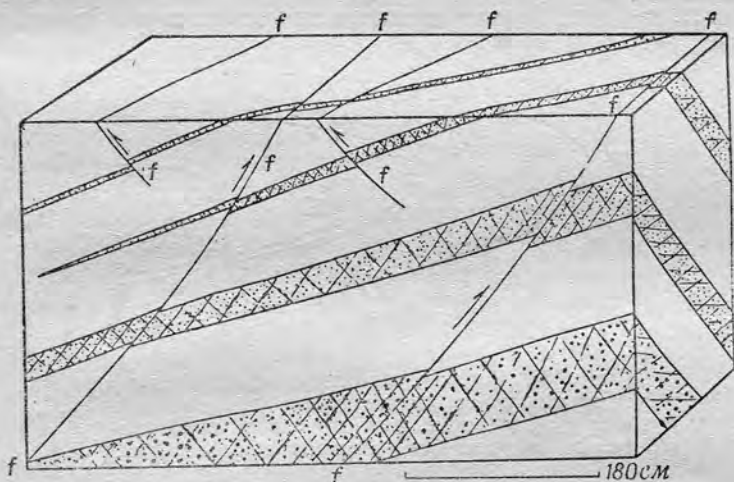
Фиг. 63. Пересекающиеся серии трещин в трех пластах песчаника в Стадл-Парк, Виктория. Трещины в каждом пласте располагаются независимо.

возникающими в результате растяжения верхней стороны пласта при изгибе (см. фиг. 62 и стр. 45). Эти трещины являются согласными. Другие согласные трещины, расположенные не радиально, а образующие параллельные серии, представляют собой зарождающиеся плоскости скалывания, обусловленные, повидимому, действием регионального сжатия под прямым углом к осям складок. Пласты, претерпевшие закрытую складчатость, часто разделяются на параллелепипеды отдельными плоскостями, образованными пересечением двух серий трещин с плоскостями, слоистости¹ (фиг. 63). Характер этих трещин заставляет предполагать, что они представляют собой зарождающиеся плоскости скалывания: во многих случаях они пересекаются по линиям, ориентированным под прямым углом к плоскостям слоистости, а угол между ними имеет различное значение в разных пластах. Уиллис Б. и Уиллис Р.² относили их к трещинам сжатия, однако их происхождение, повидимому, следует, прежде всего, связывать с выветриванием. Другие примеры пересекающихся трещин скалывания могут быть отнесены к тектоническим нарушениям, секущим складки, то есть нарушениям более позднего происхождения. В таких случаях линии пересечения плоскостей скалывания могут располагаться диагонально к напластованию, а трещины или параллельно тектоническим нарушениям (фиг. 64), поскольку они, видимо, образованы под воздействием тех же самых напряжений, что и сбросы, или

¹ Часто развивается также третья серия дополнительных трещин.

² Willis B. and Willis R., *Geologic structures*, New York, p. 114—116 (1934).

под углом к последним (см. стр. 134) благодаря действию местных напряжений, связанных с образованием этих нарушений. Трещины, расположенные приблизительно под прямым углом к гребням и мульдам складок и секущие несколько пластов, можно называть *секущими трещинами* (*transverse joints*) (фиг. 65). Они являются, повидимому, трещинами разрыва и



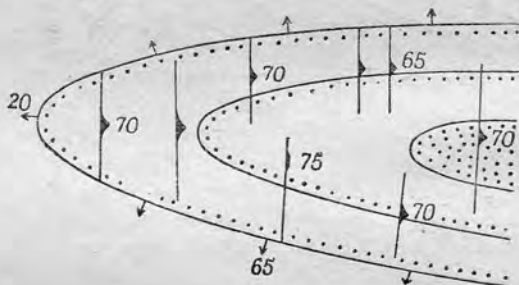
Фиг. 64. Трещины скалывания, сопряженные с надвигами ff в силурийском песчанике в Стадл-Парк, Виктория. Пласты аргилита не обладают трещиноватостью.

обусловлены растяжением гребней и мульд складок при изгибании их осей. При полевых исследованиях секущие трещины полезны в том отношении, что они указывают направление погружения складок, так как располагаются перпендикулярно к последнему.

Сложность дополнительных структур, сопровождающих складчатость, хорошо иллюстрируется экспериментами с глиной¹. Слой глины, подвергнутый прямому сдавливанию с одной стороны, сминается в складки, простирающиеся под прямым углом к действующему давлению, однако такие складки пересекаются дополнительными плоскостями скалывания, напоминающими по своему характеру сбросы, расположенные под прямым углом к складкам (см. фото IV). Осевые линии местами смещаются вертикальными плоскостями скалывания, образуя-

¹ Cloos H., Zur Tektonischen Stellung des Saargebietes, *Zeit. d. Deutsch. Geol. Ges.*, 85, S. 307 — 315 [(1933); Einführung in die Geologie, Berlin, S. 272 — 279 (1936).

щими с последними угол около 50° . Такие направления скалывания могут проявляться как в виде смещений, так и в виде трещин. Можно отметить две возможные причины возникновения нескольких серий плоскостей скалывания в экспериментах с однородным материалом. Первая причина заключается в том, что деформация является неоднородной, особенно после того, как часть глины образует скопление над первоначальной поверхностью слоя. Вторая причина заключается в том, что части



Фиг. 65. Карта „шарнирной части“ (*nose*) погружающейся антиклинали, показывающая секущие трещины, расположенные приблизительно под прямым углом к гребню складки.

слоя, претерпевшие складчатость, ограниченные снизу хорошо выраженными плоскостями скалывания, больше уже не подвергаются полному эффекту сжатия, а последнее приводит лишь к развитию дополнительных плоскостей скалывания, которые, таким образом, могут возникнуть в результате изгиба гребня складки.

Сланцеватость¹. Породы, обладающие сланцеватостью, разделяются на тонкие пластинки вдоль параллельных или субпараллельных плоскостей, имеющих вторичное происхождение, и образующаяся в результате метаморфизма сланцеватость не зависит от первоначальных структур, таких, как слоистость, и обычно в той или иной степени сохраняет постоянство падения

¹ Английский термин *cleavage* в структурно-геологическом смысле переводится часто на русский язык как „кливаж“, иногда его употребляют и наши геологи, но отнюдь не однозначно. В минералогии *cleavage* обозначает спайность, и применительно к горным породам он по существу также характеризует способность их раскалываться на пластинки параллельно определенной плоскости. Это свойство является, как известно, одним из наиболее заметных проявлений сланцеватости пород, и действительно, термин *cleavage* в структурно-геологической литературе должен чаще всего переводиться как сланцеватость. Именно так он и дается в настоящей работе.

и простираения независимо от складчатости пластов и может пересекать слоистость под любыми углами. Сланцеватость выражается или в механически образованных плоскостях ослабления, подобных плоскостям скалывания, течения или плоскости излома, или в параллельной ориентировке пластинчатых минералов, образующихся главным образом во время перекристаллизации, причем в большинстве пород, если не во всех породах, имеющих хорошо выраженную сланцеватость, проявляются оба указанных фактора.

Скалывание может происходить только по одной серии плоскостей, причем в этом случае эта серия будет ориентирована под углом к плоскости $A-B$ эллипсоида деформации в соответствии с определенными условиями деформации. Далее, скалывание может происходить по двум сопряженным направлениям; в этом случае действительные смещения какой-либо части породы определяются суммарными движениями по обеим сериям и имеют некое среднее направление между сопряженными поверхностями скалывания. Сланцеватость может следовать одному доминирующему направлению скалывания или может совпадать с направлением удлинения („течения“—*flow*) в породе или с другими структурами, как, например, с коленчатыми плоскостями. Таким образом, положение сланцеватости по отношению к эллипсоиду деформации может быть самым различным. Доказательствами имевших место смещений могут служить: наблюдаемые смещения некоторых плоскостей, подобных плоскостям слоистости и сланцеватости; деформация окаменелостей, оолитовых зерен, галек, и—в равной мере—геометрические особенности параллельных пластов и непосредственно наблюдаемые признаки скалывания и трещиноватости минеральных зерен (фиг. 107)¹.

Интерпретация наблюдаемых деформаций с применением эллипсоида деформации представляет значительные трудности в силу многих причин. Во-первых, данная деформация может происходить различными путями (см. стр. 32), во-вторых, первоначальное положение структур может изменяться в результате более поздних движений; и, кроме того, неизвестны физические свойства пород в стадии развития сланцеватости, например считают, что плоскости, которые, повидимому, являются плоскостями простого скалывания (насколько можно судить по смещениям по ним поверхностей напластования,

¹ В дополнение приводим ссылки на следующие работы: Harker A., On slaty cleavage and allied rock structures, *Rept. Brit. Assoc. Adv. Sci.*, p. 813 (1885); Hills E. S. and Thomas D. E., Deformation of graptolites and sandstones in slates from Victoria, Australia, *Geol. Mag.*, 81, p. 216—222 (1944); Fellows R. E., Recrystallization and flowage in appalachian quartzite, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54, p. 1400—1432 (1943).

и сланцеватости) (фиг. 55), фактически могут быть аналогичны плоскостям течения, образующимся при прокатке или прессовке металлов, во влажных глинах или в жидкостях и, таким образом, могут располагаться нормально к осям сжатия¹.

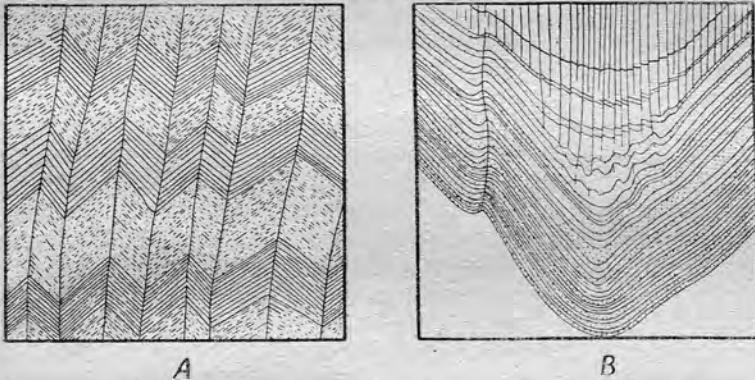
Ориентировка новых минералов, образованных во время химических преобразований, контролируется условиями напряжения и влиянием некоторых направлений в породе, таких, как плоскости напластования, скалывания и поверхности течения, поэтому образующаяся сланцеватость в этом случае также находится в различных угловых соотношениях с осями деформации (см. стр. 162). Однако поскольку сланцеватость, согласно определению, не зависит от напластования, то случай перекристаллизации, следующей за первоначальным напластованием, не следует относить к сланцеватости, а называть кристаллизационной сланцеватостью напластования (*bedding shistosity*) или, в случае более низкой степени метаморфизма, *лстоватостью напластования* (*bedding fissility*).

Хотя совершенно ясно, что понятие „сланцеватость“ включает структуры, образованные различными путями, явление это тесно связано со всеми относительными движениями частей породы, и близкие типы пород в аналогичной тектонической обстановке обычно обладают сланцеватостью сходного типа, так что сланцеватость имеет большое значение при картировании.

Глинистые сланцы, к которым первоначально применяли этот термин, образуются главным образом из аргиллитовых осадков или тонкозернистых туфов. Изменения в составе распространяются на первичные глинистые минералы, на водные и карбонатные составные части, однако кварц и значительная часть первичной слюды в общем скорее подвергаются механической деформации, чем перекристаллизации. Удельный вес сланцев выше удельного веса первоначальной породы частично вследствие уменьшения количества пустот, а частично вследствие потери конституционной воды при перекристаллизации. Большинство вторичных пластинчатых минералов в сланцах, например слюда, хлорит, гематит, графит, ориентированы таким образом, что поверхности ограничения и спайности располагаются параллельно благодаря или их росту в некоторой определенной пространственной связи с деформацией, или росту в связи с осями напряжения, или повороту в параллельное положение в результате явления волочения вдоль доминирующей серии плоскостей скалывания или течения в пластической массе породы; на фото III, А показаны микроскопические

¹ White W. S., Cleavage in East-Central Vermont, *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, p. 587—594 (1949); Cloos E., Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58, p. 843—918 (1947).

структуры сланца, в которых вращение порфиروبластов кальцита, устанавливаемое на основании ориентировки включений, первоначально располагавшихся по сланцеватости, свидетельствует, что имело место дифференциальное скольжение вдоль этого направления во время роста кристаллов кальцита. Такое



Фиг. 66.

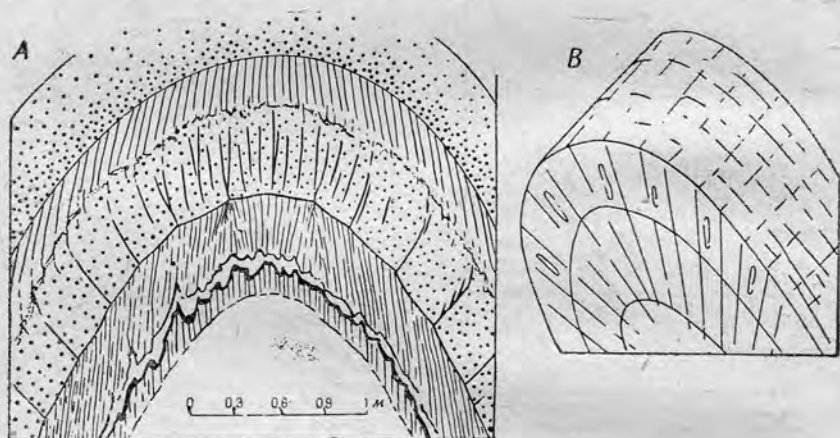
А—сланцеватость, параллельная осевым плоскостям микроскладчатости в слюдяном сланце, Кастертон, Виктория. В—сланцеватость, развитая в ядре маленькой синклинали. Плоскости сланцеватости являются плоскостями скалывания в верхней части складки и параллельны растянутым крыльям мелких складок в центральной части. В нижней песчанистой части складки сланцеватость отсутствует (Митта-Митта-Ривер, Виктория).

явление одновременной перекристаллизации и деформации относится к синтетектонической кристаллизации или паракристаллизационной деформации (см. стр. 170).

Минералогические преобразования активно проявляются во всех глинистых сланцах. Так, потенциальные пустоты или разрывы выполняются вторичным кварцем и хлоритом, как это хорошо можно видеть в „очках“ или в „тенях давления“ вокруг твердых кристаллов, подобных пириту (см. стр. 172), однако механический эффект также имеет большое значение. Отдельные плоскости скалывания или течения обычно различимы под микроскопом, хотя они и могут быть чрезвычайно тесно сближенными. Кроме того, чрезвычайно характерно скалывание и смятие песчанистых или окрашенных слоев или прослоек, расположенных по направлению сланцеватости¹. В пластах, обладающих переходами от песчанистой почвы до аргиллитовой

¹ Прекрасные иллюстрации пород, обладающих типичной сланцеватостью слоистости (*slaty cleavage*), даны в работе Dale T. N., The slate belt of Eastern New York and Central Vermont, 19th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv., Pt. 3, p. 153 — 307. Это явление обычно для всех поясов развития сланцев.

кровли, сланцеватость изгибается подобно тому, как это показано на фигуре 67, А, демонстрируя резкие отклонения при переходе вверх от аргиллитовой кровли к ближайшей песчанистой почве. Сланцеватость в резко ограниченных песчанистых пластах, заключенных в сланцах, резко отличается от сланцеватости в сланцах, за исключением тех случаев, когда сланцеватость и напластование располагаются под прямым углом



Фиг. 67. Сланцеватость в складках (по Феллоу).

А—сланцеватость, падающая в сторону периферической части складки в глинистом сланце, и грубая сланцеватость (трещиноватость), расположенная радиально с наклоном внутрь складки в пласт песчаника. Заметна микроскладчатость песчанистой прослойки (черное) в глинистом сланце; В—радиальная сланцеватость в антиклинали; направление удлинения фиксируется деформацией галек и оvoidов.

друг к другу, как это обычно наблюдается в шарнирных частях складок. Поэтому угловые соотношения сланцеватости с напластованием связаны с минеральным составом пород и их геометрическим положением в складке, что более подробно будет рассмотрено ниже.

Типы сланцеватости. Разнообразие типов сланцеватости уже отмечалось различными авторами, однако два различных типа—сланцеватость течения и разлом—являются классическими положениями северо-американской структурной геологии¹. При сланцеватости течения порода испытывает существенные преобразования в составе и ее способность к раскалыванию на пластины зависит от параллельной ориентировки пластинчатых

¹ Leith C. K., Rock cleavage, *U. S. Geol. Surv., Bull.* 239. Прекрасное описание сланцеватости дал Wilson G., The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics, *Proc. Geol. Assoc.*, 57, p. 263—302 (1946).

слюдоподобных минералов. Порода в этом случае будет обладать способностью расщепляться вдоль любой произвольно выбранной плоскости параллельно направлению ориентировки минералов. Поэтому термин „сланцеватость течения“ в особенности следует применять к секущей кристаллизационной сланцеватости, так как в кристаллических сланцах различные плоскости скалывания или течения стираются благодаря возникновению определенной конечной текстуры, которая распространяется даже на кристаллические решетки слагающих минералов. Как это было показано выше, не рекомендуется применять этот термин к кристаллизационной сланцеватости, согласной с напластованием. Дополнительное указание, которое связывается многими авторами с понятием о сланцеватости течения, заключается в том, что последняя образуется в плоскости $A-B$ эллипсоида деформации, совпадающей во всех случаях с осевой (апикальной) плоскостью складок, и наоборот, сланцеватость, параллельная осевой плоскости, является сланцеватостью течения. Имеются, однако, исключения из этих правил, поэтому этот термин лучше употреблять только для описания такстуры и микроструктуры породы.

Сланцеватость разлома (fracture cleavage), с другой стороны, была определена как „обусловленная присутствием зарождающихся, сцементированных или приваренных разрывов, независимых от параллельного расположения слагающих минералов“¹.

Таким образом, сланцеватость разлома является полной противоположностью сланцеватости течения, хотя последняя и испытывает влияние плоскостей деформации, а сланцеватость разлома переходит в сланцеватость течения при возрастании относительного количества ориентированных минеральных зерен. Термин сланцеватость разлома можно применять в том случае, если она образуется трещинами вдоль одного или обоих сопряженных направлений скалывания в деформированной породе, однако последняя не имеет постоянного соотношения с осями деформации, так как интенсивное скалывание по двум направлениям, как это было показано Харкером и другими, может привести к развитию сланцеватости по дополнительной плоскости, занимающей промежуточное положение². В породах, обладающих резко выраженной трещиноватостью скалывания, присутствие пластического материала, подобного глине, играет большую роль в создании связности породы и также, вероятно, в облегчении процесса течения, как это имеет место в случае аргиллитовых песчаников.

¹ Leith C. K., op. cit.

² Harker A., *Metamorphism*, London, p. 152 — 157 (1932). Sander F., *Gefügekunde der Gesteine*, Vienna (1930).

В глинистых сланцах и кристаллических сланцах может развиваться структура, аналогичная сланцеватости разлома, но с заметным изгибанием более ранней сланцеватости по плоскости скалывания. Эта структура является *сланцеватостью скольжения* или *скалывания*¹ и обычно наблюдается только в породах, претерпевших в какой-то степени перекристаллизацию, — глинистых сланцах, филлитах и кристаллических сланцах. Если сланцеватость выражена отчетливо, то пластинчатые минералы расположены параллельно в зонах скалывания и дальнейшее развитие структуры приводит к возникновению секущей кристаллизационной сланцеватости², причем явления изгибания слюдоподобных минералов и разлистования вдоль плоскостей скалывания свидетельствуют, что порода в целом подверглась течению, которое в основном не сопровождалось образованием трещин. В описанных примерах такая сланцеватость варьирует от положения, параллельного осевой плоскости складок, до положения, образующего с последней угол в 45°.

Несмотря на то, что соотношения сланцеватости с напряжениями и деформациями меняются, положение сланцеватости в складчатых пластах показывает некоторые определенные закономерности по отношению к последним, что имеет большое значение при полевой работе.

Соотношения сланцеватости со складчатостью³. Сланцеватость, генетически связанную со складчатостью, можно определить на основании наличия закономерного соотношения между сланцеватостью и геометрией индивидуальной складки. Однако во многих складчатых зонах развивается *веерообразная сланцеватость* (*cleavage fan*), падение которой постепенно

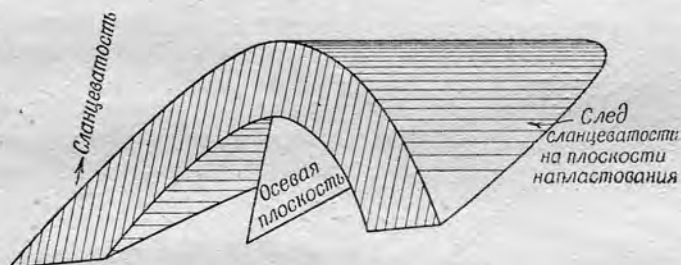
¹ Harker A., On slaty cleavage and allied rock structures, *Rept. Brit. Assoc. Adv. Sci.*, p. 813—852 (1885); Dale T. N., The slate belt of Eastern New York and Central Vermont, *19th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, Pt. 3, p. 153—307 (1897—1898); Mead W. J., Folding rock flowage and foliate structures, *Journ. Geol.*, 36, p. 1007—1021 (1940).

² White W. S., Cleavage in East-Central Vermont, *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, p. 587—594 (1949).

³ Cloos H. and Martin H., Der Gang einer Falte, *Fortschr. der Geol. u. Pal.*, 11, S. 74—88 (1933); Scholtz H., Faltung und Schieferung im Ostänerlander Hauptsattel, *Cbl. f. Min., Abt. B*, p. 321—335 (1932); Dale T. N., The slate belt of Eastern New York and Western Vermont, *19th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, Pt. 3, p. 153—307 (1899); Scholtz H., Über das Alter der Schieferung und ihr Verhältnis zur Faltung, *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst.*, 52, S. 303—316 (1931); Greenly E., Foliation and its relation to folding in the Mona complex at Rhoscolyn (Anglesey), *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 86, p. 169—190 (1930); Gair J. E., Cleavage and the distortion of stratigraphic thicknesses in appalachian folds, *Trans. Am. Geophys. Union*, p. 116—118 (1949); Engel A. E. J., Studies of cleavage, etc., *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, p. 767—784 (1949).

меняется на значительной площади вкрест простирания, так что направления падения сходятся кверху или книзу. Такое положение сланцеватости, наблюдаемое в Сноудонии, Денгибшире и Флинтшире¹, а также в долине Рейна², совершенно явно связано с региональной тектоникой, а не непосредственно с самими складками.

В случае сланцеватости глинистых сланцев (*slaty cleavage*), которую можно принять за типичную сланцеватость, соотношение сланцеватости со складчатостью меняется. В складках,



Фиг. 68. Сланцеватость, параллельная осевой плоскости наклонной погружающейся складки. След сланцеватости на плоскости напластования указывает направление погружения.

имеющих характерные черты складок скалывания, сланцеватость точно параллельна осевой плоскости складок (фиг. 55, А). Однако обычно она отклоняется от осевой плоскости в крыльях складки. Сланцеватость может обладать однородным падением или наружу, или внутрь складки, или в антиклинальной структуре наружу в аргиллитовых пластах и внутрь — в песчаных пластах. Зоны сильно проявленной сланцеватости в песчаниках проявляются в виде трещин, причем в участках развития тесно сближенных трещин, как, например, в осевых частях складок, последние можно ошибочно принять за плоскости слоистости. Характерна микроскладчатость песчаных или известковых прослоев в глинистых сланцах, причем последняя особенно хорошо выражена близ осей складок (фиг. 67).

Е. Клоос, изучивший складки в Южных горах Мэриленда³, показал на примере деформированных оолитовых зерен в изве-

¹ Boswell P. G. H., The middle silurian rocks of North Wales, London, p. 96 — 108 (1949).

² Scholtz H., Das varistische Bewegungsbild, *Fortschr. d. Geol. u. Pal.*, Hft. 25 (1930).

³ Oolite deformation in the South mountain fold, Maryland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58, p. 843 — 918 (1947).

стняке района, что изменения в падении и интенсивности сланцеватости непосредственно связаны с внутренними деформациями. Сланцеватость параллельна плоскостям $A-B$ оолитовых зерен, которые могут рассматриваться как эллипсоиды деформации. Полученные результаты имеют большое значение для стратиграфии, так как они указывают, что измерение стратиграфической мощности нормально к напластованию может быть ошибочным.



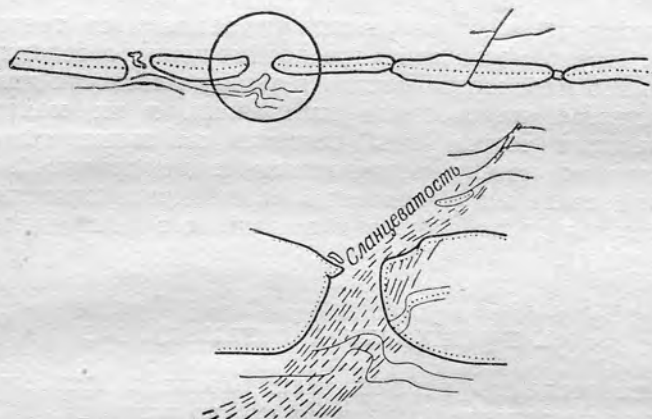
Фиг. 69. Вертикальный разрез, показывающий сланцеватость в некомпетентных пластах, залегающих между компетентными пластами. Направление скольжения по плоскости напластования, вытекающее из положения сланцеватости, показано стрелками.

A —более молодые пласты залегают слева; B —они же залегают справа.

Допуская, что сланцеватость глинистых сланцев приблизительно параллельна осевым плоскостям складок, ее можно использовать в качестве руководящего признака при расшифровке сложных складчатых структур. Склонение складки указывается следом сланцеватости на плоскостях напластования в крыльях складки (фиг. 68), в силу параллельной ориентировки сланцеватости и осевой плоскости складки. Кроме того, на основании изучения изолированного выхода, в котором наблюдаются одновременно сланцеватость и слоистость, можно решить вопрос о расположении ближайших антиклиналей и синклинали в том случае, если будут рассматриваться только некомпетентные пласты. Интерпретация положения компетентных пластов представляет значительные трудности и не может производиться вышеуказанным образом. Общее правило заключается в том, что острый угол между напластованием и сланцеватостью указывает направление скольжения по плоскости напластования, испытываемое соседним пластом (фиг. 69), что, таким образом, дает возможность определить последова-

тельность пластов аналогично случаю складок волочения. В том случае, если сланцеватость падает под меньшим углом, чем пласты, можно подозревать наличие опрокидывания.

Разлинзование (будинаж—*boudinage*). Разлинзование представляет собой структуру, в которой слои, заключенные в мягкой среде, расчленяются пересекающимися трещинами на линзовидные блоки. Последние имеют обычно сглаженные края, и



Фиг. 70. Разлинзование в песчанике. Песчаник переслаивается с полосчатым сланцем; в песчанике разлинзование возникает в результате растяжения.

их можно сравнивать с „шейками“, которые развиваются в образцах ковких металлов при растяжении. Разлинзование наблюдается в известняках и песчаниках, переслаивающихся с глинистыми сланцами в крыльях складок, а также в кристаллических сланцах и гнейсах¹.

¹ Corin F., A propos du boudinage en Ardenne, *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 42, p. 101—114 (1932); Wegmann C. E., Note sur le boudinage, *Bull. Soc. Géol. France*, Ser. 5, 2, p. 477—491 (1932); Wallis R., A new record of boudinage structure from Scotland, *Geol. Mag.*, 74, p. 325—332 (1937).

Глава V

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ (*faults*)¹

Дизьюнктивными нарушениями называются трещины, по которым имело место заметное перемещение соседних блоков параллельно плоскости трещин. Поэтому плоскости дизьюнктивов являются плоскостями скалывания, и их механическая интерпретация может быть основана на выше приведенных соотношениях между напряжением и деформацией.

В этой главе мы в основном ограничимся описанием различных типов дизьюнктивов и связанных с ними дополнительных структур.

1. НОМЕНКЛАТУРА ДИЗЬЮНКТИВОВ

По направлению перемещения блоков относительно друг друга дизьюнктивные нарушения можно разделить на следующие типы: *нарушения с перемещением по падению сместителя (dip-slip)*, *нарушения с перемещением по простиранию (strike-slip)*, *нарушения с косым перемещением (oblique slip faults)*.

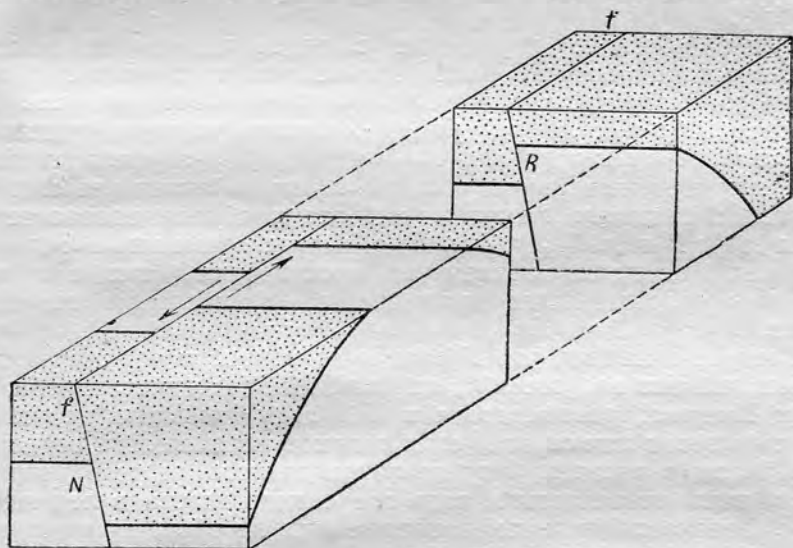
В случае нарушений с перемещением по падению направление относительного перемещения блоков параллельно падению плоскости нарушения; в случае нарушений с перемещением по простиранию—параллельно простиранию плоскости сместителя, а в нарушениях с косым перемещением—параллельно какой-либо косой линии, лежащей в плоскости последнего².

Если плоскость нарушения не вертикальна, то блок породы, залегающий выше плоскости нарушения, называется *висячим*

¹ Термин *faults* обычно переводят как „сбросы“, что нельзя считать правильным, так как этот термин включает все виды дизьюнктивных нарушений, в том числе сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги и т. д. Поэтому в данном контексте мы переводим этот термин как „дизьюнктивные нарушения“ и в дальнейшем изложении для краткости будем употреблять также термины „дизьюнктив“, а иногда „сместитель“, во всех случаях подразумевая дизьюнктивные нарушения. — *Прим. перев.*

² Report of the Committee on the nomenclature of faults, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 24, p. 163 — 186 (1913).

блоком, а блок, залегающий ниже последней, — *лежащим блоком*. *Наклоном сброса (hade)* называют угол, образуемый плоскостью сброса с вертикальной плоскостью, который является, таким образом, дополнительным углом к углу падения плоскости сброса.



Фиг. 71. Блок-диаграмма поперечного сдвига ff , секущего антиклиналь (по Гиллу). В точке R сдвиг представляется взбросом; в точке N — сбросом.

При изучении нарушенных пластов и дополнительных структур, связанных с дизъюнктивами, подобных зеркалам скольжения и трещинам (см. стр. 134—138), часто появляется возможность определить направление относительно перемещения висячего и лежащего блоков нарушения. Термин „относительное перемещение“ ничего не говорит о том, какой блок в действительности перемещался. Так, относительное перемещение вниз висячего блока может быть следствием действительного перемещения вниз этого блока, или перемещения вверх лежащего блока, или следствием того и другого совместно. Как показано на фиг. 71, из рассмотрения сброшенных пластов только в одном сечении невозможно определить даже относительное перемещение блоков, так как положение пластов в висячем боку относительно их положения в лежащем боку вдоль линии нарушения будет зависеть не только от перемещения по

смесителю, но также от положения плоскости сместителя и пластов.

Нарушения, в которых висячий блок перемещается относительно лежащего блока вниз, называются *сбросами* (*normal faults*), такие нарушения, в которых перемещение висячего блока относительно лежащего направлено вверх—*взбросом* (*reverse faults*)¹.

Таким образом, нарушение с перемещением по падению, в котором висячий блок переместился вниз относительно лежащего блока, можно называть *сбросом с перемещением по падению* (*dip-slip normal fault*). Имеются также нарушения с *обратным перемещением по падению* (*dip-slip reverse faults*) или перемещениями того же знака по линии (не совпадающей с падением плоскости взброса и сброса однако термины „сброс“ и „взброс“, очевидно, нельзя применять в случае нарушений с перемещением по простиранию, так как по ним нет относительных движений в вертикальном направлении.

Следует отметить, что „Комитет по вопросам терминологии дизъюнктивных нарушений“, основанный Геологическим обществом Америки, рекомендовал в 1913 году² называть нарушения сбросами в том случае, если видимое перемещение отдельного пласта в висячем боку по линии данного разреза направлено вниз относительно того же самого пласта в лежащем боку. Однако видимое перемещение вниз не обязательно означает, что действительное и относительное движение висячего бока было направлено вниз (фиг. 71). Поскольку такого определения, предложенного Комитетом, твердо придерживались некоторые американские авторы, то совершенно очевидно, что при чтении их работ следует проявлять особую осторожность, чтобы избежать путаницы.

По соотношению следов плоскостей нарушений на поверхности с положением пластов дизъюнктивы можно разделить на *продольные* (*strike faults*), если простирание плоскости нарушения совпадает с общим простиранием пластов, *поперечные* (*dip-faults*), если простирание их совпадает с направлением падения пластов, и *диагональные* (*oblique faults*) в случае их косоного положения относительно простирания пластов. Если плоскость нарушения совпадает с плоскостью напластования, то нарушения называются *пластовыми* (*bedding faults*). Такие нарушения нелегко различить в поле, хотя они и имеют широ-

¹ Эквивалентными немецкими и французскими терминами являются: для нормального нарушения *Abschiebungen*, *Verwerfungen*, *failles normales*, а для обратных нарушений *Aufschiebungen*, *Überschiebungen*, *failles inverses*.

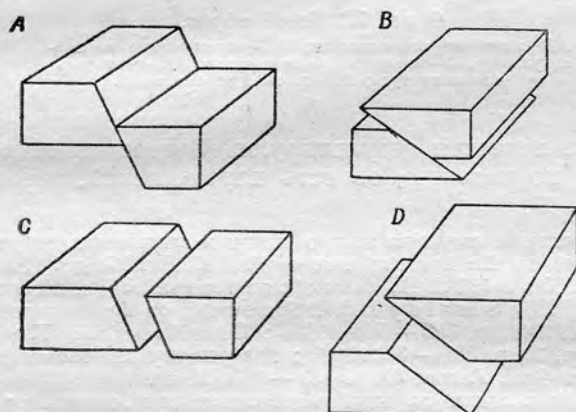
² *Bull. Geol. Soc. Am.*, 24, p. 163 — 186 (1913).

кое распространение, и искривленные плоскости нарушений часто переходят в плоскости напластования, на которых незаметны относительные перемещения.

Номенклатура основных типов нарушений может быть суммирована следующим образом (см. также фиг. 72):

Направление движения в плоскости сместителя	Перемещение вися- чего бока относи- тельно лежащего	Простирание плоско- сти нарушения отно- сительно простирания и падения пластов
Нарушения с переме- щением по падению	Сбросы	Продольные
Нарушения с косым перемещением	Взбросы Сдвиги	Поперечные Диагональные

В этой таблице любой термин одного столбца можно комбинировать с любым другим термином другого в целях полной



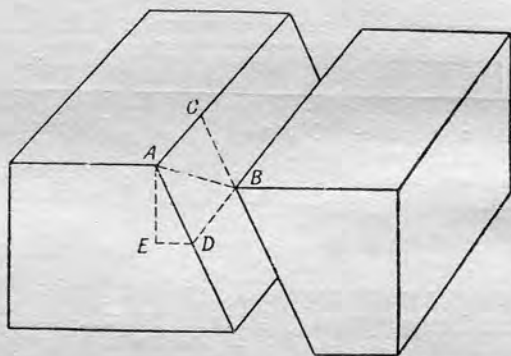
Ф и г. 72.

А—сброс; В—взброс; С—косой сброс; D—косой взброс.

наглядной характеристики отдельного нарушения. Например сброс, в котором движение происходило по косой линии, лежащей в плоскости сместителя, и простирание которого ориентировано под прямым углом к простиранию пластов, можно назвать *поперечным косым сбросом* (*oblique slip normal fault*) (соответствует поперечному сбрососдвигу. —Прим. перев.).

2. НОМЕНКЛАТУРА ПЕРЕМЕЩЕНИЙ¹

Перемещение (*slip*) и суммарное перемещение (*shift*)². Перемещением называют относительное передвижение соседних точек, измеренное в плоскости сместителя. Истинное



Фиг. 73. Косой сброс.

AB—истинное перемещение; AC—перемещение по простиранию; AD—перемещение по падению; AE—вертикальная амплитуда; ED—ширина перемещения.

перемещение является результирующей перемещения по простиранию и по падению, то есть перемещений, параллельных

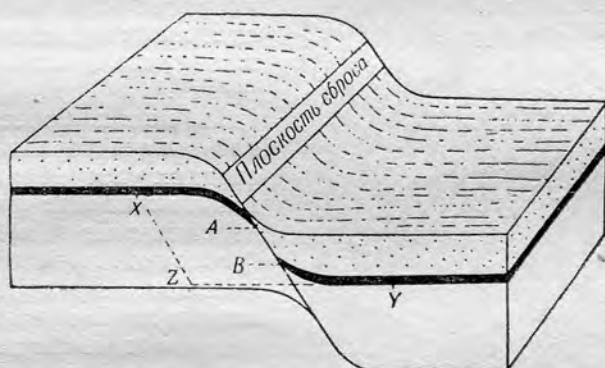
¹ Дополнительные сведения можно найти в следующих работах: Report of the Committee on the Nomenclature of Faults, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 24, p. 163 — 186 (1913); Gill J. E., Normal and reverse faults, *Journ. Geol.*, 43, p. 1071 — 1079 (1935); Straley H. W., Some notes on the nomenclature of faults, *Journ. Geol.*, 42, p. 756 — 763 (1934); Challinor J., The throw of a fault, *Geol. Mag.*, 70, p. 385 — 393 (1933); The primary and secondary elements of a fault, *Proc. Geol. Assoc.*, 57, p. 153 — 160 (1946).

² Термин *slip* в одних случаях переводится как „смещение“ (Биллингс „Структурная геология“), в других случаях как „длина“ (Б. и Р. Уиллис „Структурная геология“) или „скольжение“ (В. Линдгрэн „Минеральные месторождения“). Однако мы считаем более правильным переводить этот термин как „перемещение“, так как в отечественной литературе так обозначается именно относительное движение блоков в плоскости сместителя независимо от относительного смещения отдельных пластов. Кроме того, термины „длина“ и „смещение“ обычно употребляются в отечественной литературе в другом, вполне определенном смысле.

Термин *shift* переводится в различных работах по разному („суммарная амплитуда перемещения“, „сдвигение“, „перемещение“). В отечественной литературе понятия о „скольжении“ и „сдвигении“, как правило, не выделяются и описываются под общим термином „перемещение“, а термин „сдвигение“ употребляется в другом смысле (см. ниже). Мы переводим *shift* как *суммарное перемещение*. — Прим. перев.

простирацию и падению плоскости сместителя соответственно (фиг. 73)¹.

Ширина (heave) представляет собой горизонтальную составляющую перемещения по падению, *вертикальная высота (throw)* — вертикальную составляющую. Перемещение блоков земной коры в целом ряде случаев не ограничивается движениями только по плоскости сместителя, а частично выражается



Фиг. 74. Сброс, показывающий изгибание пластов близ плоскости сброса.

AB — перемещение по падению; XZ — суммарное перемещение по падению.

также в изгибании соседних участков (см. фиг. 74 и стр. 122) или в скольжении по тесно сближенным параллельным плоскостям скалывания. Зона нарушенных пород, залегающих между перемещенными глыбами, называется *зоной нарушения (fault zone)*, причем, как можно видеть на фиг. 74, при оценке

¹ Следуя И. А. Молчанову, предлагаем применять следующую номенклатуру перемещений (см. схему И. А. Молчанова).

1. Элементы перемещения в плоскости простиражения сместителя.

OM — вектор перемещения (соответствует истинному перемещению);

OL — элемент сдвига (соответствует перемещению по простиражению);

ON — наклонная высота перемещения (соответствует перемещению по падению).

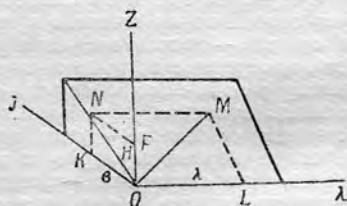
2. Элементы перемещения в плоскости падения сместителя.

OP = H — вертикальная высота перемещения;

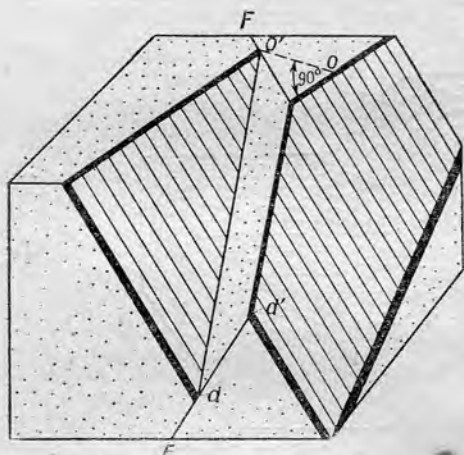
OK — ширина перемещения;

ON — наклонная высота перемещения (лежит в плоскости сместителя). —

Прим. перев.



суммарного движения глыб необходимо рассматривать относительные перемещения точек, расположенных за пределами этой зоны. Термин *суммарное перемещение (shift)* употребляется здесь для обозначения относительного перемещения точек, достаточно удаленных от нарушения и не испытывающих влияния местных отклонений в зоне нарушения, причем



Фиг. 75. Блок-диаграмма сброшенного пласта (черное), показывающая отход (OO') и видимое смещение по падению (DD').

этот термин имеет большее значение, чем термин „перемещение“ при общем рассмотрении характера образования дизъюнктивных нарушений.

В целях более детальной характеристики последних употребляются термины *истинное суммарное перемещение (net shift)*, *суммарное перемещение по падению (dip-shift)* и *суммарное перемещение по простиранию (strike)*, или *боковое перемещение (lateral shift)*.

*Смещение (separation)*¹.

Этот термин обозначает видимое перемещение двух сопоставимых частей пласта

или залежи (то есть кровли по отношению к кровле, почвы по отношению к почве), измеренное в произвольном сечении. *Нор-*

¹ Термин *separation* часто переводится как „разобшение“, однако в отечественной литературе этот термин не употребляется, а вместо него употребляется термин „смещение“, что можно считать вполне установившимся. Номенклатура смещений детально разработана М. А. Усовым в результате анализа обширного фактического материала по Кузбассу. М. А. Усов выделяет следующие элементы смещений: *длина в поперечном сечении* (соответствует смещению по падению в понимании Е. Хиллса); *длина в горизонтальном сечении* — расстояние между соответствующими частями смещенного пласта, измеренное в горизонтальном сечении; *размах* (соответствует вертикальному разобшению смещения по Хиллсу); *перекрывание и зияние* — горизонтальная проекция обратного и нормального смещения по падению соответственно; *отделение* — расстояние между крыльями сброшенного пласта, измеренное перпендикулярно к плоскости пласта (в разрезе по падению); *переброс*, или *сдвигание*, — расстояние между соответственными точками сброшенного пласта, измеренное в плоскости пласта в горизонтальном сечении; *отход* — соответствует английскому термину *offset*.

Схемы, иллюстрирующие взаимоотношения этих элементов, приведены в работах М. А. Усова „Структурная геология“ и „Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса“ (Сборник по геологии Сибири, 1933).— *Прим. перев.*

мальным горизонтальным смещением (*normal horizontal separation*) или *отходом* (*offset*) называется расстояние между частями нарушенного тела, измеренное под прямым углом к его простиранию в горизонтальной плоскости (фиг. 75). Вертикальное смещение нередко имеет большое значение для рудничной практики и обозначает вертикальное расстояние между соответственными частями нарушенного тела. *Смещение по падению* (*dip separation*)¹ представляет собой расстояние между соответственными частями нарушенного тела, расположенными в висячем и лежащем боках нарушения, измеренное параллельно плоскости падения сместителя. Если при пересечении тела плоскостью нарушения породы висячего бока оказываются ниже пород лежачего бока в данном разрезе, то тело обладает *нормальным смещением по падению* (*normal dip separation*), в противном случае оно обладает *обратным смещением по падению* (*revers dip separation*).

Возможные геометрические соотношения пластов, залегающих в различных положениях и различным образом перемещенных, настолько многообразны, что их трудно охарактеризовать в рамках настоящей работы. Более детальный разбор последних можно найти в перечисленных ниже работах².

3. ОБРАЗОВАНИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ³

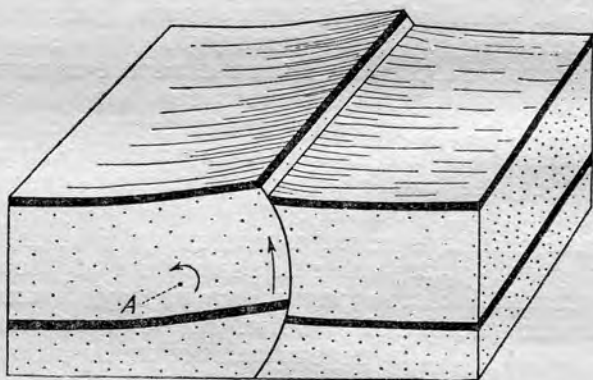
Сбросы. Сбросы образуются в результате регионального растяжения земной коры (фиг. 41) или связаны с оседаниями частей земной коры в связи с удалением опоры, например

¹ Gill J. E., op. cit. (1935).

² Earle K. W., Dip and strike problems, London (1934); Brown B. C. and Debenham F., Structure and surface, London (1929); Tolman C. F., Graphical solution of fault problems, London (1911); Haddock M. H., Disrupted strata, London, 2nd. ed. (1938).

³ В американской литературе анализ относительных движений предлагается производить в пяти различных плоскостях (в плоскости простирания и падения сместителя, в плоскости падения пласта или жилы в плоскости, перпендикулярной к линии пересечения пласта и сместителя, и в горизонтальной плоскости), причем приводится соответствующая номенклатура (см. Б. и Р. Уиллис „Структурная геология“, 1932). В отечественной геологической и горно-маркшейдерской литературе относительные движения обычно рассматриваются в четырех плоскостях: в плоскостях простирания и падения сместителя (*элементы перемещения*), в плоскости падения пласта (*элементы смещения*) и в горизонтальной плоскости (*элементы скрещения*). Относительно элементов перемещений и смещений уже упоминалось выше. Касаясь элементов скрещения, соотношения простирания и падения дизъюнктивов и пластов в горизонтальной плоскости, следует отметить, что И. А. Молчанов выделяет следующие типы последних: продольные несогласные и согласные, диагональные несогласные и согласные и поперечные. Из общих морфологических классификаций дизъюнктивов следует, прежде всего, отметить классификацию И. А. Молчанова (см. И. А. Молчанов „Геометрический метод

находившихся под ними магматических масс (*гравитационные сбросы*). По сбросам висячий блок движется вниз относительно лежащего блока. Однако образование взбросов также имеет место в нарушениях, образованных в результате давления снизу (фиг. 54), и в некоторых *цилиндрических нарушениях*. Образование цилиндрического нарушения сопровождается вращением блока породы вокруг оси, параллельной плоскости



Фиг. 76. Блок-диаграмма цилиндрического нарушения. А — ось вращения.

последнего, представляющей собой часть цилиндрической поверхности. Сброс, образованный на поверхности в результате поворота вверх лежащего крыла вдоль цилиндрической поверхности, переходит на глубине в крутой взброс¹ (см. фиг. 76). Отсюда ясно, что установление различий между сбросами и взбросами не всегда имеет принципиальное значение с точки зрения динамики.

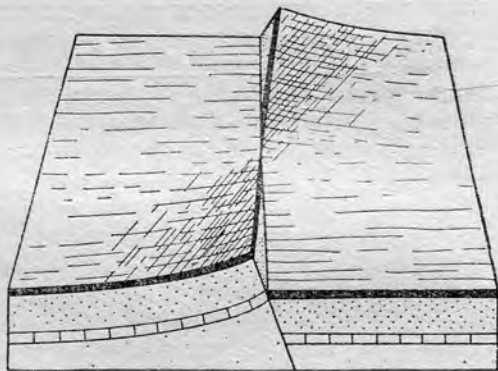
Отдельные сбросы в горизонтальном или вертикальном направлении могут переходить в моноклинальные изгибы или сохраняют свои характерные особенности на всем протяжении и выклиниваются в результате постепенного уменьшения амплитуды нарушения. В последнем случае амплитуда нарушения представляется в плане возрастающей².

исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения", "Известия Томского индустриального института", т. 60, 1939). — *Прим. перев.*

¹ Tolman C. F., Jr., Graphical solution of fault problems, London, p. 36, 37 (1911); Cloos H., Einführung in die Geologie, Berlin, p. 198 — 200 (1936).

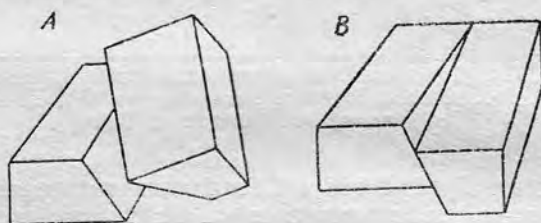
² Busk H. G., Earth flexure, Cambridge, p. 96 — 98 (1929).

Осевые сбросы (*pivotal faults*). В осевых сбросах блок породы, опущенный в одной части, оказывается поднятым в другой части (фиг. 77). Это может происходить в результате коробления блоков, причем в этом случае направление падения плоскости нарушения изменяется в той части, где имеет место переход приподнятой части в опущенную, или это может быть результатом вращения блока породы вокруг оси, перпендикулярной к плоскости сброса, причем в этом случае нарушение соответствует сбросу с одной стороны оси и взбросу — с другой, плоскость же последнего повсюду сохраняет одинаковое падение (фиг. 78, А).



Фиг. 77. Блок-диаграмма, показывающая взаимный переход приподнятых и опущенных частей вдоль осевого нарушения (по Баску).

В шарнирном сбросе (*hinge fault*) один из блоков вращается вокруг оси под прямым углом к линии нарушения, причем амплитуда перемещения увеличивается по мере удаления от шарнира (фиг. 78, В).

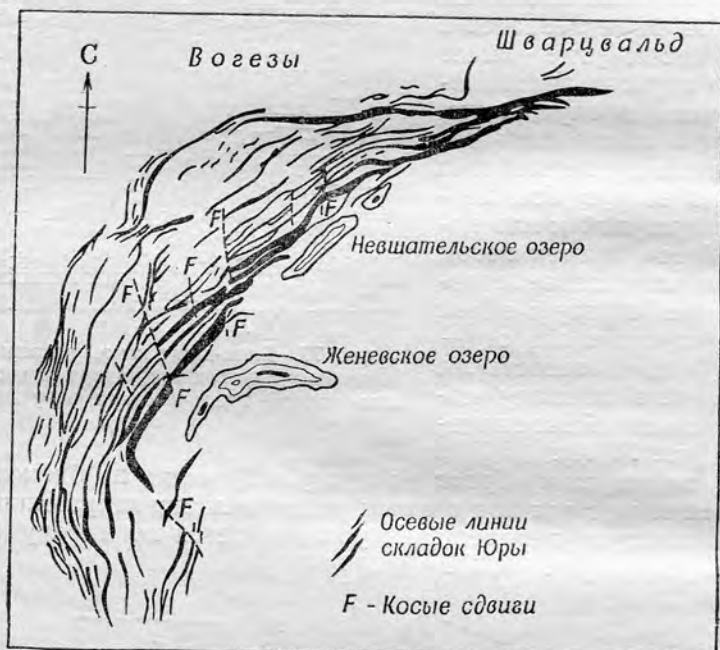


Фиг. 78.

А—осевой сброс; В—шарнирный сброс.

Нарушения с перемещением по простиранию (сдвиги) (*strike-slip faults*). Многие нарушения в активных районах земной коры относятся к типу сдвигов. „Сдвиг“ (*rift*) Сан-Андреас в Калифорнии, протягивающийся почти прямолинейно на расстоянии около 1000 километров и активно проявившийся, начиная с раннетретичного времени, является хорошо известным примером таких нарушений. Перемещения, происходившие во время недавних землетрясений, так же как и непосредственные

геологические наблюдения, ясно показывают, что вдоль этого нарушения имели место в основном горизонтальные движения. Последние, повидимому, были обусловлены напряжением скалывания, являющегося одним из составляющих меридионального сжатия, действовавшего в горизонтальной плоскости¹.



Фиг. 79. Схематическая карта складчатой Юры, показывающая главные складки и косые сдвиги (F), по которым смещаются оси складок (по Гейму).

Нарушение Грейт-Глен в Шотландии также является сдвигом, и, как это устанавливается на основании сравнения соответствующих пород по обе стороны от последнего, амплитуда перемещения по нему равна приблизительно 100 километрам².

Неравномерное продвижение соседних частей движущихся покровов или нормальноскладчатых пластов приводит к разви-

¹ Cloos H., Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa, *Fortsch. d. Geol. u. Pal.*, 7, Hft. 21, S. 253, 254 (1928); Bucher W. H., The deformation of the Earth's crust, Princeton, p. 314—321 (1933); Vickery F. P., The structural dynamics of the Livermore region, *Journ. Geol.*, 33, p. 608—628 (1925); Willis B., San Andreas rift, California, *Journ. Geol.*, 46, p. 793—827 (1938).

² Kennedy W. Q., The great glen fault, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 102, p. 41—76 (1946).

тию одновременно с главными структурами также и сдвигов, ориентированных вкрест простирания деформированных пород. Такие нарушения лучше называть *поперечными сдвигами* (*tear faults*). (Гейке называет их *transcurrent (transverse) thrusts*)¹.

В общем, из двух возможных направлений скалывания между движущимися блоками ясно проявляется только одно направление, а именно—почти параллельное направлению движения пород (см. стр. 43). Имеющие большое значение поперечные сдвиги были установлены во многих районах развития покровных структур и нормальной складчатости² (фиг. 79). Они были также экспериментально воспроизведены Клоосом и Ли³ (см. стр. 62—64, фиг. 37 и фото IV).

Андерсон разделил сдвиги на левые и правые, в зависимости от относительного движения блоков. При наблюдении сдвига с одной стороны последний считается левым, если противоположная сторона перемещена влево, и правым—если она перемещена вправо.

Термин *transcurrent fault* (горизонтально-секущее нарушение) применяется как синоним термина „сдвиг“, однако этот термин не применим для таких нарушений как Сан-Андреас, которые скорее параллельны региональной структуре, чем секут последнюю. Подобные крупные нарушения имеют тектонические соотношения другого порядка, чем косые сдвиги, связанные со складчатостью, и для них можно предложить термин *wrench faults* (нарушения кручения)⁴.

Взбросы. Образование взбросов сопровождается сокращением разреза нарушенных пород, тогда как сбросы вызывают удлинение последнего. Если плоскость взброса падает под углом 45° или больше, то взброс иногда называют *взбросо-надвигом* (*upthrust*); в том случае, если падение меньше 45°, взброс характеризуется как надвиг или *поддвиг* (*overthrust*) в зависимости от того, какому крылу, висячему (надвиг) или лежащему (поддвиг), приписывается активная роль в процессе

¹ Geikie J., *Structural and field geology*, New York, 3rd ed., p. 179, 180 (1912); Marr J. E., *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 62, (1906). См. также Perry E. L., *Flaws and tear faults*, *Am. Journ. Sci.*, 29, p. 112—124 (1935) с целью критического рассмотрения номенклатуры сдвигов.

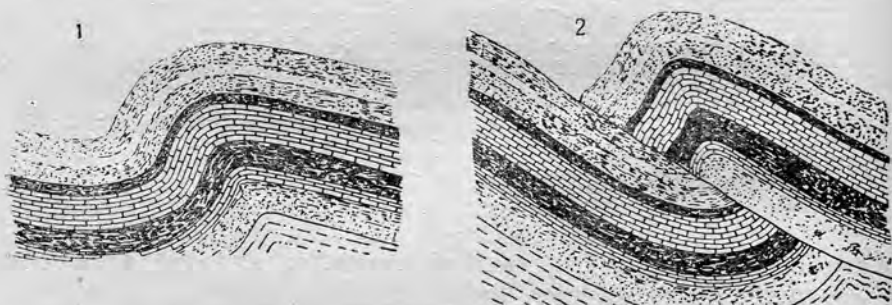
² Heim A., *Geologie der Schweiz*, 1, p. 615, Fig. 103 (1919).

³ Cloos H., *Zur Tektonischen Stellung des Saargebietes*, *Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges.*, 85, p. 307—315 (1933); Lee J. S., *Some characteristic structural types in Eastern Asia*, *Geol. Mag.*, 66 (1929).

⁴ Термины *tear-fault*, *transcurrent thrust*, *transverse thrust*, *wrench fault* обозначают в сущности одно и то же—сдвиги, несогласные или почти согласные с простиранием пород, отличающиеся по своим масштабам. Применение этих терминов ограничено.—Прим. перев.

движения¹. Взбросы с горизонтальной или почти горизонтальной плоскостью называются *пологими надвигами* (*low angle thrusts*) или, в случае весьма значительного перемещения блоков пород *надвиговыми покровами* (*thrust nappes*).

Надвиги растяжения (*stretch thrusts*) представляют собой нарушения, развивающиеся в результате скалывания в ослабленном среднем крыле опрокинутой складки. Мы уже отмечали выше



Фиг. 80. Две стадии развития надвига (по Уиллису).

образование мелких надвигов растяжения в связи со сланцеватостью, однако последние могут также проявляться в огромных масштабах в виде покровов (фиг. 32). В том случае, когда устойчивые пласты подвергаются скалыванию в месте их перегиба, одно крыло выползает на другое *по надвигу разлома* (*break thrust*). Последние обычно представляют собой пологие надвиги, быстро затухающие на глубину, причем сокращение разреза пород, залегающих ниже надвига, выражается в смятии² (фиг. 80). *Надвиги скалывания* (*shear thrust*) представляют собой плоскости скалывания, положение которых контролируется механизмом деформации и физическими свойствами породы. Они могут развиваться в складчатых породах в результате выжимания пластов в ядра складки или в местах моноклинальных перегибов (см. фиг. 81)³, а также независимо от складчатости (фиг. 82).

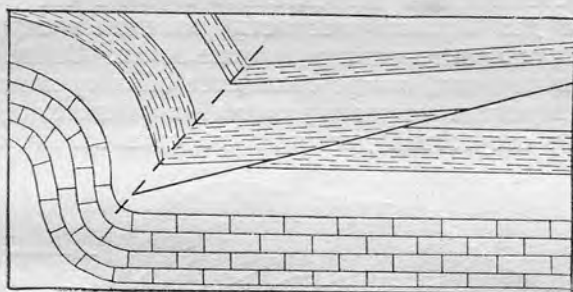
Большинство надвигов, по которым наблюдаются весьма значительные перемещения, являются пологими надвигами. Неко-

¹ Lovering T. S., Field evidence to distinguish overthrusting from underthrusting, *Journ. Geol.* 40, p. 651 — 663 (1932).

² Willis R., Development of thrust faults, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 46, p. 409 — 424 (1935); Billings M., Thrusting younger rocks over older, *Am. Journ. Sci.*, 25, p. 140 — 165 (1933); Willis B., Mechanics of appalachian structure, *13th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, Pt. 2, p. 222, 223 (1893).

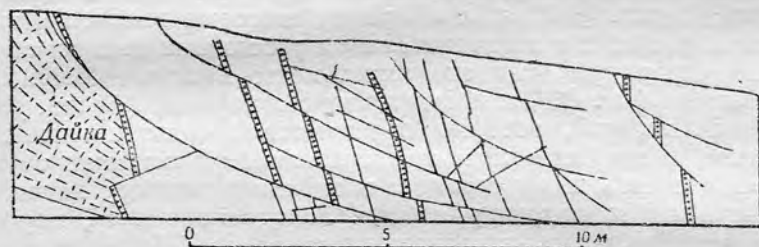
³ Willis R., Development of thrust faults, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 46, p. 409 — 424 (1935).

торые из них являются истинными надвигами скалывания и, вероятно, обусловлены действием скалывающих напряжений в вертикальной плоскости¹. Эксперименты Кадела², в которых



Фиг. 81. Надвиг, образовавшийся в слабых породах при сдвливании близ моноклиналиного изгиба в известняке (по Уиллису).

была сделана попытка воспроизведения структуры северо-западного плоскогорья Шотландии, показали, однако, что в результате действия прямого сжатия вначале возникает нагромождение друг на друга отдельных пластин по надвигам,



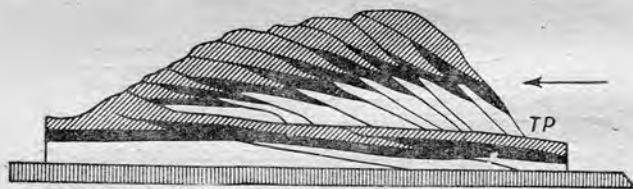
Фиг. 82. Надвиги скалывания, пересекающие круто падающие песчаники и аргиллиты, каждый из которых показывает различия в амплитуде скольжения в различных точках; Стадл-Парк, Виктория.

падающим под углом около 45° , а затем возникают пологие надвиги, перемещающие всю эту массу в целом (см. фиг. 83). Это явление, повидимому, может быть результатом развития вращательной деформации в пределах деформированного мате-

¹ Chamberlin R. T. and Miller W. Z., Low angle faulting, *Journ. Geol.*, 26, p. 1—44 (1918). Quirke T. T., Concerning the process of thrust faulting, *Journ. Geol.*, 28, p. 417—438 (1920).

² Cadell H. M., Experimental researches in mountain building, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 35, p. 337—357 (1890).

риала¹, что может быть вызвано, например, понижением прочности вышележащих частей породы относительно подстилающих пластов. Это приводит к более быстрому продвижению верхних частей породы относительно нижних частей. Кайсин² подчеркивал для Арденн важность различий в скорости продвижения масс, разделенных нарушениями. Такие различия возникают в породах, подвергающихся общему пластическому течению, вследствие местных различий в физических свойствах и вследствие отсутствия достаточного сдвигания со стороны



Фиг. 83. Экспериментальное воспроизведение чешуйчатой структуры (по Каделю). Давление было приложено в направлении, показанном стрелкой, причем вначале образовалась чешуйчатая структура, а затем базальная плоскость надвига, или подошва (TP).

покрывающих масс породы. Можно выделить надвиги первого порядка (франц. *failles de charriage*), которые выклиниваются значительно выше и на значительном расстоянии от зоны образования структуры (как это имеет место в случае базальных надвигов на фиг. 83), и надвиги второго порядка (франц. *failles d'entraînement*), которые образуются в связи с главными надвигами и выклиниваются на значительном расстоянии от последних (то есть выклиниваются вниз, ниже главного надвига).

Чешуйчатая структура (нем. *Schuppenstruktur*), хорошо выраженная в северо-западном плоскогорье Шотландии, состоит из серии тонких пластин породы, разделенных крутыми надвигами. В районе Гленкоул зона развития чешуйчатой структуры ограничена сверху и снизу пологими надвигами более позднего происхождения, причем образование надвигов в чешуйчатой зоне не связано с образованием складок, а надвиги являются истинными надвигами скалывания³ (см. фиг. 29, стр. 57).

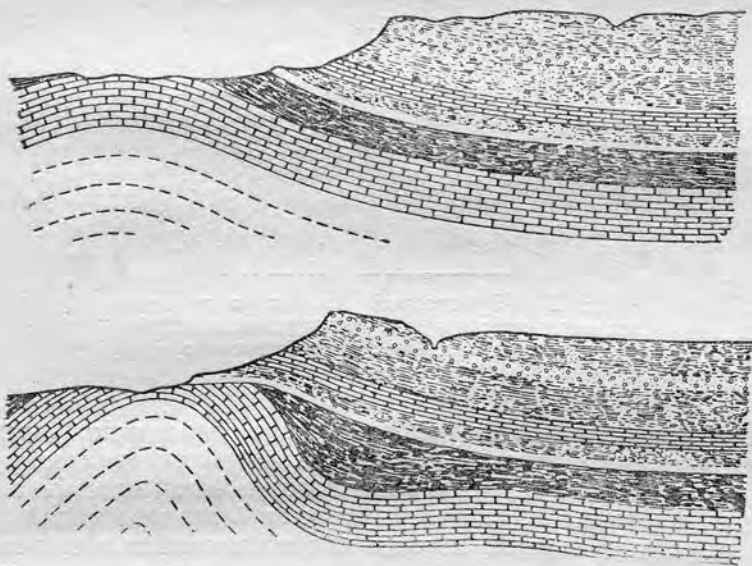
Если плоскость надвига выходит на поверхность земли, по которой и происходит движение блоков пород, то такой надвиг

¹ Chamberlin R. T. and Miller W. Z., Low angle faulting, *Journ. Geol.*, 26, p. 1—44 (1918).

² Kaisin F., Poussées tangentielles ou „champs tectoniques“?, *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 53, p. 228—263 (1944).

³ Peach B. N. and Horne J., Guide to the geological model of the Assynt mountains, Edinburgh, p. 17—19 (1914).

называется *поверхностным надвигом* (нем. *Reglicüberschiebung*)¹. Такие надвиги могут возникнуть в результате эрозии замков главных антиклиналей, причем появляется возможность скольжения компетентных пластов в одном крыле по подстилающим некомпетентным пластам и движения вперед по эродированной поверхности. В таком случае нарушения называются



Фиг. 84. Две стадии развития эрозионного надвига в эродированной антиклинали (по Уиллису).

*эрозионными надвигами*² и находятся в тесной зависимости от эрозии антиклиналей (фиг. 84). Баск описал эрозионные надвиги в Иране, которые образовались не в результате скольжения компетентных пластов по некомпетентным, а в результате выжимания подвижных гипсовых пластов сквозь эродированные гребни и крылья антиклиналей или в других местах, где покров гипсовых пластов был тонок³ (фиг. 85). В результате эрозии передней части поверхности надвига образуется грубый обломочный материал, который отлагается перед движущейся пластиной надвига и затем перекрывается надвигом, распре-

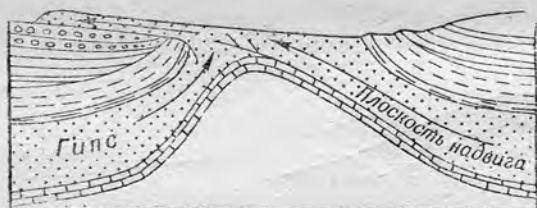
¹ Ampferer O., Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, Wien, S. 73—81 (1923—1930).

² Willis B., The mechanics of appalachian structure, *13th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, Pt. 2, p. 222-223 (1893).

³ Busk H. G., Earth flexures, Cambridge, p. 86—95 (1929).

ляясь вдоль плоскости последнего. Гольдшмидт показал, что такие условия имели место при образовании каледонских надвиговых покровов Норвегии¹.

Искривление плоскостей нарушений. Плоскости нарушений могут искривляться или при своем образовании, или в результате более поздних деформаций. Первоначальное искривление поверхностей скалывания может возникнуть в результате неоднородности деформированного материала или различной



Фиг. 85. Эрозионный надвиг, в котором активная пластина состоит из гипса, выжатого на поверхность вдоль эродированного гребня антиклинали (по Баску).

ориентировки эллипсоида деформации в различных участках в пределах однородного материала под действием неоднородной деформации. Так, искривления могут быть вызваны повышенной нагрузкой одной части надвига благодаря надвиганию друг на друга пластин породы или выжиманием вверх пloyчатых некомпетентных пластов, залегающих под надвигом. В компетентных пластах угол скалывания может отличаться от угла скалывания в более компетентных пластах, что приводит к отклонению плоскости нарушения от прямолинейного положения при пересечении различных пластов, как это было отмечено Чемберленом и Мюллером при экспериментальном исследовании². Искривление плоскостей крупных пологих надвигов³ является скорее правилом, чем исключением, и, повидимому, обязано главным образом первоначальному процессу. Однако в Южных Аппалачах и Скалистых Горах⁴ были устано-

¹ Goldschmidt V., Om hoifjeldskvartsen I og II, *Norsk. Geol. Tidssk.* 4, Pt. 1, p. 44—46 (1916); Reviewed in *Geol. Mag.*, 4, p. 130—132 (1917).

² Chamberlin R. T. and Miller W. Z., Low-angle faulting, *Journ. Geol.*, 26, p. 1—44 (1918).

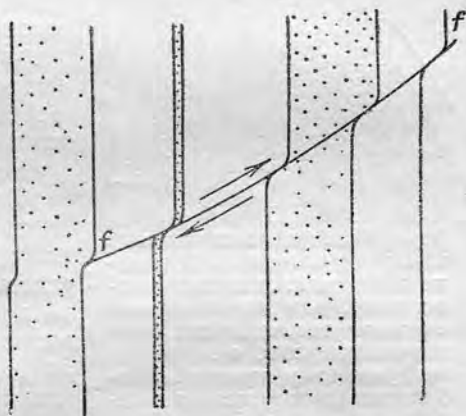
³ См. литературу по Альпам, плоскогорью Шотландии и Скалистым Горам на стр. 57—58.

⁴ Keith A., *Geol. Atlas U. S.*, Folio, No. 151, *U. S. Geol. Surv.* (1907); Richards R. W. and Mansfield G. R., The bannock overthrust, a major fault in South-Eastern Idaho and North-Eastern Utah. *Journ. Geol.*, 20, p. 681—709 (1912).

влены пологие надвиги, подвергшиеся складчатости и действию нарушений в результате более поздних тектонических движений.

4. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С ДИЗЬЮНКТИВНЫМИ НАРУШЕНИЯМИ

Изгибы и складки. При движении двух блоков пород друг относительно друга в первый момент образования дизъюнктивов не происходит. Породы вначале претерпевают упругую деформацию, затем в какой-то мере пластическую деформацию и, наконец, подвергаются скалыванию (фиг. 86). Во время стадии деформации, предшествующей образованию дизъюктива, пласты часто изгибаются и дизъюнктивные нарушения в конечном счете происходят в местах изгибов¹. Таким образом, пласты по обе стороны от плоскости последних приобретают форму, свидетельствующую о действии сопротивления движению вызванного трением вдоль нарушения, причем возникающие изгибы относятся обычно за счет „эффекта волочения“. Однако только в исключительных случаях



Фиг. 86. Надвиг скалывания, секущий вертикально залегающие пласты песчанников и аргиллитов. Слева пласты изогнуты, но не разорваны, и надвиг развивается вправо, причем в этом направлении амплитуда перемещения progressively возрастает.

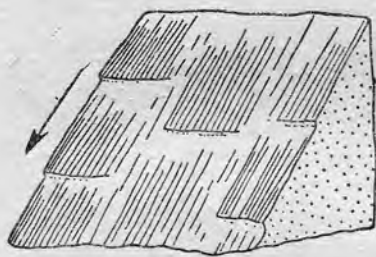
эффект волочения имеет большее значение, чем образование первоначальных изгибов. Такие изгибы представляют хорошее средство для определения направления относительного перемещения блоков (см. фиг. 86), а в случае развития их в крупном масштабе последние приобретают значение складок, которые можно закартировать. Эти складки особенно характерны для переходных участков от сбросов к моноклиналям, но окончания надвиговых нарушений также могут содержать складки, представляющие собой обычно изолированные изгибы.

Закрытая складчатость, связанная с пологими надвигами, подобная складчатости Бельгийского каменноугольного бассейна, рассматривается как результат местного сжатия, или ограниче-

¹ Nádai A., *Plasticity*, New York, p. 300—305 (1931).

ния, возникающего благодаря искривлению плоскости нарушения или наличию некоторого сопротивления движению надвигового покрова¹.

Эффект трения. В хрупких породах заметные изгибы не наблюдаются и зона нарушения обычно брекчирована. Значительные движения вдоль нарушения могут привести к интенсивному дроблению и скалыванию пород с образованием милонитов. Если при этом образуется глинистая масса, то последняя называется *тектонической глиной* (*gouge*), которая нередко носит следы полировки и штриховатости, возникающих в процессе движения по нарушениям.



Фиг. 87. Зеркала скольжения на выходе песчаника. Ступеньки на зеркалах скольжения показывают, что относительное смещение висячего бока было направлено вниз, в направлении, указанном стрелкой. Приблизительно натуральная величина.

Висячие и лежащие бока нарушения могут быть приполированными, исштрихованными или покрыты бороздами, образовавшимися во время движения. Тонкая штриховатость связана с *зеркалами скольжения* (*slickensides*), а более крупная называется *бороздовой структурой* (*mullion structure*). Зеркала скольжения нередко имеют ступенчатое расположение, причем штрихи скольжения резко обрываются на конце ступеньки и затем снова продолжают на более низком уровне. Ступеньки на одном боку нарушения обращены в том направлении, в котором двигался другой бок (см. фиг. 87), однако движения могли иметь место в разное время и ступенчатые зеркала скольжения могут указывать только направление наиболее поздних перемещений.

Эффект скалывания. Трещины скалывания и растяжения, дополнительные нарушения и сланцеватость разлома обычно развиваются в породах в непосредственной близости к главным нарушениям, причем такие структуры были воспроизведены в экспериментах с глиной, проведенных Риделем и Е. Клоосом². В этих экспериментах на столе помещались две доски, одна

¹ Kaisin F., Le style tectonique et la genèse mécanique de l'Ardenne, *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 45, p. 191—205 (1935).

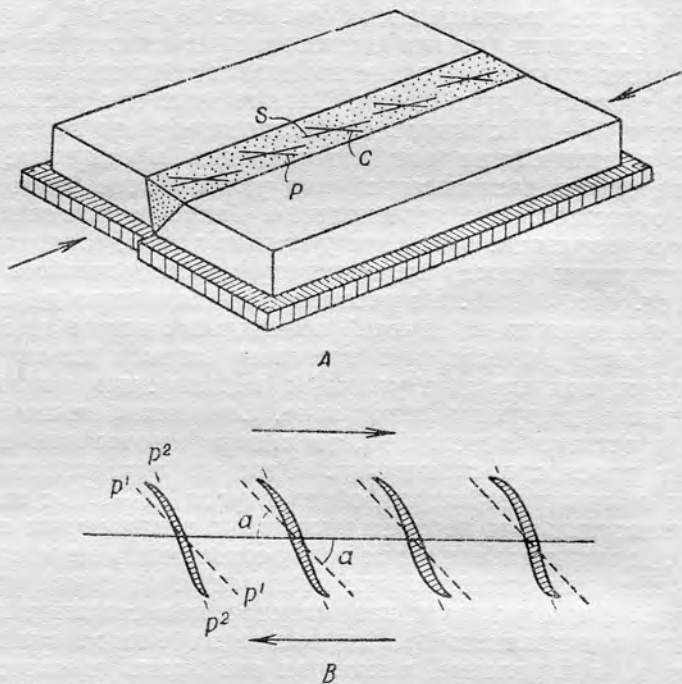
² Riedel W., Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, *Cbl. f. Min., Abt. B*, S. 354—368 (1929); Cloos E., Feather joints as indicators of the direction of movements of faults, thrust joints and magmatic contacts, *Proc. Nat. Acad. Sci. Am.*, 18, p. 387—395 (1932).

возле другой таким образом, что они соприкасались друг с другом краями, которые затем покрывались слоем глины. После этого одну доску перемещали относительно другой, в результате чего глина испытывала напряжение скалывания, действующее над линией контакта досок (см. фиг. 21, стр. 43, и фиг. 88). Если пластичность глины понижалась смачиванием верхней поверхности слоя, то в глине возникали трещины разрыва над линией контакта двух досок. Первые трещины располагались под углом $45-47^\circ$ к направлению относительного перемещения, однако в дальнейшем они превращались в открытые рубцы, которые могли располагаться под углом более 60° к направлению относительного перемещения. Такое расположение возникает в результате вращения участков глины, расположенных в промежутках между первоначально образованными разрывами (см. фиг. 88, В). Из рассмотрения характера деформации фигур, нанесенных на верхней поверхности глины до эксперимента, можно вывести, что трещины разрыва первоначально образуются под прямым углом к направлению наибольшего удлинения в деформированной зоне. Если глина не смачивается водой, а остается пластичной, то в деформированной зоне возникают плоскости скалывания. Одна из возникающих серий трещин обычно преобладает, образуя угол $12-17^\circ$ с направлением относительного перемещения досок, в некоторых случаях, однако, дополнительная серия почти совершенно не развивается.

Проведенные эксперименты показали, что острые углы между трещинами разрыва или плоскостями скалывания и направлением относительного перемещения блоков глины указывают то направление, в котором эти блоки двигались. Следует отметить, что глина не скалывается только по одной поверхности, параллельной направлению относительного перемещения досок, а трещины разрыва и трещины скалывания развиваются кулисообразно (*en echelon*) в зоне, лежащей между блоками. Аналогичное кулисообразное расположение нарушений обычно наблюдается и в поле и может указывать направление относительного движения главных блоков пород, расположенных на противоположных сторонах зоны нарушения.

Трещины скалывания и разрыва, которые развиваются в зоне деформации между блоками пород, испытывающими относительные перемещения, то есть вдоль нарушения, известны как *перистые трещины* (*feather joints*). Это название дано потому, что соотношение трещин и основного нарушения в поперечном сечении напоминает соотношение между остью и стеблем в перьях. В целях большей детальности среди перистых трещин можно выделить следующие разновидности: *перистые трещины скалывания* (*pinnate shear joints*), с одной стороны, и *перистые трещины разрыва* (*pinnate tension joints*), с другой стороны.

Как полевые, так и экспериментальные данные указывают на тот факт, что перистые трещины можно использовать для определения направления относительного перемещения вдоль



Фиг. 88.

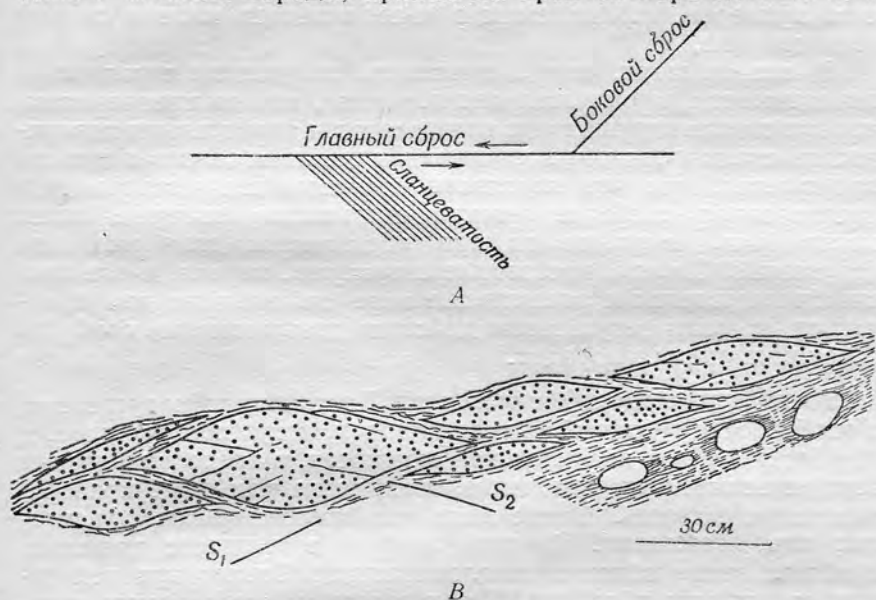
А—развитие плоскостей скалывания S и рубцов растяжения C в глине. Глина помещена на двух досках, которые были смещены относительно друг друга в направлении, указанном стрелкой. Зона деформации, в пределах которой разрывы располагаются кулисообразно, показана точками. В—трещины разрыва, первоначально образовавшиеся параллельно P^1 , были затем повернуты в процессе дальнейшего смещения глины в направлении, указанном стрелками до того положения, пока они не превратились в открытые рубцы, параллельные P^2 . Острый угол между рубцами и линией, по которой происходило смещение, показывает направление движения блоков.

нарушений. Правило гласит, что острый угол, образованный трещинами разрыва и плоскостью нарушения, указывает направление движения того блока, в котором эти трещины находятся (фиг. 88, В)¹.

Таким путем были расшифрованы краевые надвиги, образующиеся вдоль интрузивных контактов (см. стр. 151—152),

¹ Cloos E., Feather joints as indicators of the direction of movements of faults, thrusts, joints and magmatic contracts, *Proc. Nat. Acad. Sci. Am.*, 18, p. 387—395 (1932).

подобные же перистые структуры наблюдаются также в крайних зонах ледников. В любом из этих примеров мы имеем дело с массами породы, причем по крайней мере одна из этих



Фиг. 89.

А. Сланцеватость, образовавшаяся в породах вблизи плоскости надвига (по Шелдону, 1928).

В. Псевдорастянутые гальки. В результате скалывания пласта песчаника по направлениям S_1 и S_2 образуются линзы, напоминающие вытянутые гальки. Истинные гальки (невтянутые), залегающие в соседнем пласте конгломерата, обладают очковой структурой в результате имевшего место течения основной массы.

масс обладает пластичностью и между ними в какой-то мере действуют силы сцепления; массы движутся относительно друг друга подобно блокам дизъюнктивов¹.

Если перистые плоскости скалывания, по которым имеют место заметные перемещения, тесно сближены, то они образуют сланцеватость. Однако имеются и случаи несоответствия между наблюдаемыми соотношениями сланцеватости с дизъюнктивами и теми соотношениями, которые бы следовало ожидать на основании вышеописанных экспериментов. Так, Шелдон²,

¹ Cloos H., Zur Mechanik der Randzone von Gletschern, Schollen und Plutonen, Geol. Rundschau, Hft. 1, S. 66 (1929); Также Einführung in die Geologie, Berlin, S. 235—236 (1936).

² Sheldon P., Note on the angle of fracture cleavage, Journ. Geol., 36, p. 171—175 (1928).

привел пример, когда острый угол, образованный сланцеватостью и плоскостью сброса, показывал направление, противоположное направлению движения блока (фиг. 89), и большинство примеров, наблюдаемых в поле, отвечает именно такому соотношению.

В тех случаях, когда плоскость нарушения параллельна сланцеватости в окружающих породах¹, можно предполагать, что плоскости нарушения и сланцеватости параллельны поверхностям скалывания, образованным при действии одного и того же напряжения, или что плоскости сланцеватости развиваются в направлениях наиболее легкого скалывания, которые затем могли быть использованы при образовании дизъюнктивных нарушений. Однако листоватые структуры, параллельные плоскости нарушения и отвечающие зоне деформации, могут являться прямым результатом действия дизъюнктивов, особенно в некомпетентных породах.

Зоны скалывания (*shear zones*). Движения по нарушениям, в особенности в докембрийских породах, могут сопровождаться образованием зон значительной мощности, в пределах которых породы испытывают дробление, скалывание или даже приобретают сланцеватость. Такие зоны называются *зонами скалывания* или *дробления*. Крепкие породы в процессе движения дробятся, часто образуя конгломераты дробления при некотором округлении обломков. В тех участках, где разрывы крепких слоев происходят по двум сериям плоскостей скалывания, образуются обломки линзовидной формы, а в случае обтекания обломков более тонкозернистым материалом последние приобретают сходство с растянутыми гальками. Однако их образование в результате разрыва пластов может быть доказано линейным расположением „галеk“ одинакового литологического состава, представлявших первоначально один и тот же пласт (фиг. 89, B).

Дизъюнктивные нарушения и магматическая активность. Образование дизъюнктивов тесно связано с магматической активностью во всех ее проявлениях, причем выделяют различные типы дизъюнктивов в зависимости от их связи с изверженными массами. Так, например, периферические и радиальные нарушения могут быть связаны с вулканическими центрами или с бисмалитами, кольцевые нарушения могут быть выполнены кольцевыми дайками и т. д. Некоторые данные по этому вопросу приводятся в главе VI.

¹ Dale T. N., Structural details in the green mountain region, and in Eastern New York, 16th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv., Pt. 1, p. 543—570 (1896).

Глава VI

СТРУКТУРЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В последние годы был достигнут значительный прогресс в полевом геологическом изучении структуры изверженных пород в основном в результате работ Клооса и его последователей, причем успеха удалось добиться в этом направлении вследствие того, что интрузивные тела рассматривались с двух точек зрения: с одной стороны, как жидкости, которые двигались в камерах внутри земной коры, и, с другой стороны, как активные блоки пластического материала, проникающего в окружающие породы в результате продолжающегося воздействия усилий, которые до этого обусловили инъекцию жидкой магмы. Вторая точка зрения особенно полезна при расшифровке систем трещин, развивающихся в крупных интрузивах. На основании рассмотрения положения структур, образованных во время жидкой и пластической стадий, могут быть получены многочисленные данные о форме интрузивного тела и о механизме его локализации. Эти явления соответствуют понятию, обозначаемому термином *Granittektonik* (гранитная тектоника); этому понятию соответствует английский термин, употребляемый в несколько более широком смысле, — *intrusion tectonic* (интрузивная тектоника)¹. Методы исследования, применяемые при изучении интрузивной тектоники, применялись также в отдельных случаях и к эффузивным породам.

1. СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ

Когда магма продвигается от одной точки к другой в виде жидкого потока, как это имеет место при излияниях лавы или при инъекции интрузивного тела, вдоль ослабленных плоско-

¹ Ниже приводим основные работы по интрузивной тектонике: C l o o s H., Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, Braunschweig, 1921, Sammlung Vieweg, Das Batholithenproblem, *Fort Schr. d. Geol. u. Pal.*, Hft. 1, S. 80 (1923); Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen, Pt. 1, Das Riesengebirge, Berlin (1925); Einige Versuche zur Granittektonik, *Neues Jahrb. f. Min., Beil.*, 64, Abt. A, S. 829—836 (1931); G r o u t F. F., Scale models of structures related to batholiths, *Am. Journ. Sci.*, 243A, p. 260—284 (1945); B a l k R., Primary structures of granite massives, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 36, p. 679—696 (1925); Structural behaviour of igneous rocks, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 5 (1937).

стей в земной коре, движение заключается главным образом в линейном потоке¹, то есть каждая частица проходит данную точку по одному и тому же пути или по линии течения. Различия в вязкости магмы в различных точках, обусловленные различиями в температуре в составе², и различия в напряжении или во внутреннем сопротивлении трения течению — все вместе приводит к возникновению различий в скорости движения соседних частиц. Если в жидкости присутствуют удлиненные включения, последние подвергаются вращению в результате дифференциального течения до тех пор, пока их длинная ось не придет в положение, параллельное линиям, то есть в положение наименьшего сопротивления движению потока. Параллельная ориентировка игольчатых включений образует *линейную структуру течения* (*linear flow structure*) в изверженной породе, причем такая ориентировка, содержащая также *линии течения* (*flow lines*), присутствовавшие в жидкой магме, позволяет определить направление течения в любой точке (см. также стр. 141).

С другой стороны, параллелизм плоских поверхностей таблитчатых или пластинчатых включений, подобных фенокристаллам или ксенолитам, или шлиров создает *плоскостную структуру течения* (*platy flow structure*). Шлиры представляют собой слои, состоящие в общем из тех же самых минералов, что и вся масса породы, но в несколько иных пропорциях³. Концентрация темноцветных минералов приводит к образованию меланократовых шлиров, а концентрация светлых минералов — к образованию лейкократовых шлиров, так что порода с хорошо выраженными шлирами обладает ясной полосчатостью. Термин *слой течения* (*flow layer*) был предложен в качестве английского эквивалента термина *шлур* (*schlieren*)⁴, а применение термина *листоватость* (*foliation*) к изверженным породам, повидимому, следует ограничить плоскостными структурами течения, образованными слоями течения и таблитчатыми включениями. Поверхности листоватости развиваются параллельно любому контакту, который оказывает сопротивление трения движущейся магме. Вследствие этого в лавах последние образуются параллельно основанию потока, а в интрузиях, за редкими исключениями, параллельно контактам. Как линии течения, так и листоватость могут присутствовать

¹ Bond W. N., An introduction to fluid motion, London, p. 11-12 (1925).

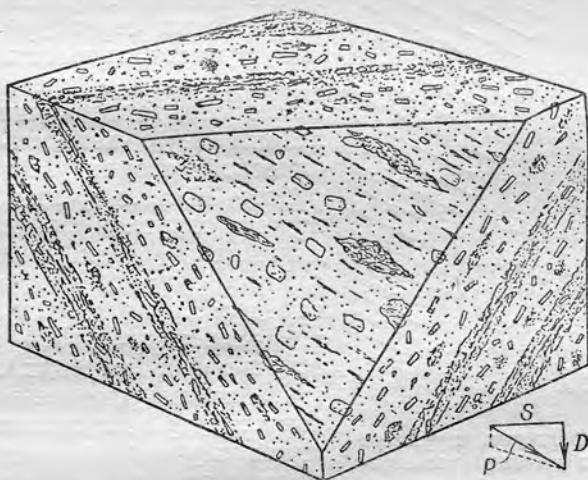
² Balk R., Viscosity problems in igneous rocks, *Journ. Geology*, 3, p. 461—478 (1932).

³ Это положение не всегда точно отвечает действительности, когда рассматривается точный состав смешанных кристаллов.

⁴ Balk R., Structural behaviour of igneous rocks, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 5, p. 15 (1937).

в одной и той же породе совместно или в отдельности. В случае их совместного развития линии течения лежат в плоскостях листоватости, но могут располагаться под любым углом к падению этих плоскостей (фиг. 90).

Г. Клоос уже указывал ранее, что наблюдаемая параллельная ориентировка игольчатых включений в изверженных породах не обязательно указывает на присутствие в магме линий



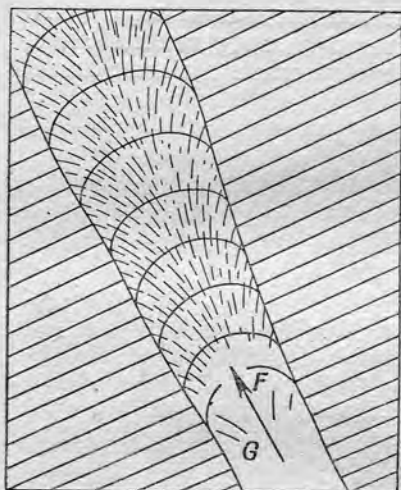
Фиг. 90. Блок порфировидного гранита, имеющего плоскостную и линейную структуры течения.

Меланократовые слои течения падают под крутым углом к наблюдателю. В самом граните заметна параллельная ориентировка плоских ксенолитов и таблитчатых фенокристаллов. Линии течения, склоняющиеся под углом P , который меньше угла падения плоскопараллельной текстуры гранита, выражаются в виде параллельной ориентировки линейных включений; S — простирание плоскопараллельной текстуры; D — направление наклона последней.

течения, ориентированных параллельно направлению включений. Отчетливо констатируется при наблюдении характера расположения пены в горных потоках¹, что частицы, лежащие на поверхности потока в широких его частях, стремятся располагаться в виде дуг, выпуклых в сторону течения. Поэтому в центре потока структура течения ориентируется под прямым углом к общему направлению течения, в то время как вблизи берегов последние ориентированы параллельно или почти параллельно этому направлению благодаря эффекту трения. Если рассматривать деформацию линии, первоначально ориентированной поперек потока, то можно заметить, что эта линия

¹ Balk R., op. cit., Plate 1 (1937).

искривляется по течению и в то же время соответствующим образом вытягивается (фиг. 91). Эффект такого вытягивания имеет большое значение при расшифровке систем разломов в интрузивах (см. стр. 146—152).



Фиг. 91. Аркообразная структура течения (F) с рубцами расширения, расположенными под прямым углом к аркам в потоке (направление течения показано стрелкой). Фигура может служить иллюстрацией возникновения расщелин (G) и поперечных гребней в долинном леднике, «гребней» давления (F) на поверхности лавового потока, искривления линий течения в дайках; трещин Q и куполов линий течения F в крупных интрузивах; морщин течения в мелких ответвлениях базальтовых потоков.

Морщины течения (flow wrinkles) на верхней поверхности мелких ответвлений лавовых потоков представляют хороший пример искривления структур течения и могут указывать местные направления течения в древних лавах. Более того, такие морщины имеют значительную ценность в практической структурной полевой работе, поскольку их гребни обладают округлой формой, а впадины между ними имеют V-образную форму, что позволяет определять положение верхней поверхности лавового потока в нарушенных породах¹. Однако такие наблюдения не всегда бывают надежными, так как в некоторых случаях морщины образуются и на нижней поверхности потоков. Это происходит в том случае, когда в основании потоков наблюдаются сухие шлаковые обломки или пепел (фото II, В).

При определении положения верхней поверхности потоков, особенно при изучении докембрийских лавовых потоков, широкое применение нашла подушечная структура. В Северной Америке этот метод применялся главным образом к киватинским

вулканическим породам, а в Западной Австралии — к лавам районов Калгурли, Кулгарди и др., которым приписывают одинаковый возраст. Этот метод основан на том предположении, что верхняя поверхность отдельной «подушки» несколько отличается от нижней. В общем предполагается, что верхняя

¹ Tanton T. L., Determination of age-relationships in folded strata, *Geol. Mag.*, 67, p. 73—76 (1930); см. также Butler B. S. and Burbank W. S., The copper deposits of Michigan. *Prof. Paper. U. S. Geol. Surv.*, No. 144 (1929) по вопросу о характерных особенностях верхних частей потоков.

поверхность сглажена, тогда как нижняя угловата, часто „с хвостом“, проникающим между закрученными вершинами верхних подушек.

Опыт показывает, что метод в общем дает надежные результаты, несмотря на то, что отдельные примеры не показывают вполне четких признаков¹.

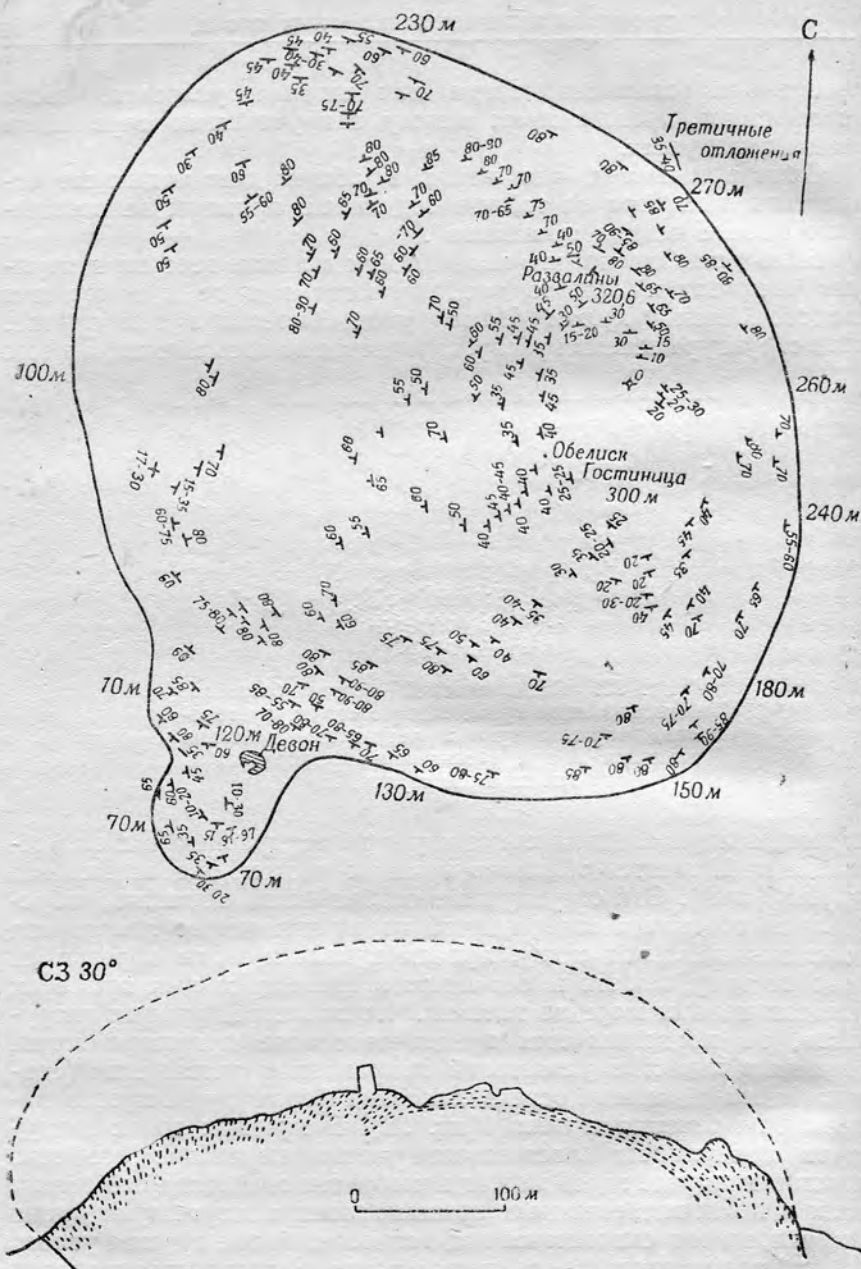
Было установлено, что поверхности и линии течения в крупных интрузивах обычно располагаются в виде куполов или сводов. Термин *купол (dome)* употребляется в том случае, если структура течения распространяется на весь массив, а в том



Фиг. 92. Схематический разрез батолита, показывающий куполовидную структуру течения, образованную в результате действия давления P при растяжении в направлении, показанном стрелками.

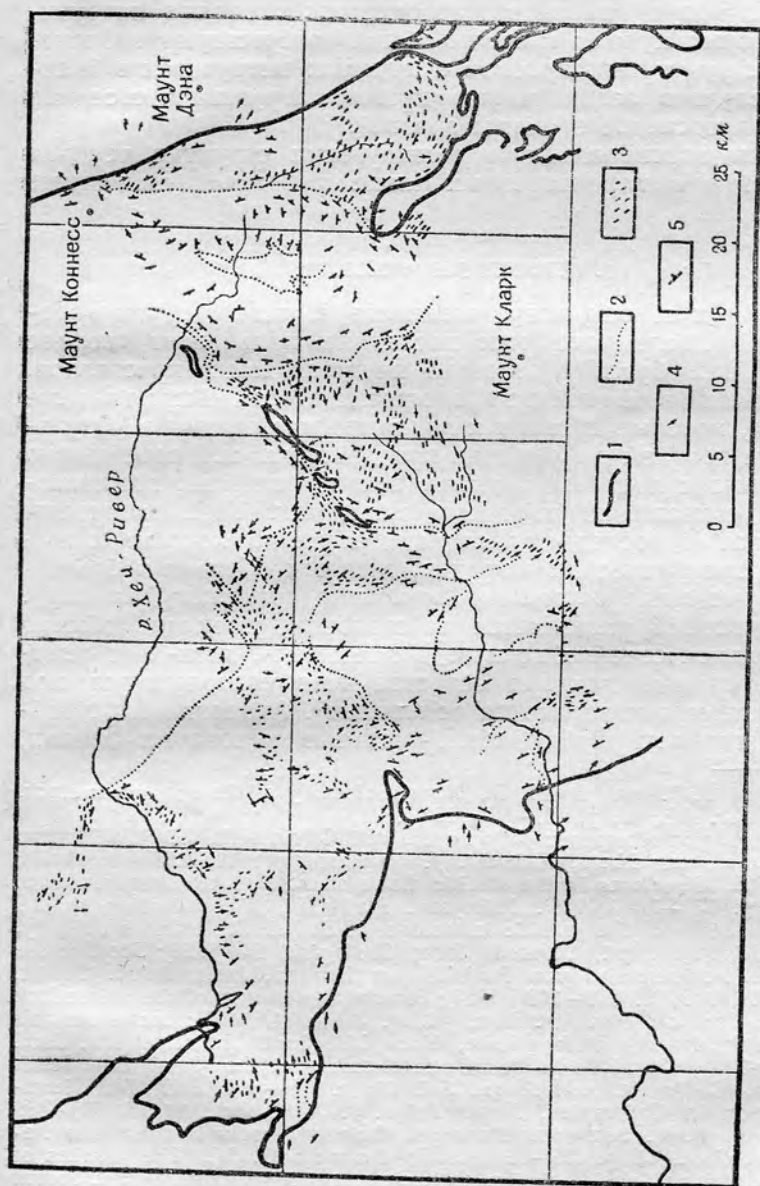
случае, если последняя отсутствует во внутренних частях массива и наблюдается только в краевых частях, она называется *сводом (arch)*. Эти структурные особенности, вероятно, обусловлены поднятием изверженной массы как одного целого под действием давления снизу, причем купола и своды образуются подобно тому, как это имеет место в вышеописанных примерах полосок пены и морщин течения. Что касается крупных интрузивов, то представляется предпочтительнее принимать линии течения в качестве указателей направления растяжения (совпадающего с длинной осью эллипсоида формы), чем просто направления течения потока (фиг. 92). В краевых зонах интрузивов поверхности листоватости часто выражены особенно хорошо и порода здесь может приобрести гнейсовидный облик. Если в таких гнейсовидных краевых зонах присутствуют линии течения, то они склоняются под возможно более крутым углом, то есть под углом падения листоватости. В центральных частях массивов структуры течения обычно постепенно исчезают,

¹ См. Wilson M. E., Structural features of the keewatin volcanic rocks of Western Quebec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 53, p. 54—69 (1942).



Фиг. 93. Купол, образованный плоскостной структурой течения, выразившейся в параллельной ориентировке табличчатых фенокристаллов полевого шпата в трахите (по Г. и Е. Клоосу).

Разрез показывает реконструированную форму трахитового тела, которое образует вспучивание, свод в верхней части вулканического жерла, под покровом туфов.



Фиг. 94. Структурная карта батолита Сьерра-Невада в Калифорнии (по Е. Клаессу)
 1—внешний контакт; 2—внутренний контакт; 3—сланцеватость; 4—линии течения; 5—шлыры, включения.

однако они могут развиваться повсеместно в мелких интрузивах, в которых куполы и своды обычно отсутствуют¹. Отсутствие же структурных куполов в крупных интрузивах в большинстве случаев означает, что кровля интрузива и соседние с ней части последнего смыты эрозией.

Примеры картирования и расшифровки структур течения можно найти в перечисленных ниже работах² (см. также фиг. 93 и 94).

2. СТРУКТУРЫ РАЗЛОМА

Трещины и сбросы могут возникать в изверженных породах только после того, как последние приобретут твердое состояние или будет образована ячеистая масса кристаллов. Они возникают в результате продолжающегося действия тех же самых сил, которые привели к поднятию магмы, или в результате более поздней деформации при действии сил, совершенно не связанных с поднятием магмы, или напряжений, возникающих при сокращении во время остывания. Трещиноватость, относящаяся к последнему случаю, особенно хорошо проявляется в вулканических породах, главным образом в базальтах, в форме *столбчатой отдельности* (*columnar jointing*). При этом порода разделяется на столбики, имеющие обычно гексагональное сечение, но иногда и четырех-, пяти- или семиугольное, причем длинная ось столбиков располагается под прямым углом к поверхности остывания³. Аналогичная столбчатая отдельность наблюдается также в некоторых дайках,

¹ Grout F. F. and Balk R., Structural study of the snowbank stock, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 45, p. 621—636 (1934).

² Вулканические породы: Cloos H. and Cloos E., Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein, *Zeitschr. f. Vulkanologie*, 11, p. 33—40 (1927); Allen J. E., Structures in the dacitic flows at crater lake, Oregon, *Journ. Geol.*, 44, p. 737—744 (1926). Интрузии: Balk R., A contribution to the structural relations of the granitic intrusions of Bethel, Barre and Woodbury, Vermont, *Biennial Rept., Vermont State Geologist.*, 15 (1926); Die Primäre Struktur des Noritsmassivs von Peelskill am Hudson, *Neues Jahrb. f. Min., Beil.*, 57, Abt. B, S. 249—303 (1927); Structural geology of the adirondack anorthosite, *Tscherm. Min. Pet. Mitt.*, 41, p. 309—434 (1931); Inclusions and foliation in the Harney peak granite, black hill, South Dakota, *Journ. Geol.*, 39, p. 736—748 (1931); Cloos E., Structural survey of the granodiorite South of Mariposa, California, *Am. Journ. Sci.*, 23, p. 289—304 (1932); Der Sierra-Nevada-Pluton in Californien, *Neues Jahrb. f. Min., Beil.*, 76, S. 355—450 (1936); Mayo E. B., Some intrusions and their wall rocks in the Sierra Nevada, *Journ. Geol.*, 43, p. 673—689 (1935); Osman C. W., The granites of the Scilly isles and their relation to the Dartmoor granites., *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 84, p. 258—292 (1926).

³ James A. V. G., Factors producing columnar structure in Lavas and its occurrence near Melbourne, Victoria, *Journ. Geol.*, 28, p. 458—469 (1920); Hunt C. B., A suggested explanation of the curvature of columnar joints in volcanic necks, *Am. Journ. Sci.*, Ser. 5, 36, p. 142—149 (1938).

причем столбики располагаются под прямым углом к контактам. В плутонах трещиноватость остывания не фиксируется достаточно определенно, хотя образование характерных вертикальных трещин в гранитах в более ранних работах приписывалось именно явлению остывания¹. Г. Клоос и его последователи считают, что большинство трещин и мелких сбросов в гранитных массивах возникает во время более поздней стадии остывания интрузии благодаря действию тех же самых напряжений, которые вызвали поднятие магмы. Клоос пришел к такому заключению на том основании, что многие структуры интрузивов в Европе и Северной Америке, повидимому, показывают совершенно определенные геометрические соотношения с формой интрузивного тела. Более поздние работы подтвердили большинство его идей, хотя в некоторых отношениях они встретили возражения².

Краевые зоны интрузивов представляют особенно благоприятный объект для исследования структуры вследствие того, что породы здесь обычно обладают большой неоднородностью по сравнению с центральными частями интрузивов и таким образом более ярко свидетельствуют об имевших место незначительных смещениях. Кроме того, краевые зоны приобретают пластичность в то время, когда центральные части еще находятся в жидком состоянии, поэтому образующиеся в них разломы могут выполняться магматическими дифференциатами, что делает трещины хорошо заметными даже в однородных породах.

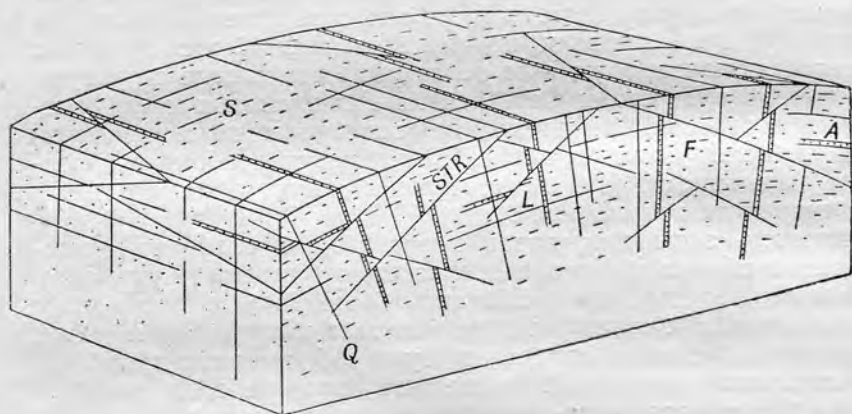
Трещины. Трещины, располагающиеся перпендикулярно к линиям течения, называются *трещинами Q*, или *поперечными трещинами* (*cross joints*)³ (фиг. 95). Эти трещины являются трещинами растяжения и образуются в результате действия давления снизу со стороны жидкой или высоко пластичной магмы центральных частей интрузива на уже застывшие породы, залегающие близ контактов. Как мы уже видели, линии течения показывают направление „растяжения“ (*stretching*) в краевых зонах интрузивов, а приоткрывание поперечных трещин разрыва приводит к продолжающемуся растяжению во

¹ Geikie J., Structural and field geology Edinburgh, p. 149 (1905). Возможно, что трещины-S в гранитах образуются в результате контракции и охлаждения см. Cloos H., Über Ausbau und Anwendung der Granittektonischen Methoden, *Abh. d. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., 89, S. 5 (1922).

² См. Sander B., Zur Granittektonik, Mikrotektonik & c., *Verh. Geol. Bundesanst.*, Wien (1923); также Cloos's reply in *Cbl. f. Min. Abt. B*, p. 481—492 (1924).

³ Cloos H., Tektonik und Magma, *Abh. d. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., 89, (1922); Balk R., Structural behaviour of igneous rocks, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 5, p. 27—34 (1937).

время ранних стадий затвердевания. Если линии течения образуют куполы, или своды, то поперечные трещины располагаются веерообразно и сходятся к центру сводов¹. Трещины, имеющие характер трещин *Q*, можно наблюдать в породах, в которых присутствуют линии течения, причем в этом случае их рекомендуется называть трещинами растяжения² (*tension joints*).



Фиг. 95. Блок-диаграмма, показывающая главные типы трещин в батолите (по Г. Клоосу).

Q—поперечные трещины; *S*—продольные трещины; *L*—полого падающие трещины; *STR*—положение плоскопараллельной текстуры; *F*—линейная структура течения; *A*—дайки аплита.

Трещины *S*, продольные трещины (нем. *Längenklüfte*), представляют собой крутопадающие трещины, простирающиеся в плане параллельно линиям течения, причем они развиваются наиболее ярко в том случае, если линии течения ориентированы горизонтально, что нередко имеет место близ кровли крупных интрузивов. Тот факт, что трещины *Q* и *S* действительно образуются на переходной стадии от жидкого состояния пород к твердому состоянию, доказывается обычно развитием по этим трещинам аплита и пегматита или других дайковых пород, связанных с интрузией. Однако способ образования трещин нельзя считать до конца выясненным.

Полого падающие трещины (нем. *Lagerklüfte*) (*flatlying-joints*) в крупных интрузивах обычно бывают двух типов: тре-

¹ Cloos E., Der Sierra-Nevada-Pluton in Californien. *Neues. Jahrb. f. Min., Beil.*, 76, Abt. B, S. 392 (1936).

² Balk R., Structural behaviour of igneous rocks, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 5, p. 33 (1937).

щины, образованные во время внедрения (первичные полого падающие трещины), и трещины более позднего происхождения. Согласно Болку¹, первичные трещины могут совпадать или не совпадать с линиями течения в местах слабого наклона последних, и, если эти трещины не выполнены жильными или дайковыми породами, то их первичный характер нельзя установить вполне определенно. Полого падающие трещины более позднего происхождения могут образоваться или в процессе выветривания и эрозии, или при действии горизонтального сжатия на твердые массивы. Кроме того, в гранитах обычно наблюдается хорошо выраженная *расслоенность* (*sheeting*), образованная слегка искривленными трещинами, разделяющими породу на плоские линзы, залегающие приблизительно параллельно топографической поверхности в пределах каждого рассматриваемого участка. В некоторых случаях установлено, что гранит, обладающий хорошо выраженными трещинами расслоения, находится под действием сил сжатия, о чем можно судить по расширению, имеющему иногда характер взрыва в блоках пород, добывающихся в каменоломнях. В таких случаях трещины расслоения могут представлять собой потенциальные плоскости скалывания, образованные в результате горизонтального сжатия под действием тектонических сил². Однако в тех случаях, когда расслоение отражает топографические особенности поверхности гранитных массивов, последнее, вероятно, обусловлено комбинированным действием таких факторов, как расширение полевых шпатов и железо-магнезиальных минералов при выветривании, уменьшением нагрузки в процессе эрозии покрывающих пород и сезонными колебаниями температуры, которым подвергаются породы, залегающие близ поверхности. Расслоенность, обусловленная действием перечисленных выше причин, делается с глубиной менее ярко выраженной.

Раскол (*rift*), волокнистость (*grain*) и торцевые плоскости (*hardway*). Точное сопоставление названий естественных трещин в гранитах с названиями, употребляемыми каменотесами для обозначения плоскостей, по которым породу раскалывают при добыче, невозможно, так как последние не имеют твердого и постоянного значения. В общем термин *раскол* (*rift*) обозначает направление наиболее легкого раздела, а термин *волокнистость* (*grain*) другое направление легкого раздела, ориен-

¹ Balk R., op. cit., p. 39—42.

² Dale T. N., The granites of Vermont, U. S. Geol. Surv., Bull., No. 404, p. 17, 18 (1919); The commercial granites of New England, U. S. Geol. Surv., Bull., No. 738 (1923).

тированное обычно под прямым углом к плоскости раскола. Термин *торец* (*hardway*) обозначает третье направление, в котором нужно расколоть породу, чтобы получить отдельный блок породы в каменоломне, причем в этом направлении порода раскалывается с большим трудом, чем в первых двух направлениях¹. Однако имеет место значительная неопределенность в использовании этих терминов, поэтому всегда необходимо учитывать их местные значения при исследованиях в той или иной каменоломне².

В некоторых гранитах было установлено, что плоскости раскола могут быть определены на основании характера расположения мелких параллельных трещин в кристаллах кварца³, а также, в известной степени, — по характеру расположения параллельных полосок пузырьков в кварце. В докембрийских гранитах Квебека⁴ раскол (как он был определен выше) ориентирован наклонно, параллельно поверхности склонов обнаженных гранитов. Поэтому считают, что в этом случае раскол образуется в результате комбинированного эффекта колебаний температуры близ поверхности и эрозии вышележащих частей гранитного массива. В этом случае раскол не связан с первичными структурами интрузива и быстро исчезает с глубиной. Согласно Г. Клоосу⁵, раскол в гранитах обычно совпадает с направлением трещин — S.

Как правило, волокнистость параллельна плоскостям плоско-параллельной текстуры. Поэтому плоскости волокнистости в породах показывают структуру течения, которая и получила свое название благодаря сходству с волокном древесины. Торцовые плоскости могут представлять собой случайные направления, определяемые положением плоскостей раскола и волокнистости. Они используются каменотесами при выемке прямоугольных блоков. В некоторых случаях торцовые плоскости могут совпадать с направлением трещин Q и относиться в этом случае к первичным структурам. Было установлено, что такие трещины — Q обладают большим постоянством своей ориентировки, чем волокнистость в гранитах Квебека, что согласуется

¹ Dale T. N., op. cit. (1923); Howe J. A., The geology of building Stones, London, p. 54—58 (1910).

² Например, Болк определяет *волокнистость* как крутопадающие плоскости, по которым порода раскалывается с такой или даже с большей легкостью, чем по плоскостям *раскола*.

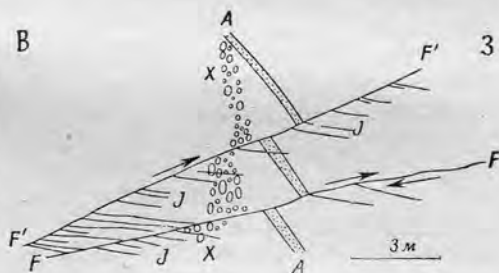
³ Dale T. N., The commercial granites of New England, U. S., *Geol. Surv., Bull. No. 738* (1923); Bell J. F., The investigation of the cleavage of granites, *Econ. Geol.*, 31, p. 272—277 (1936).

⁴ Osborne F. F., Rift, grain and hardway in some pre-cambrian granites, Quebec, *Econ. Geol.*, 30, p. 540—551 (1935).

⁵ Cloos H., Über Ausbau und Anwendung der Granittektonischen Methoden, *Abh. d. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., 89, p. 2—4 (1922).

с идеей Клооса о происхождении трещин — Q как трещин растяжения, образованных при короблении изверженной массы в целом в твердом состоянии.

Дизъюнктивы. Как надвиги, так и сбросы наблюдаются в краевых зонах крупных интрузивов. Надвиги, называемые *краевыми надвигами* (*marginal thrust*), секут как интрузив, так и боковые породы и располагаются кулисообразно по краям интрузивного тела. Скольжение по каждому надвигу обычно отличается незначительной амплитудой, порядка нескольких сантиметров или дециметров, но так как надвиги часто очень многочисленны, то суммарный эффект скольжения может быть значительным¹. Движения по краевым надвигам обычно направлены в сторону от центра интрузива; такие надвиги Е. Клоос относил



Фиг. 96. Краевые надвиги ($F-F'$) у западного контакта одной из частей батолита Сьерра-Невады (по Е. Клоосу, 1932).

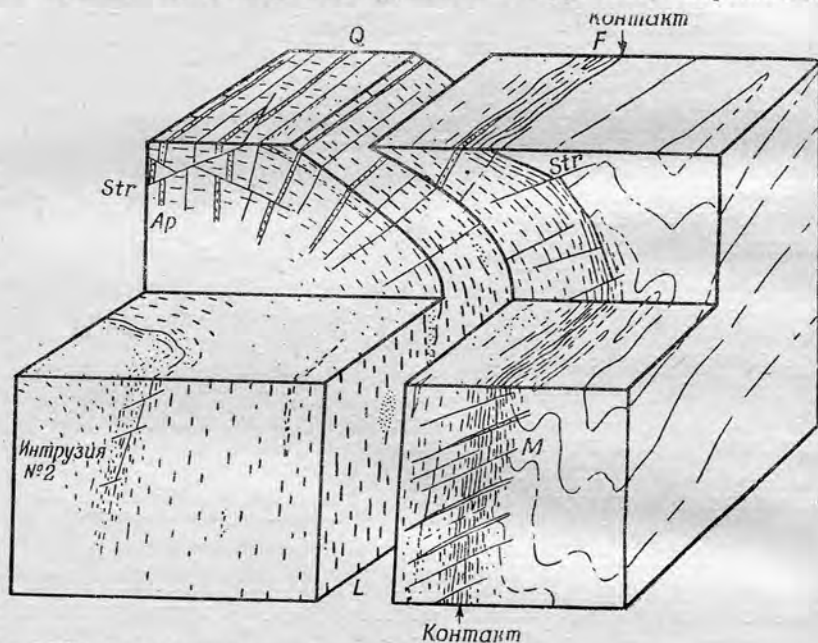
А—аплит; J—перистые трещины, связанные с надвигами; X—группа ксенолитов.

к перистым плоскостям скалывания, образующимся в результате относительного поднятия пластического интрузива в окружающих породах. Отсюда следует, что они могут быть расшифрованы теми же способами, что и трещины скалывания в глине, образованные в экспериментах Риделя и Клооса (см. стр. 43, 136). Дополнительные серии перистых трещин скалывания могут возникать в результате движения вдоль самих надвигов (фиг. 96). В крутопадающих контактах краевые надвиги обладают пологим падением, однако ближе к кровле интрузива, где контакт имеет пологое залегание, надвиги падают под более крутыми углами. В этом случае, если физические условия пород в зонах контактов были более благоприятны для образования трещин разрыва, чем плоскостей скалывания, то есть, если они обладают достаточной хрупкостью, образуются краевые трещины, которые нередко затем выполняются дайковыми породами. Эти трещины отличаются от поперечных трещин тем,

¹ Cloos E., Feather joints as indicators of the direction of movements of faults, thrusts and magmatic contacts, *Proc. Nat. Acad. Sci. Washington*, 18, p. 387—395 (1934); Der Sierra-Nevada-Pluton in Californien, *Neues Jahrb. f. Min., Beil.*, 76, Abt. B, p. 355—450 (1936); Balk R., Structural behaviour of igneous rocks, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 5, p. 101—106 (1937).

что последние ориентированы под прямым углом к линиям течения, а первые — косо секут их¹.

Пологие сбросы развиваются как дополнительные плоскости скалывания, причем их образование можно отнести за счет растяжения краевых зон крупных интрузивов, параллельно



Фиг. 97. Блок-диаграмма части батолита, содержащего дополнительную интрузию.

М—краевые надвиги, частично инфицированные аплитом; *F*—слои течения; *L*—линейная структура течения; *Q*—поперечные трещины, частично инфицированные аплитом; *Str*—плоскопараллельная текстура. Кристаллизационная сланцеватость в боковых породах развивается параллельно контакту гранита, а оси складок отклоняются в сторону от интрузива.

линиям течения. Сумма движений по этим сбросам соответствует расширению массы породы приблизительно в горизонтальном направлении, причем распространение последних обычно ограничивается верхней частью интрузивов. Соответствующее вертикальное расширение интрузива выражается в образовании краевых трещин и надвигов вдоль крутопадающих контактов.

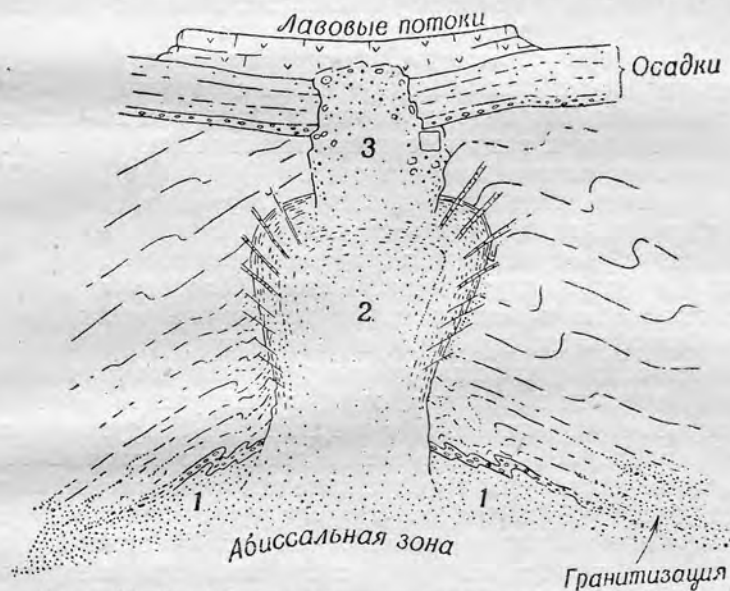
Геометрические соотношения структур крупных интрузивов схематично показаны на фигурах 95 и 97.

¹ (См. фиг. 88.) Если представить себе, что зона между блоками глины является интрузивным контактом, которому параллельны линии течения, то можно установить секущее положение рубцовых трещин растяжения по отношению к последним.

3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

В целях структурного изучения необходимо выделить три главных типа проявлений магматической активности¹ (фиг. 98).

1. Зона абиссальных интрузий, или ультраплутоническая зона, расположенная в нижних горизонтах земной коры. Вмещающие породы обладают высокой пластичностью или даже



Фиг. 98. Глубинные соотношения плутонов (по Г. Клоосу).

1—абиссальная зона, с гранитизацией складчатых осадков и палингенетическими инъекциями по слоистости в породах основания; 2—переходная зона с проявлениями интрузивной тектоники; 3—верхняя зона с преобладающим развитием трещин, магматического обрушения кровли и ранними лавами, в которые внедрилась интрузия.

находятся в жидком состоянии, очень велика мощность покрывающих пород, а существенные различия в напряжениях могут вызвать значительные движения. Ультраплутонические интрузии характеризуются преобладающим развитием структур течения как в самих интрузиях, так и во вмещающих их породах и отсутствием признаков разлома. Инъекция магмы про-

² См. Kober L., Der Bau der Erde, Berlin, S. 38—80 (1928); Cloos H., Einführung in die Geologie, Berlin, S. 75—82 (1936); Bucher W. H., The deformation of the Earth's crust, Princeton, p. 267—302 (1933); Evans J. W., Regions of tension, Quart. Journ. Geol. Soc., 81 (1925); Regions of compression, *ibid.*, 82 (1926).

исходит по ослабленным зонам при активном участии ассимиляции, гранитизации или расплавления боковых пород. Такие характерные особенности обнаруживают многие докембрийские породы, обнажающиеся в различных частях света¹.

2. Крупные массы гранита, гранодиорита и связанных с ними пород внедряются в смятые геосинклинальные отложения. Такие интрузии пользуются максимальным развитием в средней глубинной зоне (зона корней складчатости), отличающейся высокими давлениями и температурой и пластичностью большинства типов пород. Тот факт, что в интрузивах этой зоны наиболее ярко проявлены структуры, соответствующие „интрузивной тектонике“, находится в прямой связи с образованием последних в районах развития складчатых горных цепей. При этом эффект течения и трещиноватости проявляется как в интрузивах, так и во вмещающих породах.

3. Тектонические особенности интрузии в поверхностной зоне коры, в особенности в случае устойчивых пород, совершенно иные по сравнению с особенностями зоны корней складчатости и ультраплутонической зоны благодаря понижению пластичности вмещающих пород вследствие господствующих здесь более низких давлений и температур.

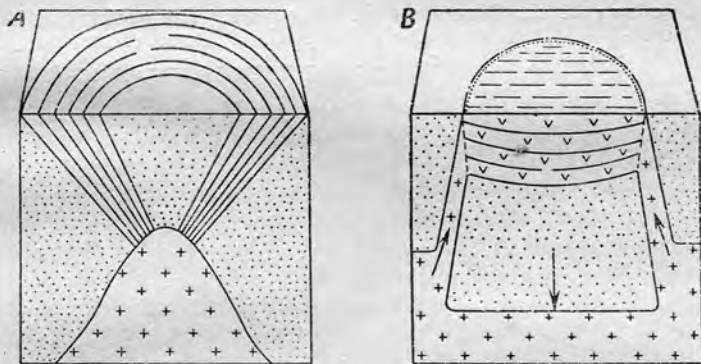
Образование разломов доминирует над пластическим или вязким течением в боковых породах интрузивов, а структуры краевых зон интрузивов, характерные для интрузивной тектоники зоны корней складчатости, здесь отсутствуют. Породы кровли дислоцированы в результате поднятия магмы, контакты имеют блоковый характер, структуры течения в интрузивах, параллельные контактам, развиваются лишь местами вследствие подчиненной роли тектонических сил во время внедрения интрузии и неправильной формы магматических камер². Однако может иметь место расплавление пород кровли, сопровождающееся экструзией значительных объемов магмы по плоскостям разломов, как это, например, наблюдается в районе Эронго в Южной Африке.

Структуры, подобные складкам и сбросам, могут образовываться в результате прямого воздействия интрузивной активности, как это наблюдается в случае внедрения лакколлитов и некков, кольцевых даек и конических пластовых интрузий. Все

¹ См. особенно работы Седерхольма.

² Cloos H., *Der Erongo, Beitr. z. Geol. Erf. d. Deutsch. Schutzgebiete*, Hft. 17, Berlin (1919); также *Der Brandberg, N. Jahrb. f. Min., Beil.*, 66, Abt. B, p. 1—82 (1931); *Granite des Tafellandes und ihre Räumbildung, ibid.*, Beil., 42, S. 420—455 (1918); *Das Batholithenproblem, Fortsch. d. Geol. u. Pal.*, Hft. 1 (1923); *Einführung in die Geologie*, Berlin, S. 81, 82 (1936); Grouff F. F. and Balk R., *Internal structures in the Boulder batholith, Bull. Geol. Soc. Am.*, 45, p. 877—896 (1934).

перечисленные формы в отношении своих деталей имеют местное значение, однако распределение вулканических и интрузивных пород, несомненно, тесно связано с тектоническими движениями. Группы даек регионального распространения могут представить большой интерес и дать важные тектонические данные, как, например, это наблюдается в краевых изгибах Восточной Гренландии и района Лебомбо Южной Африки¹.



Фиг. 99. Конические пластовые интрузии, кольцевые дайки и котлообразный провал (по Ричи).

А—группа конических пластовых интрузий, поднимающихся от верхней части магматической камеры; В—котлообразный провал, содержащий кольцевые дайки в краевых частях и лавовое выполнение в средней части.

Структуры центральных вулканических комплексов, с которыми связаны кольцевые дайки и конические пластовые интрузии в классических районах Шотландии, представляют интерес в особенности потому, что они являются примером поведения земной коры при действии специфических напряжений. Многочисленные тонкие конические пластовые интрузии образуют группы, сходящиеся книзу, вершины которых на глубине располагаются в пределах участка округлой формы. Считают, что каждая группа поднимается от вершины купола, причем конические разломы, выполняемые впоследствии дайками, образуются в результате давления снизу со стороны купола (фиг. 99). С другой стороны, кольцевые дайки падают вертикально или под крутым углом в сторону от центра комплекса и тесно связаны со структурами обрушения, возникающими в результате

¹ Wager L. R. and Deer W. A., A dyke swarm and crustal flexure in East Greenland, *Geol. Mag.*, 75, p. 39–46 (1938); Cloos H., Hebung-Spaltung-Vulkanismus, *Geol. Rundsch.*, 30, S. 455–527 (1939).

резкого уменьшения давления снизу¹. Кольцевые и дугообразные дайки, не связанные с коническими пластовыми интрузиями, отмечаются во многих частях света, и их изучение, особенно в случае крупных колец, достигающих в диаметре 15—25 км, может привести к установлению ранее не отмечавшихся геологических особенностей.

¹ Richey J. E., Thomas H. H. et al., The geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll', *Mem. Geol. Surv. Great Britain* (1930); Scotland, The tertiary volcanic districts, British regional geology series, *Geol. Surv.* (1935).

Глава VII

ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Как мы уже отмечали выше (стр. 38), пластическое течение в кристаллических материалах происходит в результате смещения частей пространственной решетки отдельных зерен при двойниковании и трансляции, связанных также с вращением зерен относительно друг друга. Перегруппировки, происходящие в какой-либо части данного тела, определяются напряжениями, действующими в этих частях, и представляют собой внутренний механизм, при помощи которого тело принимает форму, соответствующую характеру приложенных к нему внешних сил. Кроме того, расположение вновь образующихся кристаллов, рост которых происходит при метаморфизме, контролируется формой проявления напряжения и соответствующей деформации, в результате чего порода приобретает некоторые закономерности в строении. „Строение“ (*fabric*) включает понятие о кристаллографических элементах, таких, как оптические оси, плоскости двойникования и грани кристаллов, о микроскопических структурах, таких, как сланцеватость или линейность, и может относиться к любым другим особенностям строения пород. Поэтому методы структурного анализа можно применять как к изверженным и осадочным, так и к метаморфическим породам¹.

Много важных деталей можно наблюдать в породах, не прибегая к полному микроструктурному анализу, уже в процессе полевой работы. Сюда относятся деформированные окаменелости, гальки и оолитовые зерна и структуры мелкого масштаба, такие, как линейность, смятие, прослойки, претерпевшие скалывание, элементы очковых структур и т. д.² Соответствующие примеры приведены на фиг. 107. Были также

¹ Основные работы следующие: Sander B., Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, Vienna, 1, 2 (1948, 1950); Schmidt W., Tektonik und Verformungslehre, Berlin (1932); Knopf E. B. and Ingerson E., Structural petrology, *Mem. Geol. Soc. Am.*, No. 6 (1938); Fairbairn H. W., Structural petrology of deformed rocks, Cambridge, Mass. (1949); Demeu A., Microtectonique et tectonique profonde, *Mem. Carte Géol. France* (1942).

² Прекрасная сводка дана Е. Клоосом, Oolite deformation in the South mountain fold, Maryland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58, p. 843—918 (1947).

использованы тени давления — очкообразные нарастания вторичного кварца и других минералов, развивающиеся нередко вокруг твердых кристаллов, подобных пириту или магнетиту в глинистых и кристаллических сланцах, длинные оси которых ориентированы в направлении удлинения породы¹.

Линейность (lineation), которая была определена как „линейная структура любого типа внутри или на поверхности породы“, находит широкое применение в тектоническом анализе, но, поскольку этот термин включает структуры самого разнообразного происхождения, то пользоваться им следует только после предварительной расшифровки его структурного значения на данной площади. Большое значение удлинения состоит в том, что оно показывает направление движения. Например, в случае зеркал скольжения, линейность параллельна направлению движения в данной плоскости, в случае же линий пересечения сланцеватости и напластования линейность перпендикулярна направлению движения и тектоническим осям складок. Этот вопрос был детально разобран Е. Клоосом².

Тектониты и нетектониты. Смещения решеток внутри зерен, вращение зерен и ионная миграция при диффузии или растворении, происходящие без разрушения сцепления между зернами деформированного тела, называются *частичными движениями (componental movements, Teilbewegungen)*, а *тектониты* определяются как породы, которые подверглись частичным движениям. Строение тектонитов характеризуется как *деформационное*. Все другие породы относятся к *нетектонитам*, однако некоторые из них, как, например, осадки, содержащие пластинки слюды, лежащие параллельно плоскостям стратификации, могут обладать ориентированным микростроением, напоминающим строение тектонитов. Ориентированное строение, образованное в результате осаждения зерен в жидкой среде, называется *строением осаждения* (нем. *Anlagerungsgefüge*). Строение роста развивается при кристаллизации минералов на месте, например в виде параллельного роста кварца во многих жилах, но в тектонитах имеют место еще пол-

¹ Такое объяснение подразумевается в немецком и французском эквивалентных терминах — *Streckungshöfe* и *halos d'etirement*, которых мы здесь должны придерживаться, однако Мюгге подчеркнул, что последнее образуется при скальвающих движениях. Такие движения в некоторых случаях играют лишь подчиненную роль. См. M ü g g e O., *Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung, Neues Jahrb. f. Min.*, 61, S. 469—510 (1930); Bain G. W., *Wallrock mineralization along Ontario Gold Deposits, Econ. Geol.*, 28, p. 705—743 (1933); P a b s t A., *Pressure-shadows and the measurement of the orientation of minerals in rocks, Am. Min.*, 16, p. 55—70 (1931).

² C l o o s E., *Lineation, Geol. Soc. Am., Mem.* 18 (1946).

ностью нерасшифрованные сложные соотношения между строением роста и деформационным строением.

Тренер¹, который впервые произвел микроструктурный анализ тектонитов, обнаружил, что большинство кристаллов кварца в динамометаморфизованном кварците из Тональ располагается таким образом, что их оптические оси ориентируются перпендикулярно к сланцеватости, обнаруживая *предпочтительную ориентировку (preferred orientation)*. В настоящее время можно производить точный структурный анализ с применением универсального столика, но для тонкозернистых пород следует применять метод рентгеновских лучей, поэтому большая часть проведенных исследований ограничивается среднезернистыми породами.

Развитие предпочтительной ориентировки. В однородных некристаллических или чрезвычайно тонкозернистых материалах пластическое течение осуществляется путем внутренних скалывающих движений вдоль определенных плоскостей, положение которых определяется характером действующих напряжений и физическими свойствами материала (стр. 38—41). В начале процесса пластического течения плоскости наиболее легкого скольжения превращаются в плоскости скалывания. В кристаллах, правильное внутреннее строение которых обуславливает векторальный характер их физических свойств, скалывающие движения происходят преимущественно по определенным плоскостям, называемым *плоскостями скольжения (glide planes)*. Скольжение по этим плоскостям характеризуется тем, что смещенные части кристалла после трансляции снова оказываются совпадающими и вновь устанавливается определенная структура решетки в поперечном направлении к плоскости трансляции, причем связность породы не нарушается. Однако трансляция происходит не только по определенным предпочтительным кристаллографическим плоскостям, но, кроме того, ограничивается еще и определенными направлениями в этих плоскостях, называемыми *направлениями скольжения (glide direction)*. Общим, или статистическим, результатом существования в отдельных минеральных зернах породы предпочтительного направления скольжения является развитие в последних *линий скольжения*. Смещения вышеописанного типа в кристаллических решетках относятся к *трансляционному скольжению (translation gliding)*.

Двойникование также представляет собой поворот решетки вокруг некоторых осей и сводится к скольжению (двсйнико-

¹ Trener G. B., Geologische Aufnahme am nördlichen Abhange der Presanellagruppe, *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, p. 453—470 (1906).

вому скольжению) параллельно двойниковой плоскости. Таким образом, в процессе пластического течения кристаллических материалов плоскости скалывания не пересекают непрерывно различные зерна, а каждое зерно скалывается по определенным направлениям более легкого смещения, что характерно для любого кристаллического вещества¹.

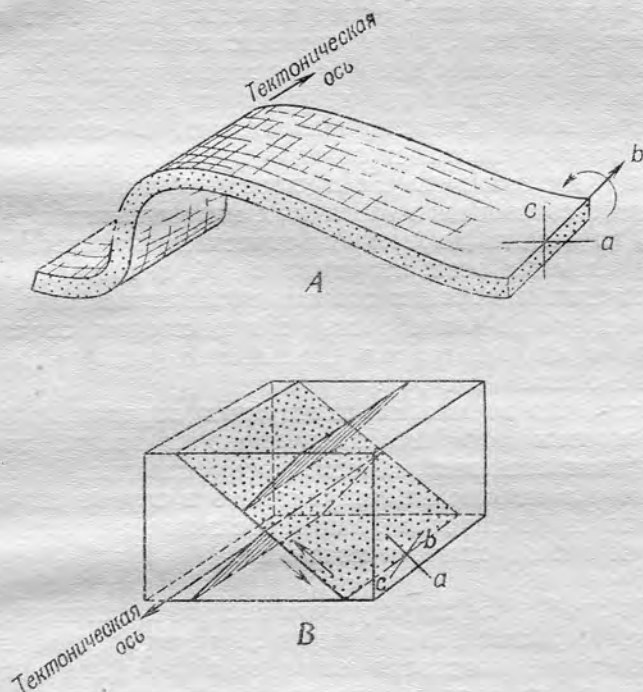
Если кристаллическое зерно ориентировано таким образом, что плоскости скольжения или двойникового приближенно параллельны плоскостям потенциального скалывания, образованным при действии напряжения, то они подвергаются скалыванию по этим плоскостям скольжения или двойникового. Если такого совпадения нет и повороты возможны, то зерно будет поворачиваться, пока не станут возможными внутризерновые движения или пока вращение не будет приостановлено соседними зернами. Кроме того, плоскости скольжения, развивающиеся первоначально под углом 45° к главным осям напряжения, во время деформации приходят в положение, ближе совпадающее с осью удлинения. Поэтому деформированные кристаллические вещества обладают предпочтительной ориентировкой элементов кристаллографического строения, определяемой действующим напряжением и кристаллографическими свойствами зерен, то есть направлениями плоскостей двойникового и скольжения и легкостью смещения решеток в этих плоскостях.

Предпочтительная ориентировка элементов кристаллической решетки называется *ориентировкой по строению*, а ориентировка, обусловленная внешней формой зерен, *ориентировкой по форме*. Последняя отчасти вызывается стремлением удлиненных или плоских кристаллов в результате вращения ориентироваться параллельно плоскости скалывания в твердых телах и линиям течения в жидкости, частично же объясняется другими причинами (см. например, стр. 163—164). Зерна, не обнаруживающие ориентировки по форме, например зернистые агрегаты кварца в кристаллических сланцах, тем не менее могут обладать хорошо выраженной ориентировкой по строению. С другой стороны, параллельные кварцевые прожилки показывают заметную ориентировку по форме, хотя кристаллографические элементы могут и не обладать предпочтительной ориентировкой.

Анализ движений в тектонитах. Чтобы иметь возможность сравнивать ориентировку микроскопического строения с макроскопическими структурами, все векториальные структуры в

¹ Сводка теорий по механизму скалывания и двойникового приведена Бюргером в работе H o u w i n k R., Elasticity, plasticity and structure of matter, Cambridge, Ch. 5 (1937).

породах описываются по отношению к трем осям прямоугольных координат, обозначаемых через a , b и c , как и в кристаллографии, причем ось a совпадает с направлением движения в породе и может совпадать, кроме того, или с напряжением



Фиг. 100.

А—ориентировка координат структуры a , b , c при складчатости. Скольжение по плоскостям напластования приводит к вращению зерен вокруг тектонической оси b ; В—ориентировка координат структуры для плоскости скалывания, обозначенной точками, имеющей более позднее происхождение, чем смещенная заштрихованная плоскость.

скалывающих движений, или с направлением сжатия в складке; ось b перпендикулярна направлению движения и лежит в плоскости скольжения (скольжение по плоскости напластования или по плоскостям скалывания). Ось b является координатой, которая нередко выражается в микроскопических особенностях пород, например в линейности плоскостей сланцеватости, в мелкой пloidчатости или в виде пересечения двух сопряженных поверхностей скалывания, образованных в результате одной и той же деформации. В складках продольного изгиба ось b совпадает с гребнем и килем складок и может быть

названа *тектонической осью*. Ось координат c перпендикулярна плоскости ab . Примеры, иллюстрирующие выбор осей, приведены на стр. 165 и на фиг. 100. Как и в кристаллографии, отрезки, отсекаемые какой-либо плоскостью на осях a , b и c , обозначаются через h , k и l соответственно. Например, плоскость hol параллельна оси b и сечет две другие оси. Если три оси трехосного эллипсоида деформации обозначить через A , B и C , причем A является длинной осью, C — короткой и B — средней, то координата строения b будет параллельна оси B эллипсоида деформации. Если порода была деформирована силами, действовавшими в различных направлениях в различные периоды, то каждая деформация относится к различным системам координатных осей, например a' , b' , c' и т. д.

Практически в породах обычно проявляются один или два линейных элемента (линейность), и в некоторых случаях, как, например, в случае зеркал скольжения, ясно, что главное удлинение совпадает с „ a “.

Считают, что во многих складчатых породах направление транспортировки „ a “ перпендикулярно к осевой плоскости, а ось „ b “ является тектонической осью складки.

Однако это положение неприменимо в случае складчатости скалывания и фактически физическое значение тектонических плоскостей и осей остается неясным¹.

Плоскости-S. Для структурного анализа имеет принципиальное значение распознавание плоскостных элементов, и Зандер назвал все такие плоскости *плоскостями-S*. Они могут быть видимы и проявляться в виде отдельных плоскостей, таких, как плоскости напластования, сланцеватости, тектонических нарушений или трещин. Они могут быть видимыми, но не проявляться в отдельности, как это имеет место в кристаллических сланцах, обладающих кристаллизационной сланцеватостью. Или они могут быть вообще невидимыми, как, например, в случае „статистических“ плоскостей, выражающихся в параллельной ориентировке кристаллографических элементов, которая выясняется при анализе микроструктурных диаграмм (см. стр. 165). Тектонически образованные плоскости-S контролируются характером действующих напряжений и деформаций, которым подвергалась порода, однако возникающие при этом соотношения являются сложными, а их интерпретация — обычно противоре-

¹ В целях критического рассмотрения этих проблем см. работы: Anderson E. M., On lineation and petrofabric structure etc., *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 104, p. 99—132 (1948); Knopf E. B., The record of deformation movement shown by petrofabric analyses, *Am. Journ. Sci.*, 241, p. 336—342 (1943).

чивой, как, например, показала продолжительная дискуссия о соотношении сланцеватости осевой плоскости или кристаллизационной сланцеватости с осями деформации. Согласно Бекеру и другим¹, сланцеватость течения представляет собой плоскости скалывания, ориентированные диагонально к направлению сжатия, а согласно Ван-Хайзу, Лизсу и Гейму² и другим, последняя образуется в плоскости *AB* эллипсоида деформации перпендикулярно к направлению сжатия.

Возможно, что не имеется общего решения этой проблемы, так как образование сланцеватости зависит от нескольких факторов, которые изменяются в различных условиях. Во-первых, пластинчатые частицы в сжимаемом материале вращаются во время деформации и в случае сильного сжатия или удлинения они приобретают ориентировку, статистически параллельную плоскости деформации *AB*. Такое *внешнее вращение* зерен выражается в ориентировке по форме. Аналогичные вращения зерен, растущих во время деформации, выражаются одновременно как в ориентировке по форме, так и в ориентировке по строению, однако ориентировка таких зерен скорее может быть отнесена к плоскостям скалывания, чем к плоскостям сплющивания.

Как показал Зандер³, ориентировка по форме зерен может развиваться в плоскости *AB* даже в породах, обладающих сравнительно низкой вязкостью. Однообразное развитие сопряженных серий плоскостей скалывания в гальках конгломератов или в минеральных зернах выражается в удлинении этих элементов строения в плоскости, перпендикулярной к давлению (фиг. 101). Видимый эффект заключается в том, что кристаллизационная сланцеватость параллельна этой плоскости, которая может называться *плоскостью сплющивания* (*plane of flattening*, нем. *Plättungs-s*)⁴. Поскольку пространственная ориентировка зерен в плоскости сплющивания возникает путем деформации кристаллической решетки, то она называется ложной ориентировкой по форме. Фернберн⁵ подчеркивал, что удли-

¹ Becker G. F., Schistosity and slaty cleavage, *Journ. Geol.*, 4, p. 429—448 (1896); Current theories of slaty cleavage, *Am. Journ. Sci.*, 24, p. 1—17 (1907).

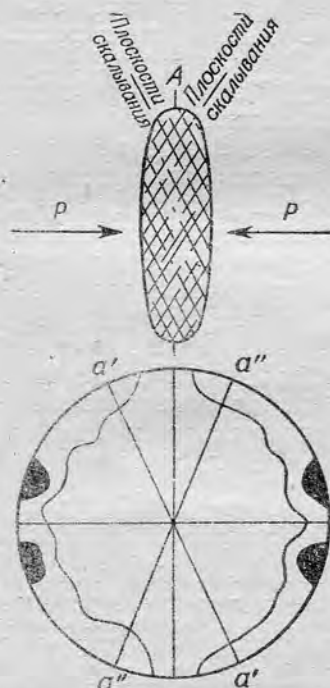
² Van Hise C. R., Principles of North American pre-cambrian geology, 16th Am. Rept. U. S. Geol. Surv., Pt. 1, p. 639 (1896); Leith C. K., Rock Cleavage, U. S. Geol. Surv. Bull. No. 239 (1905); Heim A., Geologie der Schweiz, II (1925).

³ Gefügekunde, p. 219—220.

⁴ Термин *plaiting surface* употреблялся Ферберном и некоторыми другими авторами как эквивалент термина *Plättungs-s*, однако в настоящее время этот термин следует считать неудачным.

⁵ Fairbairn H. W., Elongation in deformed rocks, *Journ. Geol.*, 44, p. 670—680 (1936).

нение зерен, параллельное оси A эллипсоида деформации, может возникнуть только в том случае, если зерна во время деформации не будут испытывать сколько-нибудь значительного вращения. Если вращение имеет место, то отдельные простран-



Фиг. 101. Возникновение в чаштице, подвергшейся давлению P плоскостей скалывания, способствующих удлинению по оси A (по Ферберну и Зандеру). Схематическая диаграмма ориентировки в плоскости AC эллипсоида деформации (плоскость фигуры) показывает плоскости скалывания a , a' и относящиеся к ним максимумы.

трещинам разрыва и т. д. Это явление называется *миметической кристаллизацией*. Если последняя имеет место после завершения деформации, то она приводит только к ориентировке по форме. Однако если такой рост сопровождается действием незначительных остаточных напряжений, то может возникнуть также и ориентировка по строению. Наконец, эксперименты

показывают, что в гальках или минеральных зернах в какой-то момент будут параллельны A и поэтому будут удлинены, а позднее они повернутся в сторону от оси A и таким образом будут менее удлинены, а могут даже укорачиваться. Кроме того, ось B трехосного эллипсоида деформации является направлением среднего удлинения, и если эффект удлинения параллельно A тормозится вращением зерен, то ось B становится доминирующим направлением удлинения элементов строения, и порода приобретает линейное строение, параллельное этой оси. Однако этот эффект проявляется только в случае значительного вращения зерен (см. стр. 31). Удлинение элементов строения по оси B эллипсоида деформации может привести к образованию трещин разрыва в плоскости AC , которые выполняются вновь образующимися минералами, что придает породе хорошо выраженную кристаллизационную сланцеватость.

Кроме того, ориентированное строение может возникнуть в результате кристаллизации вновь образующихся минералов по ранее существовавшим плоскостям S , в том числе по напластованию (как это имеет место в случае кристаллизационной сланцеватости напластования), по плоскостям скалывания,

показывают, что в нагретом стекле при действии сжатия пластинчатые кристаллы растут таким образом, что их плоские грани ориентируются перпендикулярно к давлению¹.

Следует также учитывать трудности, связанные с различием эффектов вращательной и невращательной деформации (см. стр. 32), и, наконец, физическое состояние самой породы. Так, глинистые и кристаллические сланцы, считающиеся обычно твердыми телами, в действительности несут следы присутствия в них жидкой фазы, которая частично образуется в результате выделения воды из глинистых минералов при их перекристаллизации в слюду.

Некоторые авторы указывают на необходимость принимать во внимание возможное наличие в породах плоскостей, подобных плоскостям жидкого течения².

Методика производства микроструктурного анализа. Для того чтобы иметь возможность связывать элементы макроскопического и микроскопического строения с тектоникой деформированных пород в целом, необходимо тщательно отбирать образцы и выбирать такие участки, в которых тот или иной структурный элемент был бы хорошо выражен. Маркировку образцов следует производить таким образом, чтобы их действительное положение в пространстве точно могло быть воспроизведено в лаборатории.

При лабораторном изучении наиболее хорошо выраженная плоскостная структура тектонического происхождения, как, например, хорошо образованная сланцеватость или листоватость, предвзято принимается за плоскость ab . Пересечение сопряженных плоскостей скольжения принимается за ось B эллипсоида деформации, которая совпадает с пространственной осью b ; тогда это направление определяется положением линейности в плоскости ab . Такая линейность обычно обусловлена пересечением серии плоскостей скольжения или плоскости сплющивания с плоскостью ab . В процессе изучения диаграмм ориентировки выясняется, правильно или неправильно была избрана ось b .

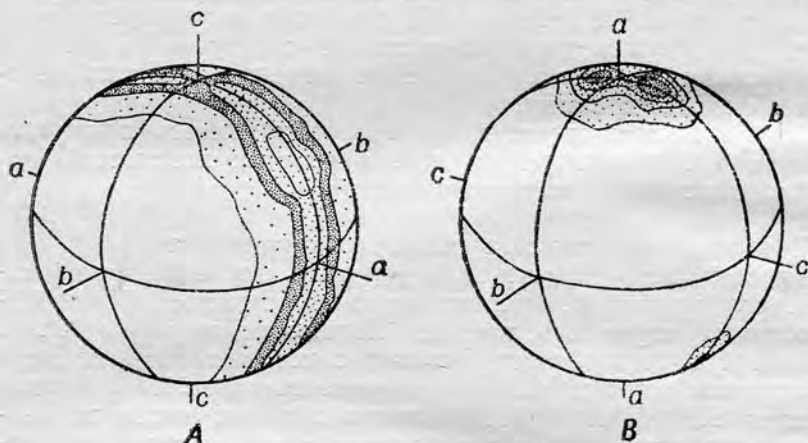
Плоскость, по которой следует срезать шлиф, определяется выбором координатных осей. Обычно пользуются тремя шлифами, перпендикулярными к осям a , b и c соответственно. Если будет обнаружено более одной серии осей, то следует срезать шлифы перпендикулярно к ним. Даже в таких породах, как

¹ Wright F. E., Schistosity by crystallization — a qualitative proof, *Am. Journ. Sci.*, 22, p. 224—230 (1906).

² Harker A., *Metamorphism*, London (1932). Cloos H. and Martin H. Der Gang eine Falte, *Fortschr. der Geol. u. Pal.*, 11, p. 74—88 (1933).

некоторые тонкозернистые мраморы, в которых макроскопически признаки тектонических структур не наблюдаются, ориентированное строение может быть обнаружено и может быть определено положение осей путем изучения произвольно срезанных шлифов.

Перед микроскопическим изучением прозрачные шлифы исследуются с помощью бинокулярного микроскопа, причем отмечаются все видимые структуры. Под бинокуляром иногда



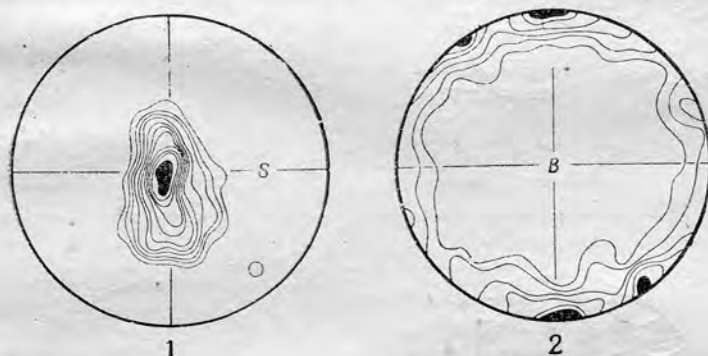
Фиг. 102. Сферические проекции, показывающие полюсы элементов строения в *B*-тектонитах (А) и в *S*-тектонитах (В). Показано распределение полей различной плотности полюсов на шаре. Обычные диаграммы ориентировки в изолиниях полюсов представляют собой равноплощадные проекции нижней полусферы.

можно определить направления скольжения по различным плоскостям скалывания, а также относительный возраст серий плоскостей скольжения по характеру ориентировки плоских минеральных зерен. В заключение строится диаграмма ориентировки.

Статистические исследования ориентировки элементов кристаллографического строения производятся при помощи универсального столика Е. С. Федорова, устанавливаемого на петрографическом микроскопе. Оптические оси, полюсы плоскостей двойникования и кристаллические грани наносятся на сферической проекции (фиг. 102), а результаты наносятся на сетку Шмидта, которая представляет собой равноплощадную азимутальную проекцию нижней полусферы сферической проекции. После этого определяются площади проекции, в пределах которых плотность распределения полюсов соответствует опре-

деленным намеченным пределам, например 1, 2, 3, 4 и т. д. процента от общего количества измеренных зерен на 1% площади проекции, и соответствующие площади оконтуриваются. Площади наибольших плотностей обычно выделяются для ясности темным цветом, а исходные плоскости ac и bc также обозначаются на проекции (фиг. 103).

Типы тектонитов. На основании изучения диаграмм и макроскопического изучения пород выделяются два основных типа тектонитов.



Фиг. 103. Диаграммы ориентировки типичных S - и B -тектонитов (по Зандеру).

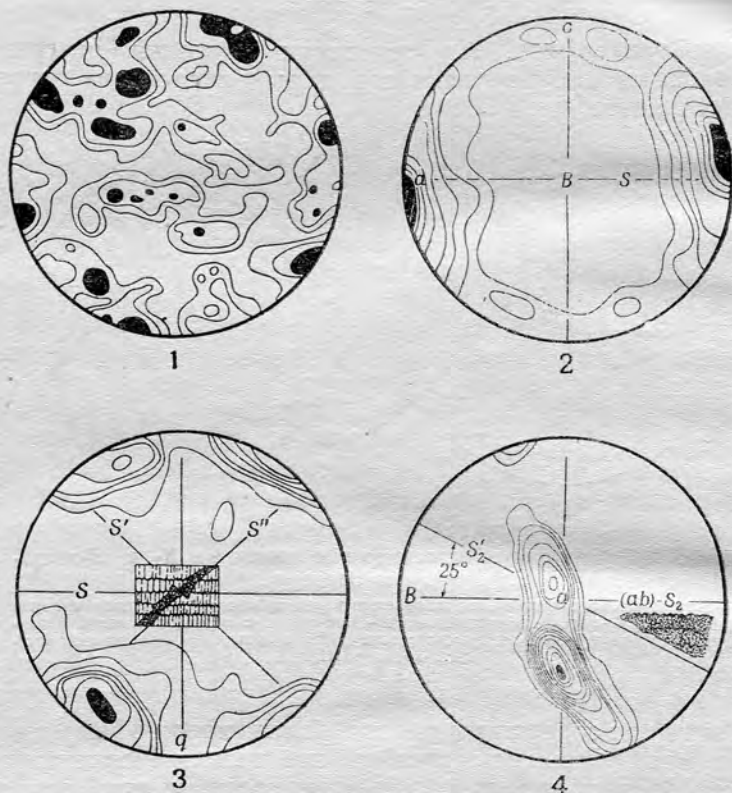
1— S -тектонит, оптические оси кварцевых зерен в полосе миленитов гранита Мелибокус; S —плоскость скалывания; 2— B -тектонит с второстепенными максимумами и минимумами; полюсы плоскости (0112) в кальците; известковый филлит, Бреннер, Тироль.

Первый тип содержит один или более хорошо выраженных максимумов, указывающих на то, что развитие ориентированного строения контролировалось поверхностями при отсутствии линейных элементов, параллельных оси b . Поэтому такие породы называются S -тектонитами (см. фиг. 102, А, 103, 1).

Во втором типе полюсы кристаллографических элементов находятся в пределах кругового пояса сферической проекции, в котором имеются или отсутствуют отдельные максимумы. Наличие пояса указывает на то, что возникновение ориентировки контролировалось главным образом вращением вокруг оси, нормальной к поясу, или плоскостями скалывания, пересекающимися в этой оси.

Наибольшее значение при деформации имеет ось вращения b , поэтому такие породы называются B -тектонитами и ось B в них совпадает с осью b . Если преобладает вращение во-

круг оси B , то порода называется R -тектонитом, при этом наблюдаются все переходные разности между S -, B - и R -тектонитами (см. фиг. 102, B , 104, 2).



Фиг. 104. Диаграммы ориентировки, показывающие различные типы симметрии (по Зандеру).

1—изотропная симметрия, полюса граней (010) андезина в сфероидальном диорите; 2—орторомбическая, полюса граней (001) биотита в биотитовом кристаллическом сланце; 3—моноклинная, оптические оси кристаллов кварца в плоскости скалывания S'' , пересекающей хорошо ориентированные кристаллы, длинные оси которых располагаются параллельно q ; 4—триклинная, оптические оси кварца в тонко рассланцованном пегматите.

Характерный пояс R -тектонитов развивается в том случае, если деформация продолжается после того, как большинство зерен уже приобрело определенную ориентировку, благоприятную для скольжения или двойникования. Если имели место многочисленные смещения в пространственной решетке минералов, то дальнейшие скольжение и двойникование

затрудняются, как это имеет место при наклепе в металлах, и внешние вращения могут происходить с большей легкостью, чем деформации кристаллической решетки. В этом случае зерна вращаются в плоскости ac и образуют пояса.

Опыт показал, что наиболее благоприятными минералами для изучения ориентировки являются кварц, кальцит и слюды. В кварце замеряются оптические оси, в кальците—оптические оси и нормали к плоскости скольжения и двойникования ($01\bar{1}2$), в слюде—обычно нормали к плоскости (001).

Симметрия диаграмм ориентировки. При рассмотрении диаграмм ориентировки можно заметить, что они обладают определенной симметрией (см. фиг. 102, 103). Это становится еще более ясным, если мысленно представить себе сферу проекцией, которой являются диаграммы. Выделяются следующие типы симметрии¹:

1) изотропная—совершенно случайное расположение элементов строения (фиг. 104,1);

2) сфероидальная—сферическая проекция имеет симметрию сфероида вращения (фиг. 103,1);

3) орторомбическая—сферическая проекция имеет симметрию трехосного эллипсоида. Диаграммы ориентировки показывают две плоскости симметрии (фиг. 104,2), причем вторая плоскость совпадает с плоскостью диаграммы;

4) моноклиная—сферическая проекция имеет центр симметрии, одну плоскость симметрии и одну ось симметрии, расположенную под прямым углом к плоскости. Диаграммы ориентировки показывают одну плоскость симметрии (фиг. 104,3);

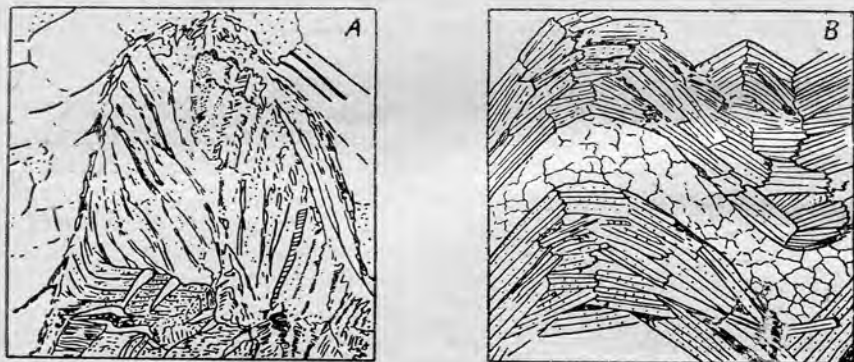
5) триклинная—сферическая проекция имеет только центр симметрии. Диаграммы ориентировки не обнаруживают симметрии (фиг. 104,4).

Симметрия ориентировки строения связана с дифференциальными движениями в породах. Сферическая симметрия может означать абсолютное преобладание одной поверхности S при отсутствии видимой оси b .

Такую ориентировку показывают оптические оси зерен в кварцевых пленках на зеркалах скольжения, причем такие кварцевые пленки представляют хороший пример S -текtonитов (см. фиг. 103,1). Ориентировка диаграмм строения пластинчатых зерен, отлагавшихся в жидкой среде, также показывает сферическую симметрию. Орторомбическая симметрия тектонитов указывает на присутствие в породах одинаково хорошо выраженных двух поверхностей S , обычно пересекающихся в оси b .

¹ Sander B., Gefügekunde, S. 146.

Моноклинная симметрия является наиболее обычной в тектонитах. Она представляет собой симметрию вращательно-поступательного движения, подобного движению колеса, и, повидимому, образуется в тектонитах в результате вращательных движений зерен. Типичные *R*-тектониты обладают моноклинной симметрией, причем плоскостью симметрии является плоскость *ac*, а осью симметрии — ось *b*.



Фиг. 105.

A — послекристаллизационная деформация, выразившаяся в деформации кристаллов слюды в ядре складки в гнейсе; *B* — последеформационная кристаллизация, проявившаяся в образовании недеформированных чешуек слюды в мелких складках в слюдяном сланце. Прослойки кварца показывают послекристаллизационную деформацию. В случае *A* кристаллы не деформированы; рост их происходил после образования складчатости; в случае *B* все кристаллы деформируются при складчатости.

Триклинной симметрией обладают тектониты, показывающие пересечения поверхностей *S*, *hol*, *okl* или *hkl*, благодаря проявлениям разновозрастных деформаций обусловленных силами, действовавшими в разных направлениях или благодаря вращению вокруг оси, не совпадающей с осью *b*. Хотя определение типа симметрии представляет известную пользу, однако практически наблюдаются многочисленные отклонения от идеальных типов, что заставляет несколько шире подходить к этому вопросу. Расшифровка диаграмм ориентировки должна производиться в свете явлений трансляции в кристаллической решетке, которые действительно или предположительно имели место в рассматриваемых минералах, общих данных относительно движений в породах и того эффекта, который оказывали эти движения на ориентировку по строению.

Роль перекристаллизации в строении. Образование микро-структуры в результате деформации определенного типа совер-

шенно явно сопровождалось перекристаллизацией минералов, входящих в состав породы. Хотя с первого взгляда и может показаться, что последеформационная кристаллизация (послетектоническая кристаллизация, докристаллизационная деформация) должна была бы стереть все следы направленных структур, возникших при деформации, в действительности это не так. Поверхности *S* являются плоскостями наиболее легкого движения растворов, вдоль которых растущие кристаллы встречают наименьшее сопротивление по сравнению с другими направлениями в породе. Таким образом, в результате перекристаллизации, ранее наметившиеся поверхности *S* подчеркиваются кристаллизацией вновь образованных минералов, имеющих обычно пластинчатую форму и расположенных так, что их плоские поверхности параллельны поверхностям *S*. Такой процесс называется *миметической кристаллизацией* и является одним из способов, при помощи которых пространственная ориентировка зерен может привести к возникновению в породе кристаллизационной сланцеватости.

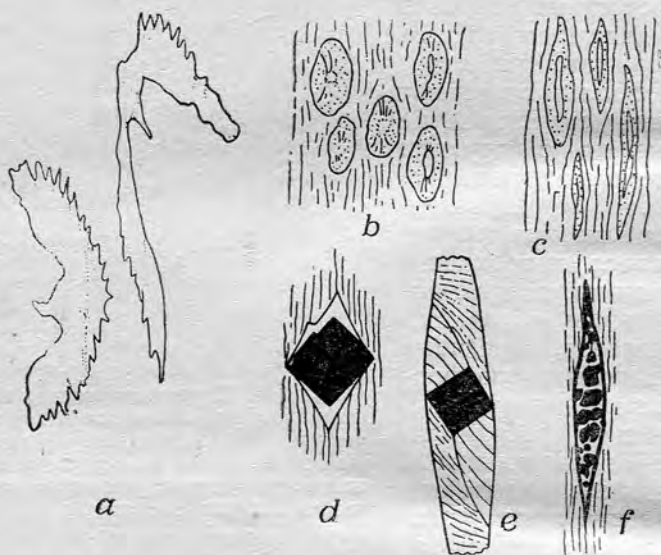
В случае *паракристаллизационной деформации* (*синтектонической кристаллизации*) деформация и перекристаллизация происходят в одно и то же время, а если деформация следует после перекристаллизации, то она называется *послекристаллизационной деформацией* (*дотектонической кристаллизацией*).

Соотношения во времени между перекристаллизацией и деформацией лучше всего проявляются в минералах, которые с наибольшей легкостью реагируют на действующие напряжения, особенно в таких, как слюда, кварц, кальцит и гипс. Чешуйки слюды иногда показывают хорошо выраженные кристаллические контуры как на внутренней, так и на внешней сторонах мелких складок в пloyчатых кристаллических сланцах (фиг. 105, В). Это указывает на докристаллизационную деформацию и миметическую кристаллизацию. В других породах ядра мелких складок содержат недеформированные чешуйки слюды,



Фиг. 106. Паракристаллизационная деформация, выразившаяся в деформации чешуек слюды ниже изогнутой пластинки железной руды и в отсутствии нарушений в ядре изгиба; увеличено приблизительно в 15 раз (схематично по Зандеру).

в то время как на внешней стороне изгибов чешуйки носят следы деформации (фиг. 106) или, аналогично этому, чешуйки слюды в одной складке носят следы деформации, а в другой имеют правильную форму без признаков деформации. Такие соотношения указывают на синтетектоническую кристаллизацию



Фиг. 107. Деформация включений в породах (сланцеватость ориентирована вертикально во всех случаях).

a—гранитоиды, носящие следы сжатия перпендикулярно к сланцеватости; *b, c*—деформированные оолиты в известняке; деформация составляет 50 и 100% соответственно (по Е. Клоосу); *d, e, f*—каемки давления вокруг зерен пирита в глинистых сланцах; *d*—удлинение по плоскости сланцеватости без вращения; *e*—то же самое, но с вращением (по Мюгге); *f*—разрушенное зерно пирита в каемке давления (по Мюгге).

слюды. Этот же процесс можно предполагать и для порфиروبластов кальцита в сланце, показанных на фото III, В. Следует также отметить, что линии включений в кальците, представляющие собой остаточные зерна, первоначально ориентированные параллельно поверхности сланцеватости, сигмоидально изогнуты. В процессе роста порфиروبласты в то же время подвергались вращению в результате скалывающих движений вдоль плоскостей сланцеватости, в результате чего линии включений в последовательных слоях по направлению от внутренней части к периферии в каждом кристалле показывают постепенно уменьшающиеся повороты.

На дотектоническую кристаллизацию отдельных минералов указывают проявления катаклаза во всех зернах последних

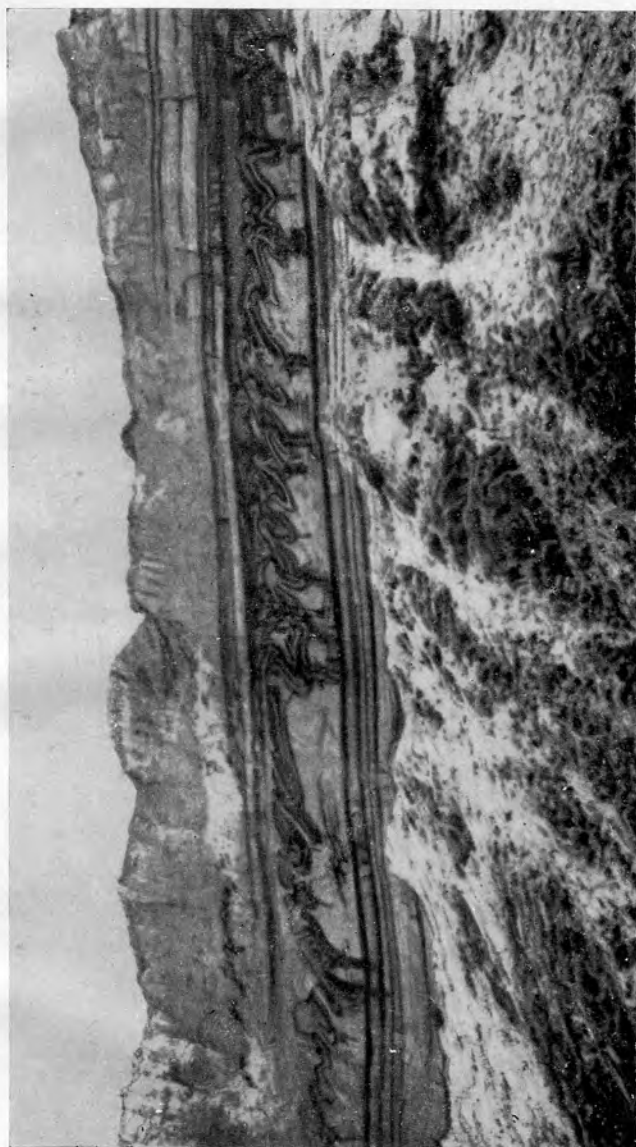
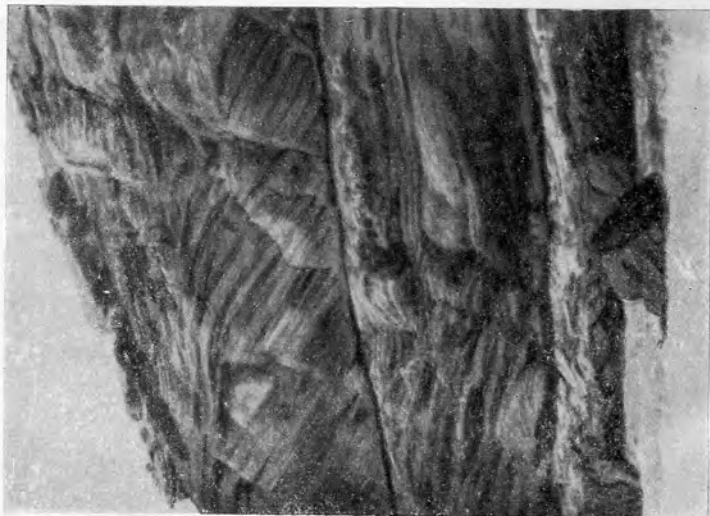
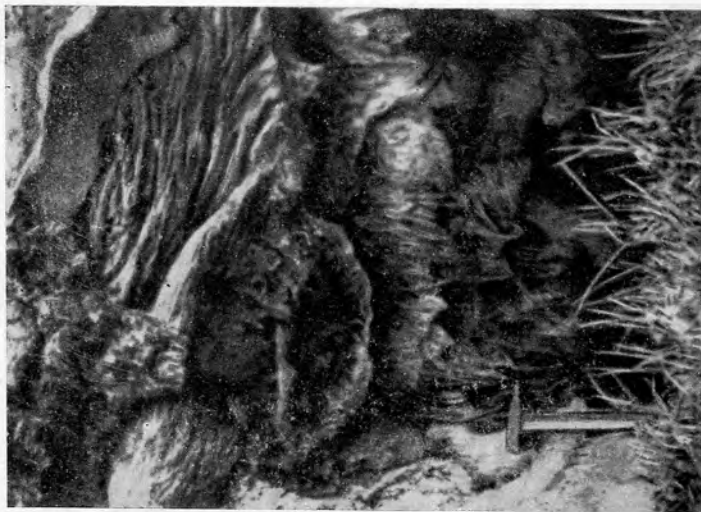


Фото 1. Внутрiformационно смятые пласты, берег Ава-Ава, Новая Зеландия. Смятые пласты состоят из переслаивающихся песчаника и алевролита и падают под углом 1°. Согласно предположению Онли и Макферсона, эти пласты удерживали воду и перемещались под давлением вышележащих толщ (фото М. Онли).



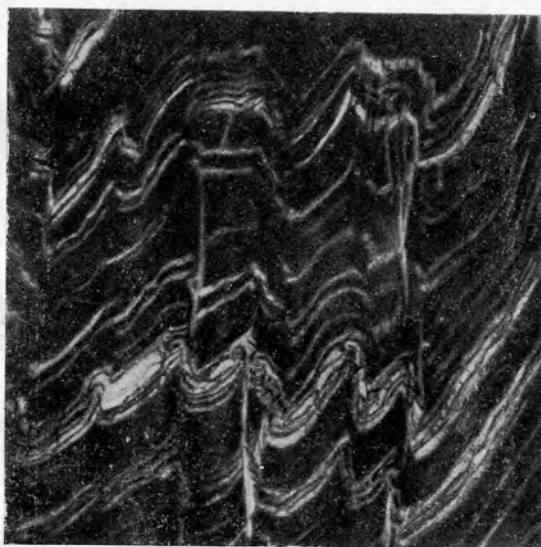
А



В

Фото II.

А — эоловая косая слоистость в плейстоценовом дюнном песчанике, вершина Барвон, Виктория. Переловый склон в верхних дюнах местами срезан в основании и плавно изогнут в верхней части (фото Е. Хилдса); В — морщины течения в почве базальтового потока, покрывающего крутой вулканический склон, Маунт-Поридон, Виктория. Поток имеет наклон в сторону от наблюдателя. Видны сталактиты лавы в основании небольшого туннеля в основании лавового потока (фото А. Ф. Мак-Куин).



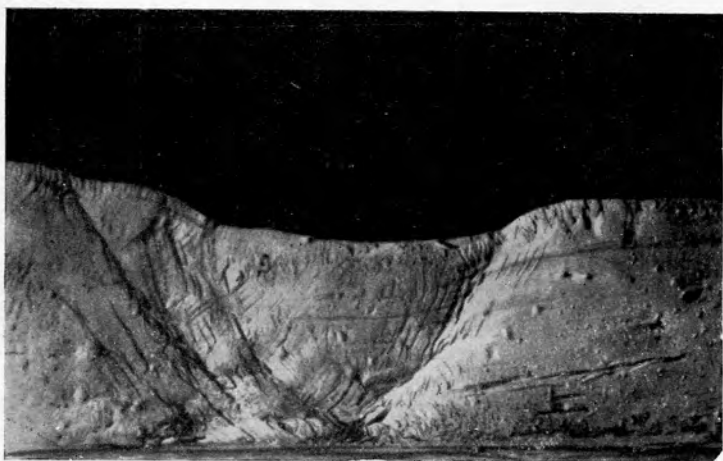
А

В

Фото III.

А—сланцеватость в глинистом сланце, Кастаманли, Виктория; X = 30; В—сланцеватость в полосчатом глинистом сланце, Донелли-Крик, Виктория, X 43.

А



В

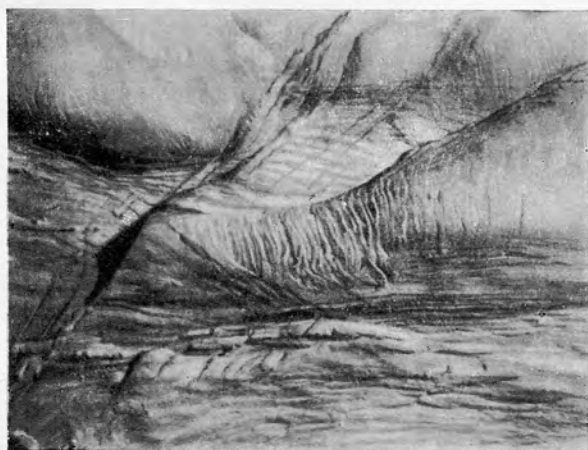


Фото IV.

А — миниатюрный грабен, полученный экспериментально в слое глины при растяжении (по Г. Клоосу); В — складки, косые сбросы и сбросы, полученные экспериментально в слое глины при сжатии (по Г. Клоосу).

(см. фиг. 105, А). Однако различные минералы в метаморфической породе не все образуются одновременно, поэтому соотношения во времени между кристаллизацией и деформацией для каждой разновидности минералов будут различными.

Примеры применения методики микроструктурного анализа можно найти в перечисленных ниже работах¹.

¹ Osborne F. F. and Lowther G. K., Petrotectonics at Schawinigan falls, Quebec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47, p. 1343—1370 (1936); Ingerson E., Fabric analysis of a coarsely crystalline polymetamorphic tectonite with an explanation of field and laboratory methods. *Am. Journ. Sci.*, 31, p. 161—187 (1936); Turner F. J., Interpretation of schistosity in the rocks of Otago, New Zealand, *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 66, p. 201—224 (1936); Phillips F. C., A fabric study of some moine schists and associated rocks, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 93, p. 581—620 (1937); Mineral orientation in some olivine-rich rocks from rum and skyc; *Geol. Mag.*, 75, p. 130—135 (1938).

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Предисловие автора к третьему изданию	5
Глава I. Недиастрофические структуры	7
1. Первичные структуры осадочных пород	7
2. Недиастрофические деформации	20
Глава II. Деформация пород; механические принципы деформации	29
1. Напряжение и деформация	29
2. Упругость, пластичность и образование трещин	35
Глава III. Главные структуры земной коры	47
1. Тектоническое строение земной коры	47
2. Тектонические структуры	50
3. Главные типы архитектуры земной коры	56
Глава IV. Складки	76
1. Геометрия складок	76
Описание складок	78
Соотношение пластов в складке	82
2. Механизм образования складок	90
3. Дополнительные структуры складчатых пород	98
Глава V. Дизъюнктивные нарушения (faults)	116
1. Номенклатура дизъюнктивов	116
2. Номенклатура перемещений	120
3. Образование дизъюнктивных нарушений	123
4. Дополнительные структуры, связанные с дизъюнктивными на- рушениями	133
Глава VI. Структуры изверженных горных пород	139
1. Структуры течения	139
2. Структуры разлома	146
3. Тектонические особенности крупных интрузивных тел	153
Глава VII. Петротектонический анализ	157

Е. Хиллс
ОЧЕРКИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор Я. М. Свет
Технический редактор В. И. Шаповалов
Корректоры Н. С. Ценин
и О. П. Горшкова
Переплет художника Н. Н. Румянцева
Слано в производство 19/VI 1954 г.
Подписано к печати 2/X 1954 г.
Т-07041. Бумага $60 \times 92 \frac{1}{16}$ —5,6 бум. л.,
11,2 печ. л., в т/ч. 2 вкл.
Уч.-издат. л. 11,4. Изд. № 5/2315
Цена 9 р. 55 к. Зак. № 1536

Издательство иностранной литературы,
Москва, Ново-Алексеевская, 52

Типография № 2 Ленгорполиграфиздата
Ленинград, Социалистическая, 14.

**КНИГИ ПО ГЕОЛОГИИ,
выпущенные
ИЗДАТЕЛЬСТВОМ ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ**

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ОБЛАСТИ ПЕТРОГРАФИИ
И РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Сборник статей. Перевод с английского и немецкого,
536 стр., ц. 26 р. 65 к.

ИРДЛИ А.

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Перевод с английского, 665 стр., ц. 57 р. 90 к.

КРИШНАН М.

ГЕОЛОГИЯ ИНДИИ И БИРМЫ

Перевод с английского, 420 стр., ц. 31 р. 45 к.

ДЭНА ДЖ.

СИСТЕМА МИНЕРАЛОГИИ,

т. II, п/т 2

Перевод с английского, 588 стр., ц. 31 р. 60 к.