

## ЭТЮДЫ ПО МЕТОДИКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### I. Анализ развития тектоноструктур

*К. В. Радугин*

#### 1. ВСТУПЛЕНИЕ

Будучи учеником школы акад. М. А. Усова, я не раз слушал его лекции, насыщенные идеей развития тектонических структур при изложении фаз тектогенеза Зап. Сибири. Особенно ярко иллюстрировал он эту мысль пликатогенными дизъюнктивами Кузбасса, развившимися в несколько фаз тектогенеза. В частности, в последние годы такую форму, как обратный взброс, похожий на несогласно падающий сброс, он объяснял как опрокинутый дизъюнктив, первоначально бывший продольным согласным взбросом. Очевидно, поэтому, что описываемый ниже метод возник на подготовленной почве и отнюдь не случайно. Впервые он оформился у автора в 1936 году, при работе в районе г. Красноярска, во время попытки воспроизвести некоторые черты структур и рельефа девонского периода (I, 27—30).

Вопрос о развитии тектонических структур является хотя и не новым, но сравнительно мало разработанным. Еще относительно недавно почти совершенно не анализировалась сложная история их формирования, причем вся тектоническая история сводилась к нескольким эпохам складчатости. При этом главное, на что обращалось внимание, это старались различить индивидуальность каждой новой складчатости главным образом по ее простирацию.

Большим шагом вперед была в этом отношении последняя книга М. М. Тетяева „Геотектоника СССР“. Он считает в этой работе совершенно правильно, что для того, чтобы видеть структуру такой, какой она была создана данным этапом складчатости, необходимо „снять“, уничтожить те более поздние искажения, тот отпечаток, которые наложены на структуру последующими этапами складчатости. Только для структурных построек самого последнего времени этого, по М. М. Тетяеву, не требуется.

Естественно, поэтому, самое изучение исторического развития структур М. М. Тетяев считает необходимым вести только в обратном исторической последовательности направлении, т. е. от наиболее молодых структур к более древним. Однако в этом нет никакой необходимости, и теперь нужно вернуться к естественному ходу событий не только при изложении результатов исследования, но и при самом анализе, при восстановлении развития структур. Ведь, например, в положении лежащего бока нижнего кембрия сказались движения всех палеозойских фаз тектогенеза и „снять“

их—значит повернуть его в горизонтальное положение вместе с подстилающим его докембрием и его структурами.

К сожалению, М. М. Тетяев не доводит до конца, до практического осуществления свою мысль о том, что надо структуры изучать в их историческом развитии. В самом деле, признавая фазы этапов, он на деле старается восстановить лишь их суммарный результат. Но даже на этом пути он не дает ни одной карты, ни одного разреза, которые могли бы конкретно показать для какого-нибудь района реставрированные структуры того или иного этапа, а тем более фазы тектогенеза. Не дает он и методики реставрации. Конечно, это не может нас удовлетворить с точки зрения действительно полного исторического анализа развития тектоноструктур, и мы здесь предлагаем поэтому иной путь более конкретного его изучения.

Наш метод рассчитан прежде всего на „омоложение“ тектоноструктур, т. е., как выше указывалось, на восстановление их самой „юной“, самой первой фазы развития, когда горизонтальные пред тем осадки или первичные формы вообще испытали первую фазу тектогенеза. В этом отношении наш метод отличается от суммарного анализа М. М. Тетяева, во-первых, тем, что мы доводим свой анализ до каждой фазы тектогенеза и что мы даем конкретный путь—методику такого анализа, во-вторых. Но этого еще мало. Мало восстановить структуры такими, какими они возникли впервые в каждую фазу тектогенеза. Надо восстановить и показать историю их развития. Разрешить такую задачу не пытался и М. М. Тетяев в своей „Геотектонике СССР“.

А решить ее—значит проследить всю историю дальнейшего непрерывно-прерывистого развития только что сформировавшихся тектоноструктур, значит выяснить, какую судьбу, какие изменения (то количественные, то качественные) пережила та или иная „новорожденная“ структура в целый ряд последующих фаз тектогенеза. Только такое исследование могло бы дать полное удовлетворение тектонисту, стремящемуся не только описать структуры, но дать их в исторической перспективе развития.

К сожалению, такое исследование в большинстве случаев невозможно из-за фрагментарности самих документов истории развития тектоноструктур. Однако, следует иметь в виду, что именно наш метод, когда такие документы имеются, может дать эту историю, т. е. нарисовать структуру не только такой, какой она зародилась, но и такой, какой она стала в любой момент своего непрерывно-прерывистого изменения.

Прежде чем приступить к описанию метода, автор должен во избежание неясности остановиться на своем понимании тектоноструктур и создающих их фаз тектогенеза (4). Складчатость (или шире—фаза тектогенеза) это не всякие пластические деформации или пликвативные дислокации (и проч.), а лишь те, которые созрели в результате относительно длительного эволюционного развития материи земли. Она проходит в сравнительно короткое время как одна из сторон качественного скачка в развитии Земли, а не непрерывно и одновременно с формированием всей осадочной толщи (в виде, например, осцилляции), т. е. она возникает в одно и то же время с резким изменением качества какой-либо части или всей Земли. Доказать „длительно, непрерывно идущую складчатость“ значит, с точки зрения такого определения, лишь установить давно известные вековые относительно медленные (в частности, колебательные) движения или открыть новую форму их, конвергентную со складчатостью. И такая „складчатость“, как соизмеримая по времени протекания с процессами накопления геосинклинальных толщ, очевидно, принадлежит эволюционной фазе развития.

Фаза тектогенеза—изменение структуры Земли. Но вместе с тем это удобный признак весьма многообразного, сложного процесса (в стадии ка-

качественного скачка) в жизни Земли. Рождение и развитие новой структуры во время фаз тектогенеза мы можем рассматривать как отражение в форме (непрерывно связанной со своим содержанием) того качественного скачка, который идет одновременно в этом содержании. Это не чисто механический процесс с количественным только, а не качественным изменением. Это было бы слишком узким и неверным пониманием фазы тектогенеза. В действительности этот процесс неизбежно сопровождается превращением механического движения в иные формы движения.

Таковы вспышки света (тихий разряд?) при разрыве некоторых силикатных веществ, электрические явления при взрывах шпуров в горных породах, фиксируемые при электроразведке месторождений полезных ископаемых, в частности резкие скачки электрического тока в рудном поле в эти моменты, появление в горных породах в результате тектогенеза всякого рода анизотропности (тектонической, чисто физической по отношению к сейсмическим волнам, оптической, электрической и т. д.) быстрая перестройка структуры горных пород и минералов, которая редко не сопровождается физическими, физико-химическими и химическими изменениями их, и проч.

Все это и многое другое совершается не по мистическим или астральным законам, а законам механики, но не только и, может быть, не столько по ним, сколько по закономерностям физики (термодинамики, оптики и проч.), химии и др. и представляет вместе с тем переход механического движения в иные формы движения (электромагнитной природы, в тепловые, световые и т. д.). Вместе с тем все эти явления протекают по своим особым специфическим, геологическим законам, отражающим в развитии земной материи всеобщие законы непрерывно-прерывистого изменения природы.

Я уж не говорю о том, что в содержание фазы тектогенеза, в основе которой лежат глубокие внутриатомные и молекулярные перегруппировки земной материи (и, следовательно, объемные ее изменения), входят процессы вулканизма, которые существенно направляются, определяются в своей форме и даже зависят иногда в своей сущности от структуры. Наконец, подчеркнем, что в процессе фазы тектогенеза рождаются (или испытывают скачок в развитии) новые пространственно-исторические взаимоотношения горных пород и формаций.

## 2. ОПИСАНИЕ МЕТОДА

1. Первый способ восстановления преобразованных тектонических структур можно применить в том случае, когда имеется наблюденный или же более или менее достоверный построенный разрез, например, вроде изображенного на рис. 2.

Совершенно очевидно, что до дислокации верхней формации 1 ее слои, а следовательно, и ее лежачий бок располагались горизонтально или наклонно в зависимости от положения дна бассейна. Этот последний вопрос обычно легко разрешается точным определением фаціальности и в первую очередь глубины бассейна. Примерно так же обстоит дело в случае речных и озерных отложений, но некоторые другие континентальные отложения, например, брекчии осыпей, пролювий гораздо труднее поддаются точному определению первичного наклона слоев; все-таки даже первоначальное расположение коры выветривания с элювием в некоторых случаях можно установить по вышележащим отложениям.

Таким образом, решение вопроса о первоначальном расположении базальной поверхности любой формации может быть сделано независимо от предлагаемого здесь метода уже в значительной мере проторенными путями фациального анализа. Поэтому данный вопрос здесь не рассматривается.

Для простоты возьмем сначала случай горизонтального залегания слоев I до их дислокации. Если ниже формации I мы проведем через произвольное расстояние ряд линий, параллельных ее лежащему боку (рис. 1, черточный пунктир), то после концентрически параллельной складчатости линии были бы изогнуты примерно так же, как и эта базальная поверхность I формации (рис. 2), и, грубо говоря, независимо от структуры подстилающей формации. Если затем мы представим себе нашу систему параллельных линий как систему координат, то не трудно, пользуясь ею, восстановить ту структуру формации II, которая в ней существовала до дислокации формации I и которая является целью нашей реставрации (рис. 3).

Для этого мы можем, взявши за начальную (нулевую) ординату осевую линию складки (А), откладывать по соответствующим горизонталям (рис. 3) (90, 80, 70, 60, 50, 40, 30 м и т. д.) расстояния, измеренные по тем же „горизонталям“ рис. 2 от осевой линии до пересечений с любой структурной линией, которую хотим изобразить. Другими словами, измерение надо производить по кривым линиям рис. 2 от осевой линии до точек 1,2,3,4 и т. д. Соединивши затем точки, принадлежащие той или другой структурной линии формации II, мы без труда получаем разрез интересующей нас структуры этой формации в определенный момент ее развития.

Само собою понятно, что расстояние между „горизонталями“ мы выбираем в зависимости от точности, с которой хотим все изобразить; чем ажурнее и мельче структурный узор, тем, естественно, гуще надо провести „горизонтали“. В некоторых случаях можно будет пользоваться дополнительными горизонталями, подобно промежуточным горизонталям топографической карты, схватывающим ту или иную деталь рельефа.

Конечно, если дислокация верхней формации произошла не по схеме концентрически-параллельной складчатости или по закономерности пологих, спокойных, покровных складок, а с образованием подобных форм или еще сложнее, то наша система концентрически-параллельных координат должна быть, строго говоря, заменена другой, отвечающей действительной деформации литосферы. Но практически, повидимому, эта поправка не играет существенной роли; по крайней мере так кажется после первых наших опытов по восстановлению древних структур. Если же такую поправку целесообразно ввести, то это не трудно сделать, учитывая конкретные наблюдаемые изменения мощностей слоев вышележащей формации: их утолщение в замках и вытягивание в крыльях; установивши соответствующий коэффициент, можно затем, пользуясь им, внести поправку и в расположение „горизонталей“ внутри формации II.

При дальнейшем развитии нашего метода необходимо будет учесть правило или „закон“ равных площадей и объемов, при постоянстве плотности участвующих в складчатости горных масс. Тем более нужно принимать во внимание изменения плотности, если это возможно. Автор имеет в виду следующее. Первая фаза складчатости, испытанная рыхлым или слабо диагенетизированным осадком, может сопровождаться весьма сильным уплотнением. Правда, такие породы, как известняк или песчаник с химическим (известковым, кремнистым и т. под.) цементом, как вполне диагенетизированные породы, могут и не испытать значительного уплотнения, заслуживающего нашего внимания (при реставрации складок). Это—обычный результат слабых волновых дислокаций в зоне покровных складок и т. под.

Такое же значительное уплотнение следует учесть и для весьма мощных фаз тектогенеза, когда лишь диагенетизированные, хотя бы и дислоцированные, породы (аргиллиты и проч.) испытывают региональную рассланцовку в условиях развития альпинотипной складчатости и тем более перекристаллизацию при глубинном метаморфизме.

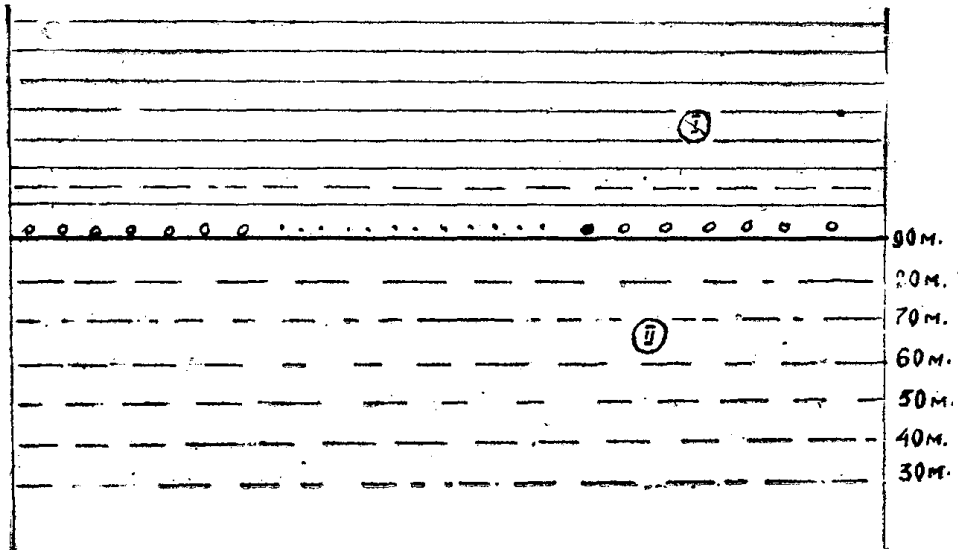


Рис. 1.

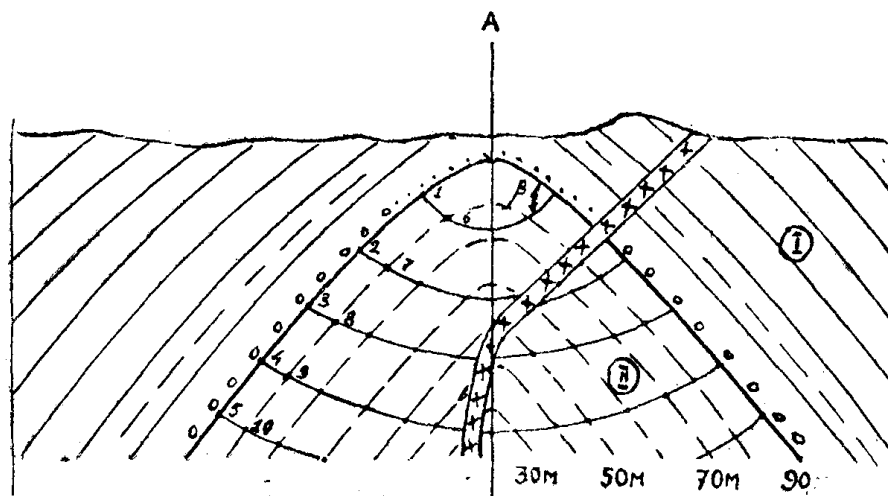


Рис. 2.

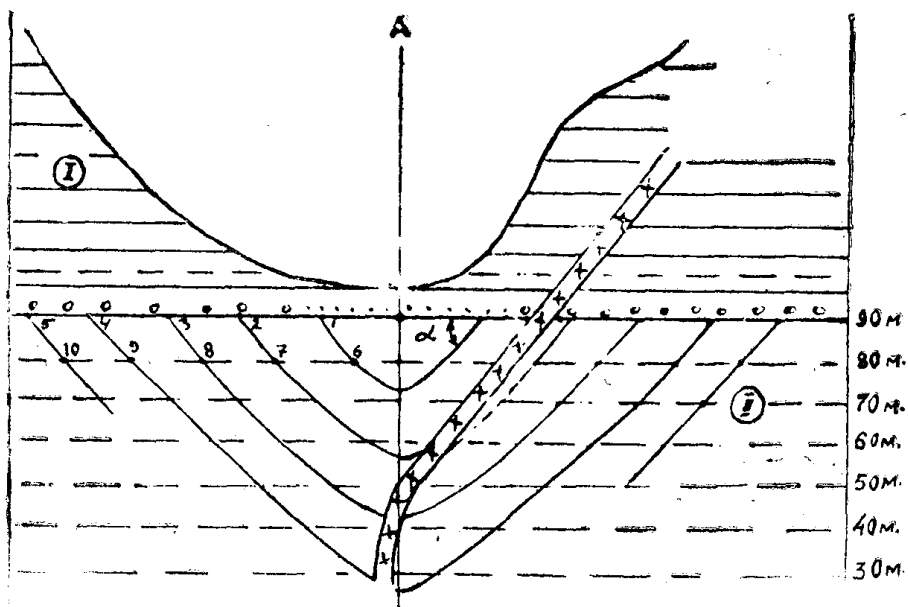


Рис. 3.

Но в других случаях мы будем иметь тектоническое развитие горных пород и их структур без заметного изменения плотности. В Западной Сибири это справедливо для подавляющего числа палеозойских фаз тектогенеза. Вот при этом-то условии и можно воспользоваться правилом равных площадей и объемов.

Оно заключается в том, что при постоянной плотности объем деформирующихся масс остается неизменным, а при отсутствии горизонтального течения вещества сохраняются постоянными и площади формаций и их частей в вертикальных разрезах. Это правило позволит корректировать во многих случаях структуру, полученную путем применения описываемого метода, а в некоторых случаях вносить в нее коренные поправки или даже совершенно браковать. Техника применения правила, надо полагать, не сложна. Ясно, что на практике при использовании построенных и наблюдаемых разрезов потребуется точное измерение площадей планиметром или, может быть, вычисление их с помощью курвиметра. При определении же объемов можно воспользоваться готовой методикой подсчета запасов полезных ископаемых с его неизбежным определением объема ископаемого, т. е. опять-таки не без определения площадей сечений тем же планиметром.

Далее можно предвидеть случай, когда соприкасающиеся формации являются резко различными по своим механическим свойствам, когда они по-разному участвуют в единой фазе тектогенеза, когда развивается дисгармоническая складчатость. Мы этот случай не будем сейчас разбирать, считая, что к нему наш метод вообще, может быть, и не применим. Однако, отметим, что по крайней мере в определенном типе дисгармонической складчатости все же и тут можно получить удовлетворительные результаты реставрации структур. Таков, например, случай, изображенный на рис. 4, в котором видно, что линии „а“ и „б“, первоначально залегавшие параллельно лежащему боку 1 формации, хотя и гофрированы, все же в общем остаются концентрически-параллельными слоистости формации 1. То же будет наблюдаться, очевидно, и с нашими „горизонталями“, и если эта дополнительная гофрировка является незначительной по сравнению с масштабом (длиной и амплитудой) складок подлежащей толщи, то вполне можно пренебречь теми неточностями построения при восстановлении структур, которые получаются от дисгармонической деформации наших „горизонталей“.

Необходимо отметить, что, в случае негоризонтальности первоначально отлагавшихся слоев, все изложенное выше остается в силе; лишь „горизонтали“ (координаты) располагаются параллельно первичному наклону дна бассейна после определения этого наклона или вообще формы дна на основании изучения фаціальности базального горизонта формации 1.

Пликативные дислокации можно представить себе помимо концентрически-параллельной и подобной складчатости с их продольным изгибом слоев, еще и как пластические деформации без продольного изгиба (рис. 5), а также с затуханием или усилением складчатости на глубину. Последние два случая здесь не рассматриваются, поскольку они имеют значение лишь для построения разрезов на весьма значительную глубину, а не для

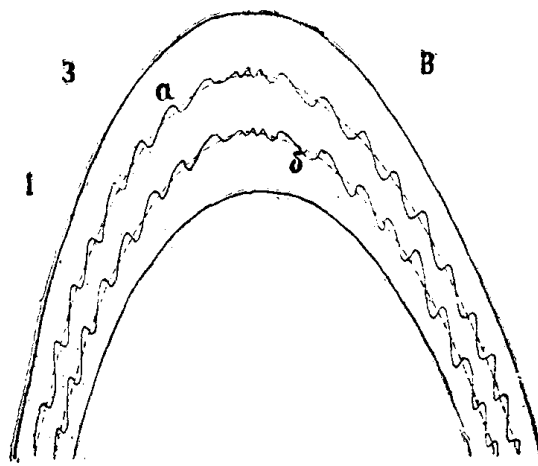


Рис. 4.

обычных геологических разрезов с глубиной около 1—2 км. На первом же случае следует несколько остановиться.

В этом случае горизонтальные слои верхней формации остаются горизонтальными, и казалось бы восстанавливать структуры нижней формации не приходится; однако это, вообще говоря, не так, как подчеркнуто на рис. 5. Восстановление структуры древней формации требует в данном случае знания коэффициента сжатия, что можно установить по деформации кристаллов, окаменелостей и вообще тел определенной формы и структуры (рис. 5). Хотя разбираемый случай (рис. 5) имеет значение, как многим покажется, лишь к седлам и мульдам складок, на самом деле он, повидимому, имеет более широкое распространение, особенно для областей значительного развития изверженных пород и кристаллических сланцев.

Наконец, в случае отслаивания формаций друг от друга и появления интерформационных тел, например, лакколитов или жил (например, при структуре типа месторождения Бендиго), следует учесть и этот факт, причем реставрация в данном случае обычно не меняется в зависимости от появления тел до или после дислокации верхней формации, и „горизонтали“ проводятся параллельно лежащему боку интерформационного тела. Но если во время интрузии не поднимается верхняя формация, а наоборот, опускается фундамент лакколита и складча-



Рис. 5.

тость прошла после его застывания, тогда естественно „горизонтали“ надо проводить параллельно его висячему боку или точнее—параллельно слоям его кровли.

2. Вместо описанного выше построения, реставрацию структур древних фаз тектогенеза можно осуществить другим способом, а именно, с помощью эластической резиновой пленки. Изобразивши на ней современную структуру (рис. 2), мы легко можем путем натягивания пленки вверх (в местах синклиналей) или вниз (под антиклиналями) придать горизонтальное расположение слоям верхней формации (рис. 3), закрепляя такое положение натянутой резины с помощью зажимов.

3. Третий способ реконструкции структур древних фаз тектогенеза заключается в применении особого прибора, по своей идее представляющего аналогию с Федоровским столиком с его 4 осями вращения изучаемого объекта. Первая довольно простая конструкция его у нас получила следующее оформление.

Назначение прибора заключается в том, чтобы, поворачивая в первоначальное, горизонтальное положение лежащий бок более молодой фор-

мации, вместе с ним также повернуть<sup>1)</sup> и иначе ориентированные слои (и вообще тела и структуры) подстилающей формации и вернуть им таким образом их залегание до дислокации верхней формации. Такую же примерно идею имеет и прибор А. Бурачка (К методике измерений ориентированной гальки и косо́й слоистости. Зап. Всесоюзн. Минер. общ., ч. 62, вып. 2, стр. 432). Но он слишком примитивен, неудобен для точной ориентировки древних структур и предназначен для другой цели.

Но прежде чем эту реставрацию сделать, надо, очевидно, с помощью прибора сообщить наблюдаемое залегание слоев как для той, так и для другой формации. Это достигается следующим образом.

Метка 7 (рис. 6) ориентирована на север. Круг 1 ставится так, чтобы азимут простирания слоев верхней формации, исправленного за счет магнитного склонения, совпал с меткой 7. Тогда круг 3 поворачивается в ту или другую сторону, в зависимости от направления падения лежащего бока формации А на угол, равный углу падения. Этот поворот легко осуществить с помощью метки 4, против которой при горизонтальном залегании стоит отсчет 0°. Закрепивши положение круга 3 с помощью пружинки с зажимом и отпустивши зажим 8, поворачиваем полукруг 9 в горизонтальное положение, что поверяется с помощью отвесика 10, укрепленного перпендикулярно поверхности полукруга 9 и его нулевому

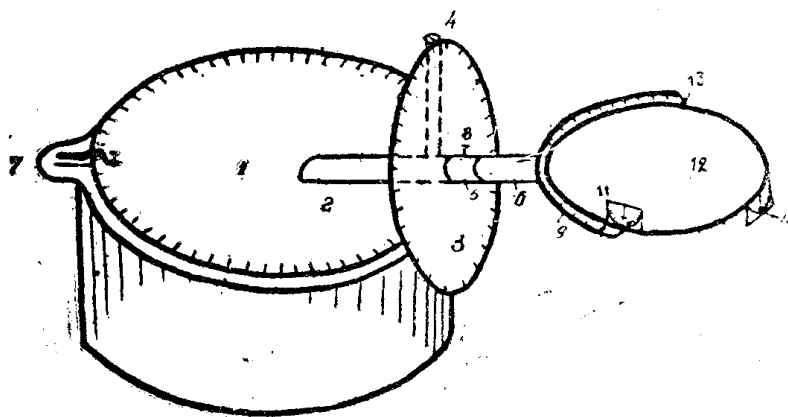


Рис. 6.

меридиану. Затем закрепляем зажимом 8 горизонтальное положение полукруга 9 и поворачиваем круг 12 так, чтобы линия 1—1 или горизонтальная ось этого круга 13 имела бы азимут простирания, равный азимуту простирания слоя или любой структуры подстилающей формации. Угол этого поворота необходимо высчитать сообразно с положением круга 1. Теперь остается еще наклонить круг 12 на соответствующее число градусов, чтобы получить наблюдаемое расположение какой-нибудь поверхности формации Б. Это достигается с помощью отвесика 11, причем положение круга 12 закрепляется зажимом у оси 13.

Далее, понятно, остается повернуть всю нашу систему вместе с кругом 3 вокруг его оси так, чтобы против метки 4 стал вновь отсчет 0°. Это будет равноценно возвращению в горизонтальное положение формации А. Вместе с тем круг 12 повернется в то положение, которое было у него до дислокации формации А. Далее остается замерить это положение компасом и записать реставрированные таким образом элементы залегания.

<sup>1)</sup> Угол данного поворота в некоторых случаях не должен быть равным углу поворота лежащего бока более молодой формации; в таком случае он находится по первому способу. Этот интересный вопрос заслуживает специального разбора.



Наконец, отметим как будто намечающуюся возможность применения Федоровского столика и во всяком случае стереографических сеток. Так как и то и другое известно каждому геологу, нет необходимости здесь пояснять, как можно их использовать в таких целях.

### 3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ФАЗ ТЕКТОГЕНЕЗА И ИХ СТРУКТУР ПРИ ПАРАЛЛЕЛЬНОМ ЗАЛЕГАНИИ СЛОЕВ СОСЕДНИХ ФОРМАЦИЙ

Своеобразие морских условий по сравнению с континентальными в учении о формациях имеет исключительно важное значение. После своего образования и фазы тектогенеза формация осадочных горных пород обычно попадает в зону континентальной жизни в этих условиях теряет при денудации значительную часть своей мощности (если не всю) и в общем результате фазы складчатости и денудации отделяется от более молодых формаций угловым несогласием, или, как говорят, тектоно-денудационным перерывом. Если же после фазы тектогенеза сохраняются морские условия, то формации располагаются согласно (в обычном формальном значении этого слова) друг с другом, т. е. лежащий бок вышележащей формации располагается концентрически-параллельно слоям ниже-

лежащей формации. Таким образом, при наличии тектонического скачка денудационного перерыва тут, как правило (если нет подводной абляции), не образуется и, следовательно, формации имеют полную мощность, что является самым замечательным и очень важным свойством „согласных“ формаций. Это свойство позволит оценить длительность фаз тектогенеза и покончить с теориями о складчатости или вообще фазе тектогенеза, как эволюционной фазе развития земли. Но это особая и весьма существенная тема, которой посвящена другая работа автора.

Здесь же мы разберем интересующий нас метод восстановления структур сначала для складок, развивающихся в неритовой зоне моря. При этом мы предполагаем отсутствие абляции на дне моря. В противном случае мы получаем условия, близкие к континентальным, разобранные выше, т. е. случай образования ясного тектоно-денудационного перерыва, иначе углового или явного несогласия.

Предположим, что какой-нибудь слой А (рис. 7, I) определенной фации, позволяющей установить глубину его образования в 200 м, после фазы пологой или слабой складчатости принял форму, изображенную на рис. 7, II и при этом не вышел из-под уровня моря. Определяя по меняющейся фациальности вышележащего горизонта Б глубины отложения этого слоя, мы можем не только доказать фазу складчатости между А и Б, но и установить по этим глубинам, изображенным в разрезе и особенно в плане, например, с помощью изобат, амплитуду, длину волны и простираение складок.

Кстати отметим, что описываемый случай является вместе с тем интересным примером ложной складчатости слоя Б, лишь повторяющего, облегающего ранее созданные обычным тектоническим путем складки слоя А. Такие ложные складки, представляющие не тектонические формы, а формы пластики, копирующие рельеф морского дна (хотя бы последний возник тектонически) и распознаваемые по характерному распределению фаций, можно установить, но лишь предположительно еще по отсут-

Статьи отметим, что описываемый случай является вместе с тем интересным примером ложной складчатости слоя Б, лишь повторяющего, облегающего ранее созданные обычным тектоническим путем складки слоя А. Такие ложные складки, представляющие не тектонические формы, а формы пластики, копирующие рельеф морского дна (хотя бы последний возник тектонически) и распознаваемые по характерному распределению фаций, можно установить, но лишь предположительно еще по отсут-

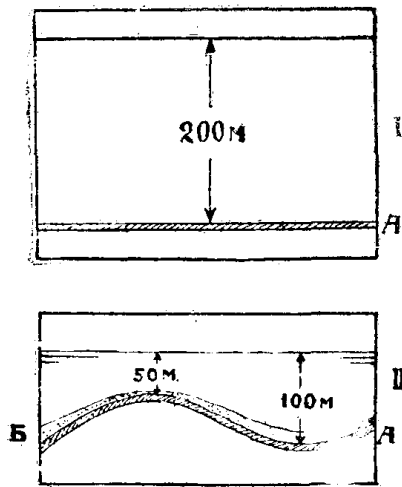


Рис. 7

ствию закономерно связанных с простиранием складок систем трещиноватости. Однако если первично волнистый слой В будет, кроме того, подвергнут настоящей складчатости, то и в нем такая трещиноватость появится, и этот признак, вообще говоря, нам может помочь лишь при очень точном анализе трещиноватости или при наличии промежуточной фазы вулканизма (например, когда низкотемпературные жилки этой фазы секутся высокотемпературными другого комплекса,) а в обычном случае, наоборот, будет лишь затуманивать действительный ход событий, особенно при унаследованной складчатости, когда трещиноватость будет столь же хорошо согласоваться по залеганию с ложными складками, как и с настоящими.

При обновленной складчатости, наоборот, трещиноватость будет иметь иное направление, более или менее резко отличающееся от характерных направлений ложных складок. Но окончательно доказать наличие последних в этом случае можно лишь на основании фациального анализа, а не по отсутствию трещиноватости, гармонично связанной с ложными складками, так как складчатость рыхлых и даже диагенетизированных толщ, считается, может протекать без развития трещиноватости, с помощью лишь пластической деформации вещества.

Отметим, что ложные, или „осадочные складки“, после их участия в складчатости будут давать картину более интенсивной складчатости, нежели это имело место на самом деле; следовательно, в случае постумной или унаследованной (конкордантной по Крейчи) складчатости и при анализе ее развития это нужно иметь в виду.

В том случае, когда слой В не испытал вовсе складчатости, естественно восстанавливать структуру слоя А и нижележащих, согласно подстилающих его, свит не приходится. В этом случае нужно лишь проверить, насколько наблюдаемая амплитуда высот слоя В соответствует разности глубин, определенной фациальным анализом.

Если же базальный горизонт В, отложившийся непрерывно на слое А, как и вышележащие свиты, был смят в складки, то было бы грубой ошибкой распрямлять его в горизонтальное положение, чтобы восстановить структуру подстилающей формации, как это мы делали выше, так как в таком случае при параллельности и согласном залегании А и В, мы неизбежно и для свиты А получили бы недислоцированную структуру. Таким образом, в данном случае, если мы хотим пользоваться нашим прибором, мы не можем возвращать в горизонтальное положение базальные слои вышележащей (формально согласно) формации, чтобы получить неизмененное последующими дислокациями залегание подстилающей ее толщи; не можем также пользоваться и лежащим боком параллельно („с о г л а с н о“) лежащей более молодой формации для графической реставрации разрезов (первый способ), так как и в этом, и в первом случае такая реставрация будет неправильной и даст горизонтальное залегание. Не даст нужного эффекта и использование элементов залегания слоев или лежащего бока не соседней „с о г л а с н о“ лежащей формации, а той, которая несогласно перекрывает последнюю.

Поэтому остается лишь один метод анализа „осадочных складок“, который не мыслим без точного знания меняющихся глубин образования в каждой точке слоя В (рис. 7). Реставрируя с их помощью первоначальное его расположение до дислокации, мы вместе с тем восстанавливаем складчатую структуру А до образования базального слоя В. Наиболее удобным способом здесь будет построение карт в изобатах, по которым легко построить и любой разрез восстановленной структуры.

Переходя далее к батинальным и абиссальным фациям морских отложений, подчеркиваем, что в этих условиях даже установление, а тем более реставрация „подводных“ фаз тектогенеза, дается очень трудно, но все же оно небезнадёжно, даже если они не сопровождаются, как

описано выше, характерными и закономерными изменениями фашиальности в зависимости от складчатой дислокации морского дна; отсутствие таких изменений должно наблюдаться в батимальном и абиссальном отделах моря гораздо чаще и даже, как правило, и отсюда вытекает вся трудность диагностики „подводных“ фаз.

Все же такая реставрация возможна. Например, в случае изменения простираения складок при обновленной<sup>1)</sup> складчатости, ранее возникшие складки получат, по всей вероятности, резко брахиантиклинальный характер или, может быть, даже две системы волнистости одну наложенную на другую. Во всяком случае трещиноватость верхней формации будет отражать лишь 2-ю фазу тектогенеза и будет расположена иначе, чем та, которая создана ранее в нижней формации. Последняя в свою очередь, если и воспримет более молодую систему трещиноватости, то не в такой форме, как в вышележащей формации, а под влиянием уже существующей системы трещин, развитие которой по прежним швам разрядит напряжение и отчасти предупредит возникновение новой системы трещин молодой формации.

Конечно, проявления вулканизма после дислокации более древней формации и до отложения параллельно (конкордантно) ее перекрывающей весьма могут помочь их разделению и усановлению тектонического перерыва в непрерывной осадочной толще. В этом случае система трещин более древней формации будет залечена эманациями, чего мы не увидим в более молодой формации или же заметим там лишь другую, более молодую систему жилок с другой последовательностью и составом. Если же интрузия была настолько активна, что магма достигла дна моря и образовались подушечные лавы, то последние, отмечая верхний горизонт нижней формации, будут играть в будущем роль, аналогичную значению базальных конгломератов, только базальная поверхность верхней формации должна проводиться не по лежащему, а по висячему боку этих подводных лав. Таким образом последние становятся своего рода руководящим пограничным горизонтом между „согласными“ формациями, и с их помощью легче всего, пожалуй, будет возможно определять полную мощность формаций, а, следовательно, и длительность фаз складчатости<sup>2)</sup>.

Таким же руководящим пограничным горизонтом могут быть минеральные новообразования, связанные с вулканизмом, в частности отложения терм, так как дно океана можно легко себе представить поверхностью или экраном, где будут в силу резкого понижения температуры терм осажаться многие их компоненты, притом даже без „телескопирования“, а одновременно. Конечно, из этого комплекса могут уцелеть лишь нерастворимые в морской воде части, например, карбонаты в условиях отложения органогенных илов и т. п. Специфические черты, полученные благодаря подводному выветриванию, помогут нам отличить термальные отложения у висячего бока формации от таких же, но внутрiformационных, послонных образований. Последние к тому же могут дать заметное воздействие на свой висячий бок, чего не будет наблюдаться в случае термальных отложений во время интерформационного перерыва.

Наконец, и контактовый метаморфизм от интрузии мыслимо использовать для разграничения „согласных“ формаций; однако, если он и доходит до висячего бока формации у крупных интрузий, то, вероятно, лишь в исключительно редких случаях.

<sup>1)</sup> Этот термин мной предлагается вместо довольно однознного слова „регатная складчатость“. Можно ее назвать также дискордантной (4,28).

<sup>2)</sup> При прослеживании пограничных лав по простираению в область континентальных условий, т. е. в область непараллельного залегания формаций, они должны перейти в кору выветривания, в базальный конгломерат или вообще должны привести к ясной границе формаций с угловым несогласием.

К зоне батимальных и абиссальных отложений современного моря относятся наиболее подвижные части литосферы, участвующие в складчатости, в частности так называемые пучины. Таким образом, ныне, как и встарь, именно в этих глубинных условиях, а не в неритовой зоне, отдельные фазы складкообразования имеют больше вероятности не только протекать, но и заканчиваться под уровнем моря, без образования суши. Следовательно, именно в этих условиях с наибольшей частотой могут попадаться нам в геологическом предании структурные отношения „согласных“ формаций.

Но как известно, глубины океана в условиях батимального и абиссального отдела моря благодаря скудости и малой дифференцированности бентоса или из-за полного отсутствия органических остатков слабо поддаются определению. То же можно сказать и о литологии осадков. Таким образом, выдержанность глубинных осадков на больших вертикальных расстояниях делает фациальный анализ их ненадежным, а определение глубины отложения весьма грубым.

Поэтому, чем глубоководнее фации и чем больше шансов на образование „подводных складок“, тем меньше можем мы надеяться на то, чтобы

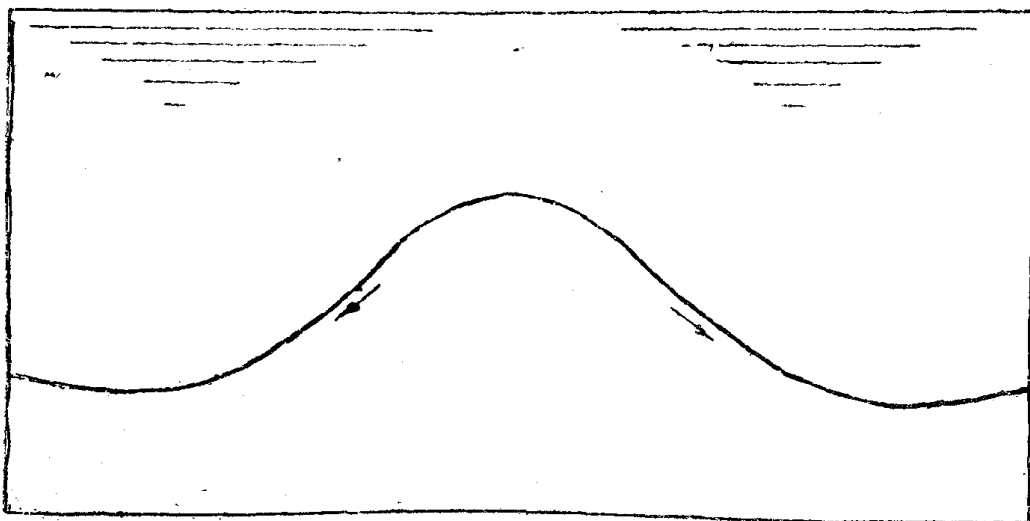


Рис. 8.

восстановить их формы разобранным выше методом по меняющейся фациальности морского дна. Только для осадков пограничной полосы между абиссальным и батимальным отделами создаются условия, аналогичные неритовой зоне: даже при пологой складчатости антиклинали попадают из абиссального отдела в батимальный; обратное будет в синклиналях.

В том случае, когда анализ фаций описанным способом бессилен что-либо дать, для толщ с полным однообразием фаций приходится иметь в виду даже такой способ, как метод использования подводных оползней.

Представим себе возникновение подводной антиклинали на дне глубокого моря или океана (рис. 8). Если таким образом тут нет закономерного распределения фаций, отражающего элементы складки, если не помогает и сравнительный анализ структур, распределение интрузий и т. д., то в случае проявления подводных оползней, вызванных складчатостью, они могут оказать нам существенную помощь.

В самом деле, подводные оползни в условиях постоянных сейсмических толчков и при полном отсутствии на больших глубинах морской абляции являются, вообще говоря, уже не экзогенными, а эндогенными процессами, так как неустойчивость морских осадков во многих случаях обу-

словливается не первичным крутым склоном дна, унаследованным от континентальной фазы<sup>1)</sup> жизни данной поверхности литосферы, а тектоническими движениями.

Но даже и в случае первично наклонного дна оползание накопившихся (несмотря на этот наклон) осадков будет вызываться скорее всего не экзогенными причинами (например, размывом основания склона, в данном случае невозможным), а сейсмическими толчками или же выкручиванием склонов в результате развития складки и других тектонических форм.

Само собою понятно, оползни на склонах антиклинали будут двигаться от ее оси и к мульдам синклиналей, причем направление движения, как известно, хорошо в таких случаях определяется опрокидыванием оползневых складок в сторону движения скользящих масс. Если таким образом в древних отложениях мы сможем установить эту закономерную связь распределения и направления движения подводных оползней с определенными формами складок, то естественно мы можем говорить и о возникновении или развитии этих складок в более или менее фиксированный момент, близкий ко времени отложения оползавших осадков. Такой вывод желательно проверять в замковой зоне складок, где естественно должны отсутствовать оползневые опрокинутые складки, но могут быть другие сопутствующие формы дислокаций (например, разрывы в осевой зоне антиклиналей). Конечно, окончательная проверка и точная фиксация фазы тектогенеза должна заключаться в прослеживании горизонта с тектоническими подводными оползнями в области неритовых фаций и в области появления угловых несогласий. Следует подчеркнуть, что нарисованная выше картина развития „тектонических оползней“ вовсе не является абстрактной и лишь возможной. Она уже наблюдалась в действительности, например, при геологическом изучении Кавказа. Интересно было бы применить к ним нашу методику, а также попытаться выяснить природу подводных оползней в карбоновых сланцах г. Томска.

#### 4. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ФАЗ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Методика их расшифровки выходит за рамки нашей статьи и заслуживает особого разбора, но поскольку мы выше затронули фазы складчатости, было бы неправильно пройти мимо эволюционной стадии или фазы непрерывно-прерывистого тектонического процесса. Поэтому вкратце здесь отметим, что анализ стратиграфических колонок с хорошо изученной фациальностью свит и горизонтов, с известной глубиной их формирования и построения на основе такого анализа тектонограмм может дать нам для ряда точек, где взяты эти колонки и стопки, скорости поднятия и опускания морского дна (хотя бы в условных единицах). Соединяя точки с равными скоростями, мы можем получить карты в изоанабазах (линиях одинакового поднятия) и изокатабазах (линиях одного и того же опускания) для определенных эпох накопления осадков. Такой анализ может дать нам полную картину медленных тектонических движений, соизмеримых по времени их протекания со временем осадкообразования, т. е. очень длительных; он может вскрыть нам отношение к последующей складчатости и осветить самый характер этих эволюционных вековых движений, называемых, обычно, безразлично эпирогенными (или эпейрогенными) и колебательными, но, вообще, весьма разнообразных, т. е. показать, являются ли они: 1) опусканием (поднятием) дна параллельно самому себе в случае глыбовых движений по дизъюнктивам, 2) или же аналогичным движением по дизъюнктивам, но непоступательным, а вращательным (с ме-

<sup>1)</sup> Такие случаи в некоторых бассейнах, например, в Атлантике часты.

няющейся величиной опускания или поднятия для разных мест), 3) или же—далее—колебательными движениями различной длины волны с разным знаком в соседних местах в один и тот же момент с переменной знака в разные моменты, 4) или же, наконец, геосинклинальным прогибом с более или менее неизменным знаком движения, затухающего к окраинам геосинклинали и сменяющегося обратным в области геоантиклинали, но с сохранением этого знака в течение всей эволюционной эпохи в каждом отдельном месте (геоантиклинальное поднятие или геотумор). Все эти и другие формы движения эволюционной фазы саморазвития земли, а также иные конвергентные с ними, но представляющие исторически совершенно иные образования качественного скачка в развитии (пологие околоплатформенные складки, а также слабые фазы, дающие в сумме мощные циклы тектогенеза), в обычной геологической литературе не разделяются и неправильно объединяются в суммарном понятии „эпирогенных“, „колебательных“ и т. п. движений. Не касаясь этого вопроса здесь, отметим, что и в его разрешении (для древних эпох) предлагаемый метод сыграет, как и фациальный анализ, известную роль, что показано отчасти ниже.

Это не трудно понять. Прежде всего отметим, что фациальный анализ нельзя отрывать от задачи восстановления глубин моря иными методами, в частности, предлагаемым способом реставрации поверхности его дна. Этот путь рассмотрен ниже, и в известных случаях (при монотонности литологического состава или при невозможности установления фации по нему и фауне) является единственным и, по всей вероятности, новым способом определения фациальных изменений, или точнее—глубин того или иного древнего морского дна.

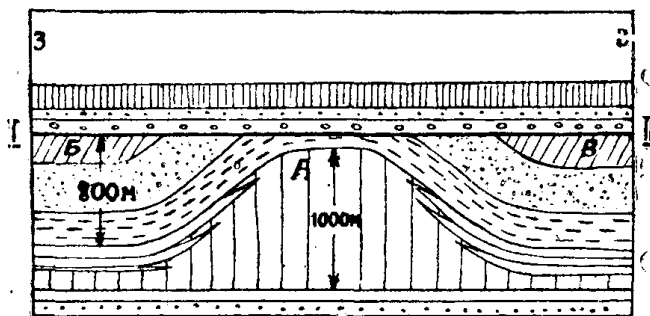


Рис. 9.

Кроме того, наш метод (с учетом правила постоянства объемов и других закономерностей структурной геологии), повидимому, в состоянии внести некоторые поправки в наблюдаемые мощности, искаженные складчатостью и обычно используемые в таком виде для тектонограмм эволюционных фаз. Такие поправки можно сделать при вытягивании крыльев и увеличении мощности в замках в результате послойного движения вещества из крыльев в замки. При реставрации точной, но варьирующей глубины образования околорифовой фации применение нашего метода может дать образцы правильного решения одной из трудных задач учения о фациях.

Так, на рис. 9 изображено вертикальное сечение сужающегося кверху кораллового рифа с весьма широким основанием в начале роста. Совершенно очевидно, что рельеф дна между точками Б и В был в первые моменты роста рифа ровным, а глубина моря не свыше 40 м. Впоследствии эта глубина осталась такой же лишь в районе точки А, в то время как у точек Б и В она стала около 700—750 м. Точное значение глубины, этого важнейшего фактора меняющейся фаціальности, в любой точке дислоцированных рифовых и околорифовых отложений, очевидно, можно получить легко с применением нашего метода. Правда, околорифовая фация здесь будет меняться в своем литологическом выражении мало и скорее будет не столько функцией глубины, сколько—расстояния от рифа,

но палеонтологическая сторона фации (состав бентоса), наоборот, должна резко меняться в зависимости от рельефа дна или глубины моря.

## 5. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОСОБЕННО РЕЛЬЕФА ДНА ДРЕВНИХ БАССЕЙНОВ

Данная разновидность нашего метода получила первое применение и освещение в литературе в 1936 г. (при изучении Красноярского района), хотя теоретически она была разработана несколько раньше (1, 27—8, 30). Идея метода заключается и здесь в том, что формы древнего рельефа, если они дислоцированы и смяты в складки, можно точно так же восстановить, как и любую структуру, описанным выше методом поворота в первоначальное положение интересующей нас поверхности и путем возвращения ей прежней формы. Самое наличие какой-либо неровности в древнем рельефе дна моря или континента распознается по резким изгибам висячего бока формации, в то время как ее лежащий бок не участвует в этих изгибах и тем самым указывает на их атектонический генезис, т. е. на принадлежность какой-либо форме рельефа.

Так, например, на рис. 10 изгиб А границы между  $D_1$  и  $D_2$  нельзя объяснить поперечным ее смятием, так как ни лежащий бок (основание)

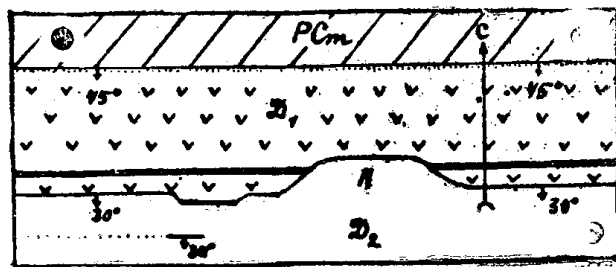


Рис. 10.

$D_1$ , ни его слои не дают такого изгиба; совершенно очевидно, что еще до отложения  $D_2$  нижний девон был размыт, в частности с образованием долины А. В некоторых случаях мы можем встретить на геологической карте довольно показательное поперечное сечение форм рельефа. В общем же случае для точной реставрации их, в частности для

определения профиля и простиранья долины А, потребовалось бы применение нашего прибора, т. е. поворот бортов долины из современного их положения в первоначальное, пользуясь для этого соответствующими за- мерами.

Вторая очень интересная область применения метода—рельеф дна моря и других водных бассейнов. Помимо палеогеографического значения этого метода, позволяющего восстановить древние вулканические сооружения, коралловые и др. острова, рвы и т. п. элементы рельефа морского дна, он может оказать услугу при точном изучении древних фаций; это вполне понятно, так как реставрируя рельеф дна, мы, тем самым, определяем изменение глубины, и зная хотя бы в одной точке точное значение ее, можем, следовательно, сказать столь же определенно и относительно всех других точек неровного дна, или иначе—какова фация в том или другом его месте.

В приведенном выше примере (рис. 9) это является очевидным, так же как скрытое несогласие вдоль линии I—II, которое близ рифовой постройки становится формально угловым, имитирующим настоящее явное несогласие, связанное с фазой складчатости.

Таким образом, можно сказать, что определение фаціальности, базирующееся до сих пор на изучении литологии, батрологических свойств и органических остатков, причем во всем этом играет большую роль аналогия с современными условиями, становится на новую основу.

Приведем еще один пример, изображенный на рис. 11 и представляющий схему контакта красноцветного девона Минусинского бассейна со своим фундаментом. Такая деталь наблюдалась в большом масштабе у

Печищенского месторождения медных руд, где кляммы (или щели) девонской пустыни достигали, по крайней мере, многих десятков метров глубины, определяя тем самым довольно низкую минимальную глубину базиса денудации („а“ на рис. 11). В других случаях так же распознаются каньоны, карманы выветривания и проч. Определение понижения древнего базиса эрозии в 1940 году сделано в районе марганцевого месторождения на рч. Усе (в бассейне Томи), где это понижение произошло в один из веков кембрия. Оно привело к образованию карстового рельефа в археоциатовых известняках гавриловской (?) формации, в частности—карстовых шахт глубиной не менее 250 м. Последующее наступление моря привело к заполнению и погребению их под рудной формацией уситов (карбонатных руд марганца). Конечно, восстановить глубину шахтного колодца, а особенно детали их первичной формы и расположения (до складчатости), удобнее всего с помощью нашего метода.

Рис. 12 изображает явный результат подводной абляции (а), который дан для сравнения рядом с обычной картиной продольной волнистости

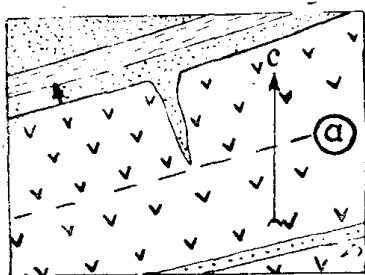


Рис. 11.

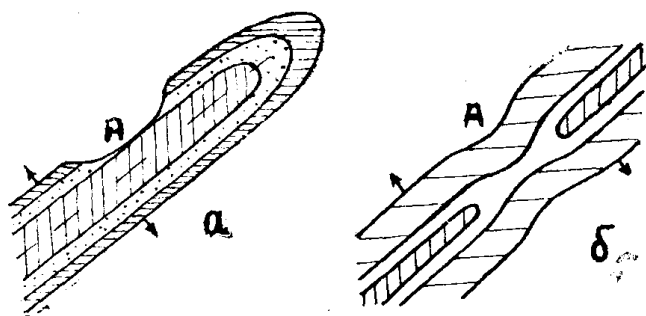


Рис. 12.

складок „б“ (рис. 12), с их нырянием и воздыманием осей. В этом случае: 1) поверхность абляции лишена признаков континентального выветривания или несет с трудом распознаваемые черты подводного выветривания; 2) она перекрыта морскими отложениями; 3) сечет подстилающие ее слои близ точки А, чего не наблюдается в случае „б“ (рис. 12), и 4) вся структура лишена симметрии. Последнее, впрочем, не обязательно, так как подводная долина могла иметь поперечное к складке направление и проявиться на другом ее крыле. Кстати сказать, от этого случая, как и от случая „б“ на рис. 12 легко отличается структура рис. 13, изображающая результат наложения обновленной (дискордантной) меридианальной синклинали на ранее образованную северо-восточную антиклиналь. Здесь важен самый факт косога, а не перпендикулярного расположения изгибов складчатой структуры, которое нельзя объяснить нормальным погружением осей брахискладок.

Итак, приведенные примеры показывают, что наш метод оказывается весьма полезным при чтении и анализе карт и разрезов, особенно при выдержанности правильных складчатых структур (вроде складок Донбасса). На фоне этой поразительной выдержанности местами отчетливо выступают и реставрируются нашим методом первичные геоморфологические детали морского дна (реликты континентальных форм, характерных, например, для Атлантики, результаты подводной абляции, рифовые постройки и т. д.), а также вулканические постройки, вспучивания над лакколитами (рис. 14), океанические рвы, трудно уловимые расплывчатые детали дна земной литосферы. Но, надо сказать, не всегда он нужен для того, чтобы хотя бы отчасти или в общих чертах представить



себе структурный рисунок, созданный той или иной фазой тектогенеза, или, например, чтобы решить вопрос о направлении складок той или иной фазы тектогенеза.

Так, в случае очень пологих дислокаций типа волн и, наоборот, очень крутых складок под их покровом, выпрямление этого, слабо волнистого, почти горизонтального покрова не внесет изменений в основной узор геологической карты, в структурный рисунок подлежащего фундамента, особенно если масштаб карты не крупный.

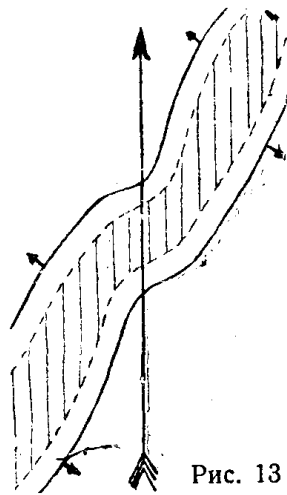


Рис. 13

Поэтому, когда нет нужды в особой точности, или для карт мелкого масштаба, и без предлагаемого метода основные свойства и особенности древней складчатости достаточно очевидны. При этом искажающее влияние позднейших дизъюнктивов на простираие складок легко отбросить, если имеется точная карта. На рис. 15 совершенно очевидно по карте меридиональное простираие складок (I—I), которое из-за дизъюктива и при плохой обнаженности можно ошибочно принять по фрагментарным точным разрезам северозападным (II—II). Конечно, в деталях, в особенности в вертикальном разрезе, и в особых зонах (например, дейктивных складок) и в данном случае развитие древних структур может быть очень существенным.

Затем, в частных случаях унаследованной (постумной), или конкордантной и аккордантной складчатости совершенно не нужно никакой реставрации простираий древних фаз складчатости, так как это простираие остается одним и тем же. Правда, чтобы представить себе конкретно ту или другую напряженность складок древних фаз, для того, чтобы провести их сравнительный анализ и т. п., и в этом случае не обойтись без предлагаемого здесь метода.

Очень интересный и простой случай реставрации представляют собой вертикально падающие контакты формации. В самом деле, в этом случае геологическая карта рисует нам вертикальные разрезы отдельных структур древних фаз, так как вертикальный лежащий бок поворачивается при реставрации на  $90^\circ$  и при этом современный горизонтальный срез (геологическая карта) становится разрезом древней эпохи до дислокации формации I (рис. 3). Такой случай автор может иллюстрировать своей карточкой Еландинского района 2 (рис. 1—6).

Затем, если мы, например, имеем интенсивно складчатый пояс вроде Урала или Анд, то каковы бы ни были последующие его деформации, общее его простираие или простираие осей отдельных длинных складок останется практически неизменным или изменится очень мало.

Конечно, чем мельче мы будем брать эти складки или другие элементы структуры, тем более заметными будут их преобразования, в частности даже изменение простираия осей. Само собой разумеется, что здесь имеются в виду лишь последующие пликативные дислокации, в то время как влияние тангенциальных дизъюнктивов на изменение простираия более древних структур может быть легко учтено.

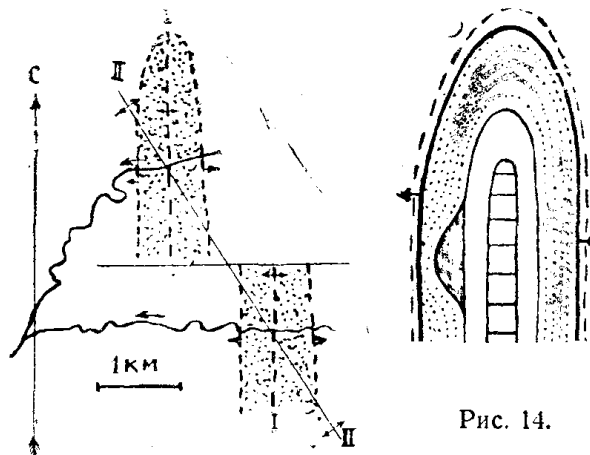


Рис. 15.

Рис. 14.

Конечно, и для этого случая применение нашего метода может дать контролирующий анализ структуры.

Все приведенные выше случаи ограничивают применение метода исторического анализа тектоноструктур, но лишь потому, что в нем нет особой необходимости. Другое дело, когда нет достаточных данных для реставрации. Такой случай действительно ограничивает сферу применения метода. Он бывает иногда из-за недостатка наблюдений. Это—временное препятствие. Но в других случаях, когда денудация уничтожила перекрывающие дислоцированные структуры, говорить о широком применении нашего метода вообще пока не приходится. Лишь там, где структура уничтоженных толщ может быть экстраполирована и интерполирована, можно пытаться более или менее восстановить и преобразованную теперь структуру обнаженного фундамента смытой формации. В помощь этой экстра- и интерполяции кое-что можно еще предложить. Можно, например, учесть особенности фундамента, наложенные последующими движениями (более или менее глубокий денудационный срез, связь молодой трещиноватости с экстраполируемой структурой и использование ее для установления антиклинальных и синклинальных зон молодой структуры в фундаменте и т. д.). Но детально говорить об этом пока еще рано.

Отметим далее значение метода, которое сейчас, в первые годы его (и притом очень узкого) применения оценить правильно, да еще самому автору, нелегко. Но мне кажется, что он на пути к историческому анализу и синтезу развития структур литосферы окажет весьма существенную помощь и поможет сделать в этом направлении заметный шаг вперед. Он будет одной из конкретных форм исторического метода исследования, без которого невозможно подняться до высот материалистической диалектики. С его помощью мы сможем глубже познать природу возникавших и развивавшихся непрерывно и сменявших друг друга структур, сможем установить ряд новых ближе отвечающих истине закономерностей геотектонического процесса.

Что же, в частности, может дать метод исторического анализа структур, дающий в благоприятных условиях не догадки, а более или менее точное воспроизведение их?

С его помощью, думается, может быть лучше разрешен прежде всего такой существенный вопрос как разделение пликативных дислокаций на циклы или этапы. Как известно, это деление производится по-разному. М. М. Тетяев, например, предлагает в основу деления положить такой признак, как простирание складок. Он считает, что все фазы одного этапа характеризуются одним простиранием, и только после серьезной перестройки, которая отделяет различные этапы складчатости, может (но не обязательно) возникнуть складчатая зона иного простирания, например, молодые структуры Альп, идущие местами под прямым углом к варисцидам, хотя в других местах и альпийские и герцинские складки идут параллельно, например, в Донбассе или на западе Северной Америки. Пользуясь этим признаком, можно было бы легко распределить по циклам все фазы тектогенеза в местах различного направления складок.

Хотя мы не собираемся следовать за М. М. Тетяевым в его методике разделения на этапы складчатости и даже считаем ее слишком односторонней и упрощенной, все же анализ направления складок является одним из тех неизбежных путей исследования, который приведет нас, в конце концов, к созданию правильной картины хода геотектонического процесса. Необходимо только расширить такой анализ на каждую фазу складчатости, не ограничиваясь ее этапами, и с этой целью мы предлагаем вышеописанный метод ее анализа: ведь прежде чем проводить синтез, группировать фазы тектогенеза в циклы или этапы, нужно подвергнуть глубокому изучению отдельные фазы как по направлению, так и по ин-

тенсивности, а также другим сторонам геотектогенеза. Такую попытку более глубокого анализа тектогенеза, с разделением его на многочислен-ные фазы, дал недавно акад. М. А. Усов. Развиваемые в настоящей ра-боте методические предложения помогут продвинуться дальше на том же пути. В частности, подчеркнем, только с помощью новой методики можно будет восстановить слабые фазы тектогенеза, если их пологие структуры смяты последующей интенсивной складчатостью.

Далее, известно, что магматические тела (дайки, лакколиты и др.) после своего образования участвуют в общей складчатости. Но как? Каков был их первоначальный вид, как менялась их форма, структура и распо-ложение в пространстве, в структуре осадочной толщи и т. д.? При решении этих вопросов метод воспроизведения первоначальной картины древних структур и их развития, несомненно, очень многое может выяснить.

Очень существенную роль наш метод будет играть при изучении весьма крупной группы пликатогенных дизъюнктивов. Идея об их преобразова-нии при складчатых деформациях возникла, если не ошибаюсь, при изу-чении шарьяжей. В СССР как будто только акад. М. А. Усов учитывал и изучал последующее развитие некоторых конкретных дизъюнктивов (напри-мер, Кузбасса) путем участия их в складчатости. Так, им установлен но-вый тип дизъюнктива—обратный взброс, который можно ошибочно при-нять за сброс-дизъюнктив расширения и который возникал из продоль-ного согласного взброса при выкручивании или даже опрокидывании рас-сеченного им крыла складки.

Не менее интересно применение нашего метода в деле изучения развития трещиноватости складчатых формаций. Мне кажется, в этой области он поможет нам глубже вникнуть не только в историю, но и в самый механизм<sup>1)</sup> складкообразования и отличить в некоторых трудных случаях этот процесс от движений иного характера—от вертикально-ко-лебательных движений. Он осветит роль трещиноватости в пликативных дислокациях, ее природу и развитие, и таким образом мы лучше пойдем анатомию складчатых сооружений.

Чтобы пояснить эту мысль, приведу пример. Возьмем две пластичес-ких дислокации: одну—тангенциальную, другую—радиальную, внешне по своей форме не отличимые друг от друга (рис. 16). Как под этой кон-вергентной формой узнать сущ-ность, характер движения? Этот вопрос могут помочь решить ряд признаков, разрабатываемых ав-тором в особую методику: так, например, сморщивание горизон-тальных поверхностей отдельнос-ти и плейчатость слоев в замках складок, затем асимметрия и опро-кидывание складок, не только устанавливающие тангенциальное движе-ние, но даже дающие его вектор, деформация кристаллов, окаменелос-тей<sup>2)</sup> и других определенных первичных структурных особенностей гор-ных пород, т. е. именно такая деформация с вытягиванием вверх, которая свидетельствует о тангенциальном напряжении, в то время как при вер-тикальных движениях деформации должны носить, вообще говоря, иной характер; наконец, штрихи скольжения и изгибы волочения, также в из-вестных случаях устанавливающие характер пликативных дислокаций,



Рис. 16.

<sup>1)</sup> Изучение механической формы движения вещества в момент складчатости, конечно, есть лишь одна из задач всестороннего освещения этого процесса, отчасти затронутая в данной работе, и автор ни в коей мере не склонен ограничиться только этой стороной тек-тогенеза, но в данной работе рассматривается лишь определенная небольшая часть проблемы.

<sup>2)</sup> Вместе с деформацией волокнистых минералов жилок автор предлагает этот метод для использования при диагностике дизъюнктивов.

поскольку они связаны с дифференциальными послойными и другими движениями, в том числе и вдоль пликатоженных дизъюнктивов.

Но помимо приведенных выше примеров и анализ трещиноватости с помощью излагаемого здесь метода может дать ответ на интересующий нас вопрос. В самом деле, на рис. 17, в случае „а“, где показана деталь вертикальных колебательных движений под влиянием пары сил, падение вертикальной трещиноватости не меняется<sup>1)</sup> с поворотом крыла, и потому угол между слоем и трещиноватостью этого крыла изменяется из  $\alpha$  в  $\alpha_1$ ; наоборот, в случае „б“, при тангенциальных движениях с поворотом крыла меняется угол падения и трещиноватости при неизменном угле  $\beta$  их взаимного пересечения. Где же установить положение I и II? Оче-

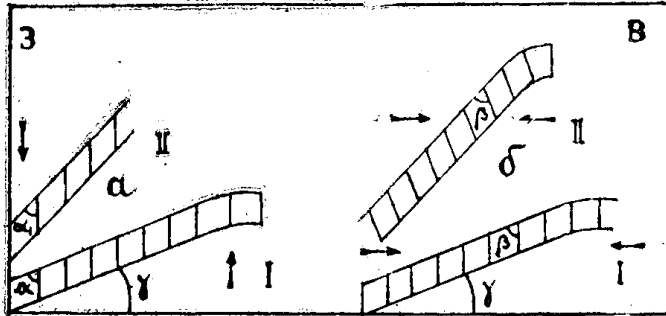


Рис. 17.

видно, прежде всего там, где в одном случае (I) наше крыло находится в замке складки последующей фазы. Там, при определенном угле падения  $\gamma$  (как и в случае I „а“ и „б“ на рис. 17) этот угол не изменился (рис. 18), а следовательно, не изменилось расположение трещиноватости, созданное в первую фазу складчатости. Здесь, таким образом, мы и можем зафиксиро-

вать первоначальное положение трещиноватости. А каким оно стало, мы, очевидно, увидим под крылом складки 2-й фазы складчатости (рис. 17, II). При таком ходе анализа нам, ясно, не обойтись без нашего метода поворотов структур в первоначальное положение.

Иными словами, наш метод позволяет проводить сравнительный тектонический анализ, следить, как меняется развитие структуры (складки, дизъюнктива и др.), в частности трещиноватости в зависимости от положения этой структуры в замке или крыле складки первой фазы складчатости, в зависимости от того—попадает ли она в замок или крыло складки следующей фазы и так далее, вообще в зависимости от меняющейся со временем тектонической обстановки. Более того, мы можем теперь учитывать влияние этой меняющейся обстановки не только на структурное развитие магматических тел (силлов, даек и др.) в зависимости от их положения в той или другой крупной тектонической зоне, а также в том или другом крыле или замке складки, но и наоборот, мы сможем установить, как меняется ход развития структур в области крупного магматического тела до и после его образования. Это и означает рассматривать тектонические процессы в их саморазвитии, в их сложной исторической связи друг с другом, в их взаимной связи и взаимном влиянии друг на друга. При этом, конечно, необходимо помнить о том влиянии на развитие, которое оказывают ранее созданные и унаследованные структуры, о том усложнении, которое вносят в ход процесса различные свойства горных пород и неравномерность самого процесса, неравномерное распределение сил, например, при появлении дисгармонических структур.

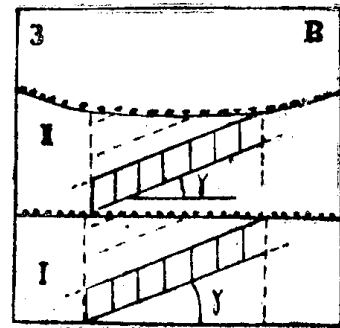


Рис. 18.

<sup>1)</sup> Нужно иметь в виду, что то же будет и при тангенциальных пластических дислокациях без продольного изгиба.

Если наш метод призван сыграть известную роль при изучении уже существующих структур, то едва ли меньшее значение имеет и вторая сторона метода, его обратное применение, т. е. не расшифровка сложных наблюдаемых структур путем „снятия“ той или другой фазы дислокаций, а, наоборот, точное воспроизведение эффекта, какой окажет на ту или другую структуру образование воображаемой складки в следующую фазу тектогенеза. Одна из замечательных и основных сторон научного мышления в зрелой стадии развития наук заключается в возможности предвидеть ход процессов по правильно установленным закономерностям. Вспомним хотя бы предсказание точного положения для определенного времени нового спутника планеты, затем обнаруженной на небосклоне телескопом. До известной степени и здесь появляется возможность предвидеть более или менее точное поведение структур под влиянием последующих дислокаций того или другого направления, той или иной интенсивности.

Поясним эту мысль следующим образом. Если, как показано на рис. 19, мы подвергнем определенную, готовую структуру, например, меридиональную синклинали, поперечному (I) или косому смятию (II и III) с образованием в новую фазу синклинали широтного (I), северо-восточного (II) или северо-западного (III) направления, то можно, с помощью предлагаемого здесь метода, предвидеть, какие получатся горизонтальные сечения складок первой фазы. Эти сечения, показанные в горизонтальном ряду Б (рис. 19) и повторенные на рис. 19, IV, оказываются довольно характерными в разных случаях. Так, для комбинации I они симметричны, а для II и III асимметричны, причем расположение острых и тупых углов ( $\alpha$  и  $\beta$ ) дает возможность правильно определить СВ или СЗ простирание складки предыдущей фазы. Без учета этих особенностей мы могли бы произвольно и вслепую сочетать различные сечения (а—е) складок друг с другом и получать самые различные возможные простирания их. Конечно, применение нашего прибора при наличии достаточного количества замеров <sup>1)</sup> может дать исчерпывающий ответ в каж-

дом конкретном случае на вопрос о простирании складок, или какой вариант их выбрать из возможных. Но применяя его, подобно вышеизложенному, к заранее предусмотренным случаям, мы можем даже пред-

<sup>1)</sup> Из этого ясно, что наш метод предъявляет новые повышенные запросы к качеству геологических карт, требуя максимальной фиксации структур, особенно вблизи поверхностей углового несогласия.

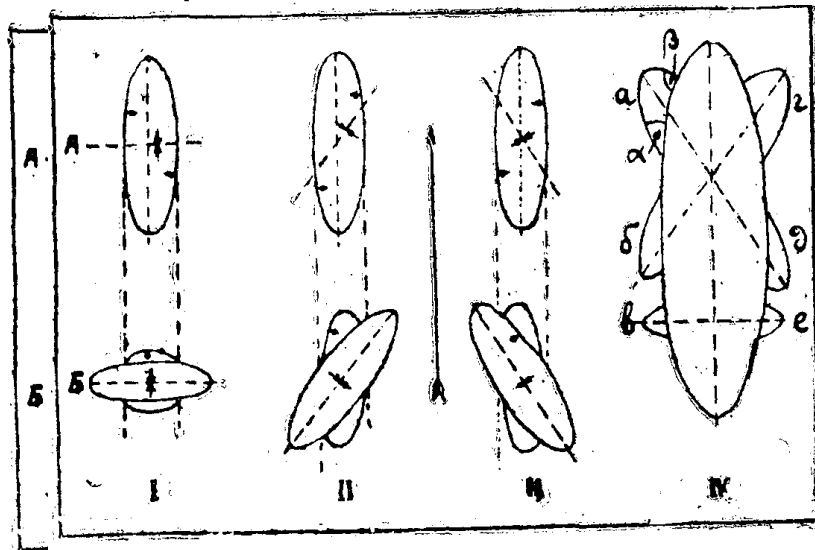


Рис. 19.

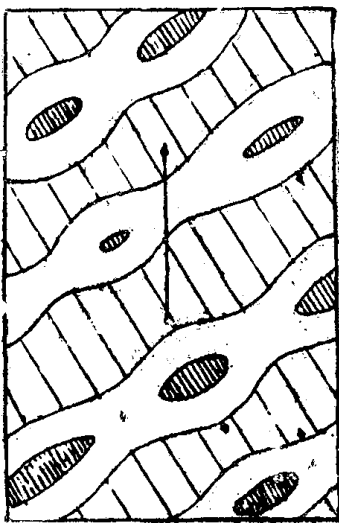


Рис. 20.

сказывать по тем или иным деталям структур правильное решение нашей задачи.

Еще один пример, последний. С помощью предлагаемого метода можно проанализировать вопрос о природе брахискладчатости. Известно, что волнистость осей складок, а следовательно, и брахискладки могут возникнуть в результате одной фазы складчатости, как следствие растягивания или развальцовывания вдоль оси складок горных пород, которые, несмотря на такое удлинение, не могут раздвигать свои концы вбок из-за сопротивления соседних пород. Таким образом, это удлинение осуществляется путем превращения прямой оси в волнистую кривую линию. Известно также, что падение оси в таком случае, во-первых, меньше, чем падение крыльев, и, во-вторых, вообще обычно не превышает  $10-15^\circ$ .

Но так как обновленная (дискордантная) складчатость иногда встречается, то и она может вызвать или усилить существующую волнистость осей; в таком случае, во-первых, оси могут быть наклонены, даже круто, вплоть до  $90^\circ$  и, во-вторых, вздымания и погружения осей в соседних складках расположены в данном месте закономерно, по одному направлению, как результат наложения более поздних складок определенного простирания (например, как изображено на рис. 20). Какой именно будет эффект от этого наложения обновленной (релегатной) складчатости на ту или иную структуру, это опять-таки можно более или менее отчетливо видеть с помощью применения нашего метода.