

В. Ярошевский

---

ТЕКТОНИКА РАЗРЫВОВ И СКЛАДОК

В. Ярошевский

---

ТЕКТОНИКА РАЗРЫВОВ И СКЛАДОК

Wojciech Jaroszewski

---

TEKTONIKA USKOKÓW I FAŁDÓW

В. Ярошевский

---

# ТЕКТОНИКА РАЗРЫВОВ И СКЛАДОК

Перевод с польского Е. ФЕДАКА  
Под редакцией доктора геол.-мин. наук

А. Е. МИХАЙЛОВА

3405



МОСКВА «НЕДРА» 1981

**Ярошевский В.** Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. — М., Недра, 1981. 245 с., ил. — Пер. изд., Польша, 1974.

Книга состоит из трех частей. В первой («Теоретические основы тектоники») излагаются основные понятия этой дисциплины, приводятся различные сведения: о полях сил и деформаций, графическом выражении напряжений, теориях разрушения горных пород. Вторая часть («Тектоника разрывов») посвящена характеристике и классификации разрывных нарушений, их происхождению и структурному проявлению. Описаны крупные надвиги, показана роль воды в образовании сбросов. Третья часть («Тектоника складок») содержит геометрическую характеристику и классификацию рассматриваемых нарушений, изложение методов реконструкций различного типа складок и складкообразования.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, может быть использована также студентами геологических специальностей вузов.

Табл. 6, ил. 318, список лит. — 747 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Книга, которую автор предлагает советскому читателю, представляет попытку сжатого изложения современных взглядов на происхождение элементарных тектонических структур — разрывов и складок. Для этой цели необходимо было применить соответствующую терминологию и привести некоторые методические данные.

Под понятием генезиса структур автор подразумевает физические механизмы (в их конкретных геологических проявлениях), приводящие к образованию разного рода разрывов и складок и их простейших сочетаний, связанных общим происхождением. В отличие от большинства учебников по структурной геологии и тектонике, данная книга не претендует на объяснение широкого круга геотектонических проблем. С другой стороны, она не углубляется в принципе в специальную проблематику мелких деформаций, возникающих в результате преобразований вещества горных пород (перекристаллизационный кливаж, деформации в условиях метаморфизма и т. п.). Указанные ограничения несомненно лишают эту книгу универсальности и обобщающего размаха, которые свойственны трудам, исходящим из одной геотектонической концепции. Однако автор придерживается мнения, что тектогенетические процессы нельзя подчинять единой, общепринятой схеме и что на уровне элементарных структур, их физико-геологической природы широкие обобщения более обоснованы, чем в сфере геотектонических концепций, ибо такие исследования имеют единую методическую основу. Большинство структур и структурообразующих процессов может проявляться в разных геотектонических условиях и в таком значении их можно назвать элементарными.

Изучением генезиса тектонических структур занимается тектонофизика — научная дисциплина, богатая традициями и очень бурно развивающаяся в Советском Союзе. В настоящее время тектонофизика располагает огромным фактическим материалом и развитой методикой исследований. Ввиду этого не представляется возможным в одной небольшой книге из-

ложить весь мировой опыт в данной области. Автор стремился наметить лишь контуры проблематики, представить основные взгляды и привести библиографические источники. При этом автор не пренебрегал основами знаний, которые необходимы для последовательного и систематического изложения материала, не уклонялся и от многих классических взглядов, отход от которых в последнее время в большей степени вызывался господствующей модой, чем действительной потерей их актуальности. По мнению автора, для широкого круга геологов и для решения практических задач важны не столько основательные теоретические геолого-структурные анализы, сколько их результаты, облегчающие понимание структурообразующих процессов. Изложение этих результатов и является основной целью настоящей книги.

Время, необходимое для перевода книги, отразилось несколько на ее актуальности. Частично этому воспрепятствовали дополнения, введенные в процессе подготовки книги к изданию. Автор все же надеется, что книга окажется полезной для советского читателя, хотя бы в качестве источника информации о некоторых, менее известных взглядах, высказанных в польской и другой трудно доступной зарубежной литературе. Эта информационно-библиографическая функция «Тектоники разрывов и складок» достигается путем многочисленных ссылок на высказывания в литературе разных стран. Те части книги, которые лишены ссылок, касаются общепринятых взглядов или же собственных, до сих пор не опубликованных взглядов автора.

Издательство «Недра» уже много лет сотрудничает с Геологическим издательством в Варшаве. Итогом этого сотрудничества является ряд изданных в Польше книг советских авторов. Автор надеется, что его книга хотя бы в небольшой степени будет способствовать обмену взглядами между геологическими службами наших дружественных стран.

*Войцех Ярошевский*

Целью науки является понимание, а не накопление данных и формул

Джон Зиман

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Общеизвестно, что тектоническая литература на польском языке немногочисленна. Это касается в основном трудов методического характера, а не региональных работ, которые проводятся в Польше довольно широко. Мы не будем здесь перечислять заслуги многих выдающихся геологов в изучении тектонического строения страны и создании нескольких центров научной деятельности. И все же парадоксально, что несмотря на эти большие достижения тектоническое обучение в высших учебных заведениях полностью основывается на трудно доступных зарубежных учебниках, а в дискуссиях и публикациях проявляются разногласия в трактовке самых элементарных понятий. Поэтому возникла необходимость дать польскому читателю такую информацию по тектонике, которая, с одной стороны, имела бы методическое значение в наших условиях, а с другой, — вносила бы упорядочение в понятийную и терминологическую базу. Настоящая книга должна частично решить эту задачу в отношении разрывов и складок.

Выбор тематики книги не случаен. Изданный Геологическим издательством перевод книги В. Е. Хаина «Общая геотектоника» должен удовлетворить потребности в области науки о крупнейших структурах и общих закономерностях тектонического развития. Готовящаяся к изданию книга «Глубинная геология» З. Котаньского содержит сведения о методах изучения геологического строения, основанных на буровых и геофизических материалах. Геологический институт издает труды «Геологическое строение Польши», которые включают фундаментальные работы по региональной тектонике. Вне тематики этих

книг остаются принципы изучения и описания самых распространенных тектонических структур среднего порядка — разрывов и складок. Эти проблемы занимают в зарубежной литературе несравненно больше места, чем в литературе, издаваемой в Польше. Единственной книгой, содержащей современную трактовку элементарных структур, является учебник «Динамическая геология» М. Ксенжкевича, не охватывающий, однако, из-за своей разносторонности всей проблемы. Учебник успешно используется в обучении польских геологических кадров, он по праву завоевал приоритет по многим терминологическим вопросам.

Основное внимание в работе «Тектоника разрывов и складок» сосредоточено на генетических проблемах, так как они менее изучены в Польше и вызывают наибольшие разногласия. Иногда еще можно услышать мнение о том, что рассуждения на тему генезиса тектонических структур относятся к сфере свободной фантазии, и они не имеют никакого практического значения. Это мнение оспаривалось в начале нашего века выдающимся польским физиком Марьяном Смолюховским, которым доказывалась возможность решения тектоногенетических проблем с помощью физических законов. С того времени накопилась обширная литература в данной области, многие проблемы получили свое решение, но появилось много и новых вопросов. Однако почти никто уже не сомневается, что диапазон изучения тектонических механизмов будет тем шире, чем большая точность будет достигнута в их описании. Это вовсе не значит, что понятия, выраженные не математическим языком, не будут учитываться. Это означает, что лю-

бое тектоно-генетическое заключение должно учитывать общие природные законы, открытые другими научными дисциплинами, главным образом в сфере физики и технических наук. Это означает также, что для подготовки к неизбежной математической формализации геологии необходимо коренным образом упорядочить структуру ее понятий и четко осознать физическое содержание, какое мы приписываем отдельным понятиям. Именно понимание физической стороны тектонических процессов, их логическая систематика и четкость формулировок имеют, по мнению автора, более важное значение для широкого круга геологов, чем способность анализировать сложные теоретические гипотезы и бегло фиксировать множество примеров для разных структур. Глубокое понимание тектоно-генетических процессов раскрывает возможности более полного практического применения результатов исследований. Поэтому в настоящей книге много места отведено механике явлений и вместо сравнительных описаний рассмотрены структурообразующие механизмы; региональные примеры приводятся лишь для иллюстрации некоторых общих закономерностей.

Ограниченный объем книги не позволяет не только исчерпывающе, но даже бегло рассмотреть всю сложную проблематику. Замыслом автора являлось ознакомление с основами, открывающими доступ к более детальным разработкам. При этом автор сознательно выделял такие вопросы, которые имеют значение для тектоники Польши (например, тектоника разрывов), сокращая или полностью пропуская проблемы, роль которых для территории Польши до сих пор невелика (например, обширная проблема взаимной интерференции структур).

Является ли настоящая книга учебником? Если считать, что учебник — это совокупность общепринятых и бесспорных положений и законов в какой-либо области знаний, то «Тектоника разрывов и складок» учебником не является. Однако имеется много предпосылок, что эпоха подобных учебников (в области естественных наук) приближается к концу. Бурное развитие знаний не только обогащает новой информацией, но часто нарушает и са-

ми основы общепринятых понятий. Одновременно возникает явление «информационной одышки», приводящее к тому, что в движущейся лавине данных, часто противоречивых, очень трудно, а иногда и вовсе невозможно найти объективную правду. Возникает необходимость выбора: принять субъективный способ оценки и отбора данных или отказаться от каких-либо попыток актуального обобщения данных и в одиночку пробираться сквозь информационные дебри.

Автор избрал первый путь. Таким образом, настоящая книга в какой-то мере является отражением личных убеждений автора, результатом проведенного им отбора данных, полное рассмотрение которых потребовало бы значительного превышения принятого объема книги. Придерживаясь, однако, мнения, что роль работ подобного рода должна состоять также и в указании пути к основным первоисточникам, автор делает часто ссылки на важнейшую литературу. При этом соблюдался следующий принцип. 1. Предоставление преимуществ новейшим работам, в которых можно найти более ранние источники. 2. Отказ от цитирования работ, недоступных в Польше, за исключением отдельных классических или особо необходимых. 3. Отказ от цитирования большинства региональных работ. 4. Ссылки на некоторые важные работы (например, некоторые учебники), не цитируемые в тексте. Те части книги, где нет ссылок, отражают общепринятые положения или личные взгляды автора. С целью экономии места цитируется лишь около 1/3 использованной литературы.

Геологи, занимающиеся в Польше тектоникой, прекрасно знают, сколько затруднений возникает вследствие бедности нашей тектонической терминологии и многочисленных разногласий в ее применении. Автор был вынужден ввести ряд новых терминов или новых определений известных терминов в области тектоники и даже в области механики горных пород. Это вовсе не значит, что книга претендует на роль терминологического кодекса. Чтобы облегчить читателям пользоваться зарубежной литературой, в книге довольно широко применены иноязычные синонимы терминов. При

решении терминологических вопросов автор придерживался следующих правил. 1. Соблюдение условий логической последовательности и согласование с ними терминологии (а не наоборот). 2. Сохранение, если это было возможно, применяющихся терминов и значений. 3. Исключение отдельных геологических терминов для выражения какого-либо содержания, ранее уже определенных негеологическими терминами (например, техническими). 4. Отказ от иностранных терминов, имеющих свои эквиваленты в польском языке. 5. Исправление значений, явно отличающихся от общепринятого понимания за рубежом.

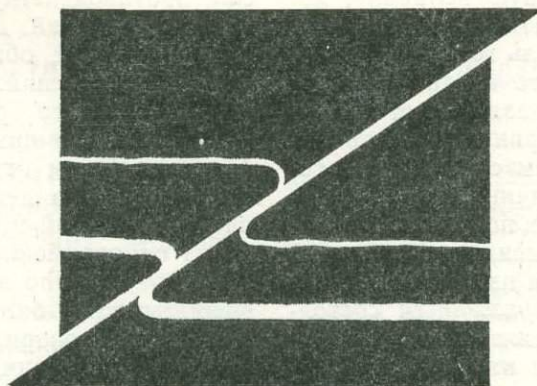
Терминологические разногласия, свойственные, впрочем, не только польским авторам, проявляются даже в области самых общих терминов. В связи с этим автор считает целесообразным уточнить, что под понятием «геотектоника» он подразумевает часть тектоники, которая занимается диастрофическими процессами в самом большом (глобальном или региональном) масштабе. Структурная геология представляется в понимании автора как описательная часть тектоники, относящаяся

преимущественно к средним и мелким структурам (однако тектоническая структура — это любое каким-то образом обособленное явление, независимо от масштаба). Сама тектоника — это более общая категория, объединяющая исследования тектонических процессов во всех масштабах и в разных направлениях. Важным предметом тектонических исследований является тектогенез — совокупность процессов, приводящих к формированию и преобразованию тектонических структур.

Тематика настоящей книги часто перемежается с техническими науками и инженерной геологией. Поэтому автор особенно благодарен проф. д-ру З. Глазеру — специалисту в области механики грунтов, за внимательный анализ теоретической части книги и многочисленные указания, использованные в окончательной редакции книги. Автор благодарен также доценту д-ру Я. Бурхарту и доценту д-ру В. Грохольскому за критический разбор первой редакции книги, а также д-ру Л. Высокинскому за обсуждение проблем механики горных пород.

*Войцех Ярошевский*

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТониКИ



## I. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Тектоника изучает происхождение, развитие и последствия *диастрофических* процессов. С физической точки зрения эти процессы сводятся к взаимным преобразованиям различных форм энергии, например тепловой в потенциальную (поднятие толщи горных пород подкоровыми конвективными течениями), потенциальной в кинетическую (гравитационное скольжение), кинетической в упругую (сжатие пород перемещающимися блоками земной коры). Решающая роль в окончательном проявлении диастрофизма принадлежит силам, возникающим во время этих преобразований. Эти силы создают напряжения внутри массивов горных пород, приводящие к нарушению их первичного залегания или к разрывам — разрушениям. Именно эти эффекты и являются основным предметом исследований тектоники. Виды деформаций и разрушений интересуют тектонистов, с одной стороны, как отражение современной структуры массивов горных пород, а с другой, — как предпосылки для предположений о причинах и механизме развития *диастрофических* процессов.

*Силой* (англ. force) называется мера воздействия на материальную точку какого-либо тела со стороны других тел или силовых полей. Сила является векторной величиной и обычно измеряется произведением массы, на которую

она воздействует, и ускорения, какое она сообщает этой массе. Величина силы, действующей перпендикулярно к поверхности тела, приходящаяся на единицу этой поверхности, в физике называется *давлением*, а в технике *нагрузкой*. Наиболее распространенными единицами давления являются техническая атмосфера ( $1 \text{ ат} = 0,968 \text{ атм} = 1 \text{ кгс/см}^2$ ) и бар\* ( $1 \text{ бар} = 1,0197 \text{ ат}$ ), часто применяемой единицей нагрузки является  $\text{кгс/см}^2$ . В международной системе (СИ) основной единицей давления является ньютон на квадратный метр поверхности ( $1 \text{ Н/м}^2 = 1 \text{ кгс/м} \cdot \text{с}^2 = 0,102 \cdot 10^{-4} \text{ ат} = 10^{-5} \text{ бар}$ ).

Непосредственное механическое воздействие одного тела (геологической единицы) на другое в геологии принято называть *нажимом*. Из сказанного следует, что под понятиями сил или нажимом в геологии подразумеваются внешние воздействия, например проявления сил со стороны платформы по отношению к формирующейся складчатой системе. В отношении же внутренних сил, возникающих, например, в сводах складок во время складко-

\* В конце книги помещены номограммы для перевода единиц измерения, применяющихся в настоящей работе, в единицы международной СИ.

образования, следует применять понятие напряжений.

*Напряжение* (англ. stress) является мерой внутренних сил, возникающих в твердом теле вследствие действия приложенных к нему внешних сил или других факторов, стремящихся деформировать это тело (см. ниже). Напряжение представляет тензорную величину, которую можно рассматривать как совокупность сил, действующих вдоль грани бесконечно малого куба, вписанного в данное тело. Поэтому для сложения и разложения напряжений нельзя применять принцип векторного исчисления (параллелограмм сил), точнее говоря, нельзя измерить величину напряжений. Тем не менее в практических построениях применяются понятия направлений и значений определенных напряжений и изо всей их совокупности, называемой *напряженным состоянием*, или *состоянием напряженности*, выделяются интересующие нас оси или траектории\*. Благодаря таким выделениям можно приближенно определить величину данного напряжения в виде частного внешней силы на площадь ее приложения (например, сечение растягиваемого стержня). Так как напряжение обычно распределяется неравномерно по всему сечению тела, то для определения величины напряжения следует принимать по возможности минимальное поле  $A$  сечения, на которое действует сила  $F$ :

$$\sigma = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{F}{A}, \quad (1)$$

Единицы напряжения в данном случае тождественны единицам давления — прежде всего кгс/см<sup>2</sup> (в СИ Н/м<sup>2</sup>). В англоязычной литературе часто встречается единица фунтсила на квадратный дюйм, что приблизительно соответствует 0,7 кгс/см<sup>2</sup> (символы: Lb/in<sup>2</sup> или psi).

В тектонике допустимо выделять указанным образом какое-либо направление напряжения, однако при этом необходимо иметь в виду, что напряжения, действующие вдоль остальных направлений, могут тоже иметь важное тектоническое значение.

Деформации и разрушения, таким образом, представляют результат общего напряженного состояния, а не только напряжения, действующего вдоль некоторой избранной оси.

*Деформация* (англ. strain, deformation) представляет изменение формы, объема или

одновременно и формы, и объема тела. Изменение формы дает *видовую деформацию* (формоизменение), изменение объема — *объемную деформацию*). Всякая деформация сопряжена с изменением в расположении элементарных частиц, что в случае с твердым телом неизбежно приводит к возникновению внутренних сил, противодействующих этому изменению, т. е. напряжений. Деформация твердого тела, таким образом, обязательно вызывает проявление напряжений. В тектонических рассуждениях принято рассматривать напряжение в качестве причины деформации (что удобно в практическом отношении), однако следует помнить, что в действительности возникновение напряжений неразрывно связано и происходит одновременно с процессом деформации.

Соответственно закону сохранения энергии, энергетический баланс должен быть уравновешен, иначе говоря, энергия, затраченная на процесс деформации, должна равняться новым видам энергии, проявившимся в итоге этого процесса. Итак, механическая энергия, ушедшая на образование антиклинали, должна соответствовать сумме потенциальной энергии поднятых масс горных пород, тепловой энергии, вызванной изгибанием и взаимным передвижением слоев и возможных других видов энергии (за счет сжатия пород и пр.). Следует отметить, однако, что тектонические структуры, как правило, не являются энергетически замкнутыми системами и, стало быть, в энергетическом балансе необходимо учитывать рассеивание энергии в окружающей среде, а также выделение ее из этой среды.

В тектонике деформации могут возникать под влиянием внешних сил (давление), силы тяжести, тепловых изменений, кристаллохимических и фазовых преобразований. С тектонической точки зрения к деформациям относится и само *движение* (*перемещение*) тектонических структур в пространстве, даже если их форма и объем при этом не изменяются (например, перемещения структурных блоков, ограниченных сбросами). При рассмотрении такого перемещения в более широком масштабе (например, движение покровов в сопоставлении со всей орогенной зоной) всегда выявляется, что под его влиянием тектоническая единица высшего порядка подвергается изменениям, которые входят в понятие деформации. В практике все же удобно рассматривать отдельно перемещение и деформацию. Так, например, в Татрах известны структуры, сформировавшиеся в раннюю стадию деформации, а в последующей, независимой фазе подвергавшиеся лишь перемещению в виде единого блока. С другой же стороны, исследование путей перемещения точек является важным

\* При рассмотрении более крупного пространства, в котором оси напряжений меняют свое положение, говорят о траекториях напряжений, т. е. линиях, в любой своей точке касательных к оси данного напряжения.

элементом анализа формирования отдельных структур [Howard, 1968; Elliott, 1972].

Конечным эффектом процесса деформации может являться *разрушение* (англ. failure) — резкая потеря или максимальное уменьшение сплошности пород\*. О процессах разрушения

в тектонике можно с уверенностью говорить лишь в тектонических экспериментах, так как в естественных структурах обычно наблюдаются только конечные результаты разрушения, не вызывающие потери сплошности пород.

## II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

С целью сокращения перечисленных элементов механической характеристики тектонических процессов создана система условных символов, согласованная с обозначениями, принятыми в технике, и в общих чертах унифицированная в международном масштабе (табл. 1).

Более детальная система обозначений применяется в структурной петрологии [Turner, Weiss, 1963]. Некоторые авторы используют кристаллографические принципы и основывают классификацию и обозначения тектонических явлений на их симметрии [Kirchmayer, 1965; Ноеррегер, 1972].

Таблица 1  
Тектонические обозначения

Характер системы	Название системы	Символы	Принятые условия
Сила (давление) Напряжение (давление, нагрузка)	Динамическая Механическая	$F_1, F_2, \dots, F_n$ Главные напряжения: $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	$F_1 > F_2 > \dots, F_n$ Ось $\sigma_1 \perp$ ось $\sigma_2 \perp$ , ось $\sigma_3$ $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ Напряжения сжатия — знак + Напряжения растяжения — знак — $a \perp b \perp c$
Движение (перемещение)	Кинематическая	Оси $a, b, c$	$a \perp b \perp c$
Деформация	Структурная	Оси $A, B, C$	$A \perp B \perp C$ $B$ — оси складок

## III. СИСТЕМЫ (ПОЛЯ) СИЛ, НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ

В тектонике важное значение имеют следующие системы сил (в технике называемые видами нагрузок): сжатие (сдавливание, компрессия), растяжение, сдвиг, изгиб, кручение (рис. 1.). В природе эти системы сил редко проявляются в чистом виде, чаще наблюдаются их разные сочетания. Так, например, при складкообразовании слои одновременно подвергаются сжатию и изгибу, а нередко и сдвигу, а также кручению.

Характер деформации в решающей степени определяется системой действующих сил и сопровождающей ее системой напряжений. Соотношения между напряженной системой и данной системой сил непостоянны и сложны. Они зависят от характера деформируемого те-

ла, его начальной формы, способа приложения нагрузки (площадной, линейный, точечный) и скорости ее приложения. Разнообразие этих условий, наряду с множеством вариантов си-

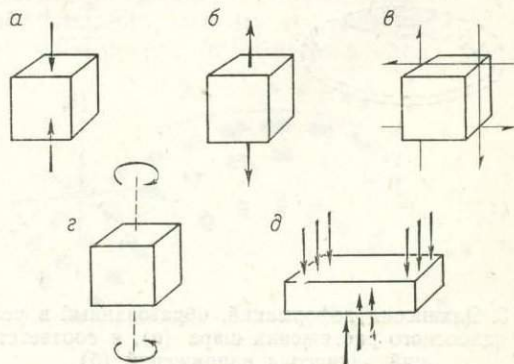


Рис. 1. Виды системы действующих сил при деформациях:

$a$  — сжатие,  $б$  — растяжение,  $в$  — сдвиг,  $г$  — кручение,  $д$  — изгиб

\* Разрушение рассматривается иногда более широко (например, в строительстве), как всякая необратимая деформация, выводящая из строя конструкцию или отдельные ее элементы. В геологии удобнее пользоваться приведенным, более узким понятием разрушения.

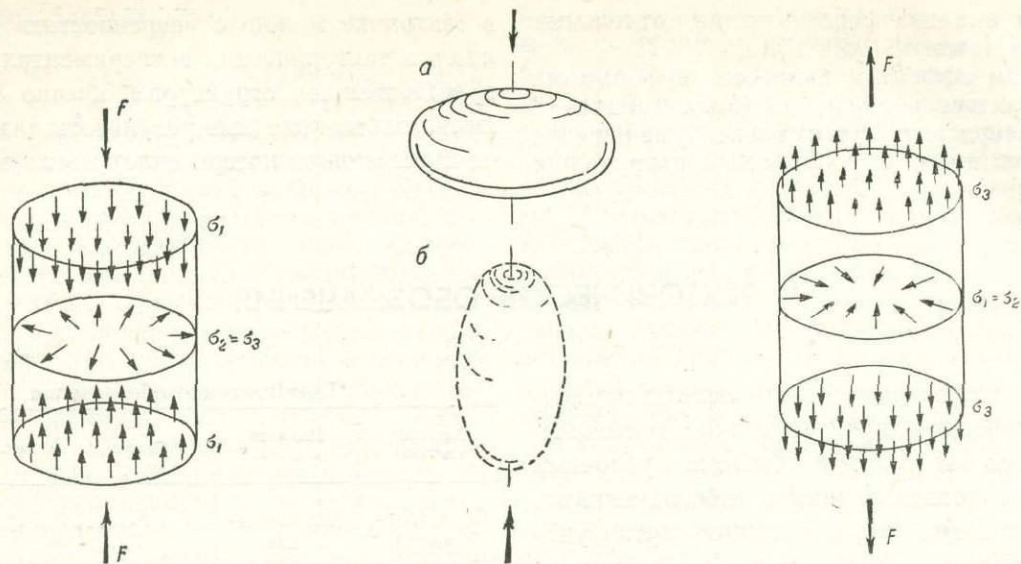


Рис. 2. Система напряжений при одноосном сжатии

Рис. 3. Эллипсоид деформаций, образованный в результате одноосного сжатия шара (а), и соответствующий эллипсоид напряжений (б)

Рис. 4. Система напряжений при одноосном растяжении

ловых систем, обуславливает огромное количество систем (полей) напряжений и, следовательно, разных видов деформаций. Рассмотрим

элементарные случаи полей напряжений, связанных с простыми системами сил. Для рассуждений используем однородное и изотропное тело (см. гл. IV), подвергающееся площадной постепенной (немгновенной) нагрузке, без доведения деформации до стадии разрушения.

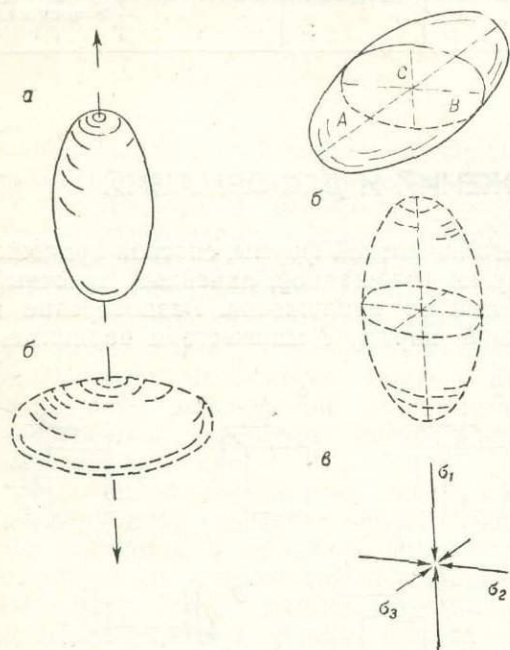


Рис. 5. Эллипсоид деформаций, образованный в результате одноосного растяжения шара (а), и соответствующий эллипсоид напряжений (б)

Рис. 6. Эллипсоид деформаций, образованный в результате трехосного сжатия шара (а), соответствующий эллипсоид напряжений (б) и система нагрузок, являющаяся причиной деформаций (в)

Систему напряжений наиболее наглядно можно представить посредством связанной с ней системы деформаций, так как в однородном и изотропном теле направления осей этих систем совпадают, а крайние значения напряжений и деформаций вдоль этих осей взаимно противоположны (см. рис. 6). Таким образом, поля напряжений, обусловленные элементарными системами сил, можно продемонстрировать на примерах деформации простейших геометрических тел. В качестве такого тела выберем для анализа шар, ибо эллипсоиды напряжений, соответствующие разным эллипсоидам деформаций (являющихся видами деформации шара), закономерно отражают тензорное распределение напряжения.

Одноосное (однонаправленное) сжатие вызывает проявление сжимающих условий в направлении действия силы сжатия (напряжения  $\sigma_1$ ) и растягивающих усилий по плоскостям, перпендикулярным к этому направлению ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) — рис. 2. Такую систему напряжений можно представить с помощью эллипсоида вращения веретенообразной формы, ибо шар, вписанный до деформации в тело, подвержен-

ное сжатие, превратился бы в противоположный эллипсоид дискообразной формы (рис. 3).

Одноосное растяжение вызывает растягивающие усилия в направлении действия растягивающей силы (напряжение  $\sigma_1$ ) и сжимающие усилия по плоскостям, перпендикулярным к этому направлению ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) — рис. 4. Такую систему напряжений можно изобразить с помощью эллипсоида вращения дискообразной формы, так как шар, вписанный до деформации в тело, подверженное растяжению, превратился бы в противоположный эллипсоид веретенообразной формы (рис. 5).

Трехосное сжатие (по трем взаимно перпендикулярным направлениям) создает напряженное состояние, которое зависит от соотношений величин трех нагрузок. В том случае, когда нагрузки одинаковы, напряженное состояние имеет гидростатический характер, каким обладают жидкости и газы в состоянии покоя. Единственной возможной формой деформации в данном случае может быть уменьшение объема. По мере возрастания одной из трех нагрузок напряженное состояние приближается к условию одноосного сжатия ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ). Когда все три нагрузки различны по своей величине, тогда напряженное состояние можно изобразить с помощью трехосного эллипсоида ( $A > B > C$ ), образующегося вследствие деформации шара под влиянием такой системы сил. Длины трех осей эллипсоида деформации в упругом теле будут обратно пропорциональны значениям нагрузок, действующих по соответствующим направлениям и, следовательно, длинам соответствующих осей эллипсоида напряжений (рис. 6).

Трехосное растяжение в тектонике почти не проявляется и поэтому здесь не рассматривается.

Сдвиг какого-либо элемента (действие на него пары сил) вызывает в нем стремление к вращению (ротации). Этому стремлению препятствует проявление пары сил противоположного направления (см. рис. 1, в). В таких условиях, когда элемент не имеет возможности свободного вращения, деформация стремится к искажению данного элемента: куб превращается в ромбоэдр, шар в трехосный эллипсоид, ориентированные наклонно (рис. 7). Оси максимального и минимального напряжений проходят диагонально по отношению к векторам сил, ось промежуточного напряжения перпендикулярна к плоскости действия этих векторов. В представленном на рис. 7 примере, называемом простым сдвигом, оси крайних напряжений по мере развития деформации меняют свое положение (ось промежуточного напряжения не перемещается). Поэтому такие деформации получили в тектонике название

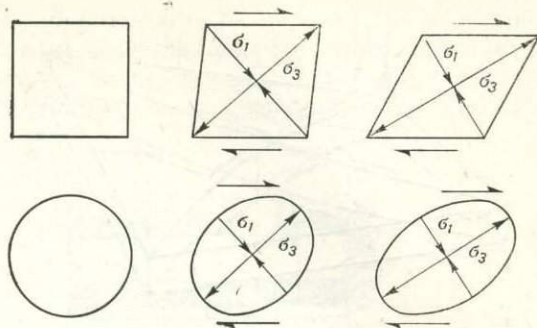


Рис. 7. Простой сдвиг куба и шара (в разрезе) и сопровождающая его система напряжений. Перпендикулярно к плоскости рисунка располагается ось промежуточного напряжения  $\sigma_2$  и не изменившийся во время деформации размер данных тел, соответствующий их первичному размеру

вращательных деформаций. Наблюдается, однако, особенный вид сдвига, называемый чистым сдвигом (см. рис. 31, 27), в котором ни одна ось напряжения в процессе деформации не изменяет своего положения. Такие случаи тектонисты называют невращательной деформацией, к которой относятся также сжатие и растяжение, изображенные на рис. 3, 5 и 6. Как видно из вышесказанного, оба упомянутых вида деформации могут давать одинаковый геометрический эффект и поэтому часто очень трудно их отличить. В качестве примера структуры, образующейся в основном в результате невращательной деформации, можно назвать симметричную стоячую антиклиналь, а структуры, образующейся, как правило, в результате вращательной деформации, — сильно асимметричную или наклонную антиклиналь. Необходимо при этом помнить, что вращение осей напряжений и структурных объектов может происходить не только в вертикальной плоскости, но также в горизонтальной и наклонных плоскостях.

Изгиб проявляется часто в процессах складкообразования, потому его следует рассмотреть на примере изгибаемого слоя (рис. 8).



Рис. 8. Система напряжений в изгибаемом слое, представленная с помощью эллипсов, образовавшихся вследствие деформации шаров, вписанных в слой до изгиба. Рисунок получен на основании экспериментальных данных,  $n$  — нейтральная поверхность

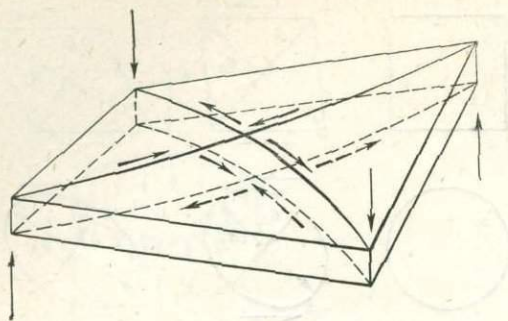


Рис. 9. Система напряжений в скручиваемой пластине горных пород, по данным Б. и Р. Уиллисов [1934] и Г. Д. Ажгирея [1966]

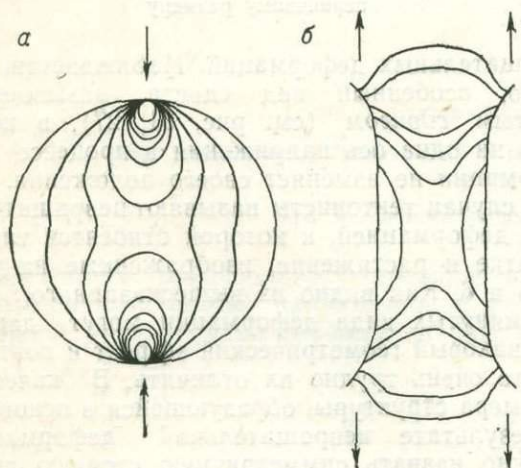


Рис. 10. Примеры расположения изохром в поляризационно-оптических образцах:

а — одноосное сжатие (при точечной нагрузке), б — одноосное растяжение

Во внешней (выпуклой) части образующейся дуги возникают растягивающие усилия ( $\sigma_3$ ), а во внутренней (вогнутой) — сжимающие ( $\sigma_1$ ). Значения этих напряжений резко уменьшаются в направлении внутренней части слоя

и достигают нулевого значения вдоль некоторой поверхности, в общих чертах отражающей очертания внешних поверхностей. Расположение этой нейтральной поверхности внутри сминаемого слоя зависит от многих обстоятельств, но обычно она находится ближе к внутренней поверхности дуги\*.

Кручение в тектонике может происходить в итоге проявления на какой-то площади вертикальных движений с разной амплитудой или разной направленностью. Напряжения, возникающие в таких условиях в пластине пород, показаны на рис. 9. Как можно убедиться, они составляют некоторую комбинацию напряжений, сопровождающих изгиб пластины по двум перпендикулярным плоскостям в двух разных направлениях.

Выше мы рассмотрели лишь качественные аспекты простых систем напряжений. Количественный аспект — абсолютные значения напряжений в тектонических структурах можно исследовать с помощью специальных моделей поляризационно-оптическим методом [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975]. Важным признаком является то, что напряжение в отдельных точках своих траектории непостоянны. Пространственное распределение колебаний напряжений в моделях изображают линии, названные изохромами, соответствующие сечению (вдоль рассматриваемой площадки) поверхности одинаковых значений разности напряжений  $\sigma_1 - \sigma_3$ . Примеры распределения изохром в моделях, подверженных действию простых силовых систем, показаны на рис. 10. Другие линии — изоклины иллюстрируют распределение траекторий напряжений, что имеет важное значение в случае сложных тектонических структур и силовых систем.

Новые многообещающие возможности анализа полей напряжений и деформаций предоставляют методы электрического (Czerwińska, 1974) и математического моделирования (см. с. 145 и 173).

#### IV. ОДНОРОДНОСТЬ И ИЗОТРОПНОСТЬ

Кроме системы действующих сил и способа приложения нагрузки, к основным факторам, влияющим на состояние напряжений и деформаций, относится характер деформируемого тела. Важным элементом механической характеристики тел является степень их однородности и изотропности.

Однородным (механическим) телом является такое тело, которое во всех своих точках характеризуется одинаковыми механическими свойствами, а неоднородным — тело с разными

свойствами в разных точках. Примером типичной тектонической обстановки, в которой проявляется данный признак, является складкообразование в свите слоев, отличающихся разной податливостью на смятие. В таких условиях часто возникают сложные дисгармонические структуры (рис. 11, см. также

\* При так называемом чистом изгибе пластины из изотропного материала нейтральная поверхность проходит посередине.

с. 169). Известны случаи, когда сильно выраженная неоднородность геологической среды сама является причиной образования структур, напоминающих тектонические. Два примера таких структур представлены на рис. 12 (см. с. 229). В меньшем масштабе влияние однородности на тектонические процессы можно проследить в обломочных породах, особенно в конгломератах. На рис. 13 показаны тектонические трещины одинакового генезиса, пересекающие кварцевые конгломераты с разным составом цементирующего вещества. Конгломерат на рис. 13,а пересечен нерегулярными трещинами, проходящими по менее прочному кремнистому цементу и огибающим более твердые обломки. В конгломерате, показанном на рис. 13,б, в итоге диагенетической перекристаллизации произошло выравнивание свойств цементирующего вещества и гальки. Поэтому возникшие позже трещины прямолинейны и пересекают одинаково цемент и обломочные компоненты. Из сказанного следует, что изучение такого типа явлений может быть полезно при определении относительного возраста тектонических процессов.

Составные компоненты пород, отличающиеся повышенной плотностью (галька, конкреции и др.), могут не только препятствовать, но и благоприятствовать развитию тектонических трещин; это касается и других причин неоднородности пород, таких как естественные пустоты, окаменелости и т. п. В местах сочленения таких механически неоднородных участков среды, подвергающейся воздействию тектонических сил, происходит *концентрация напряжений*, которая, как это хорошо известно в технике, является как правило, местом зарождения процессов разрушения. Высказываются мнения, что такую роль могут играть весьма незначительные неоднородности пород типа микроскопических трещинок, гранулометрических границ и даже дефектов кристаллической решетки. Перечисленным элементам в настоящее время придается большое значение в возникновении тектонических разрывов разного типа.

Механически *изотропным телом* называется такое тело, которое по всем направлениям проявляет одинаковые механические свойства,

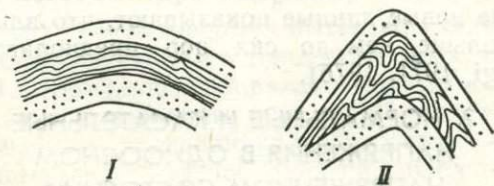


Рис. 11. Две стадии формирования дисгармонической антиклинали, сложенной песчаниками и глинистыми сланцами (разрез)

*анизотропным* — тело с разными свойствами по разным направлениям. Примером тектонического значения этого признака является складкообразование, которое не может проис-

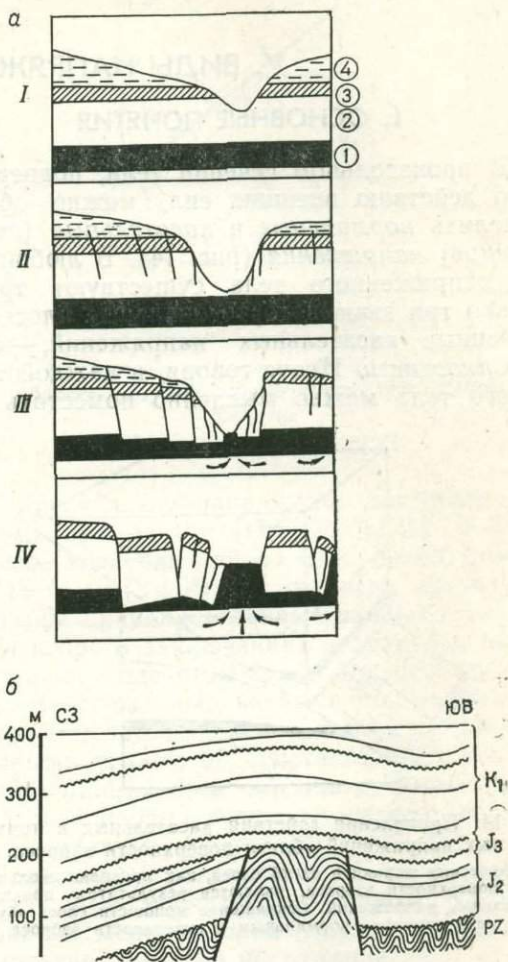


Рис. 12. Образование псевдотектонических структур в результате значительной механической неоднородности среды:

а — сбросы и диапиры на ручье Крупянка в Малых Пьенинах, Польские Карпаты (I—IV — стадии формирования): 1 — сферосидеритовые сланцы, 2 — криноидный известняк, 3 — желвачный и калписелловый известняк, 4 — известняки и мергели (по данным К. Биркенмайера [1958]), б — антиклиналь в Восточном Предкавказье, образованная в результате уплотнения глинистых отложений среднеюрского возраста, перекрывающих горст в жестком палеозойском основании [Арбатов, Назаров, 1972]

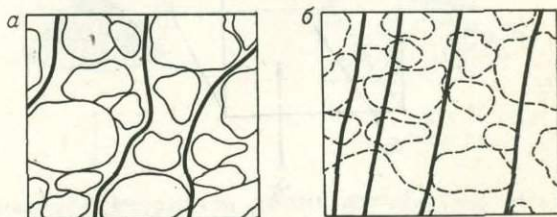


Рис. 13. Влияние степени однородности пород на характер тектонических трещин:

а — кварцевый конгломерат с кремнистым цементом, б — такой же конгломерат с перекристаллизованным (кварцевым) цементом

ходить в совершенно изотропной среде. Породы тем больше податливы на смятие, чем больше степень их анизотропии, обусловленной густотой межслойных поверхностей (см.

рис. 23,б), более или менее четкой ориентированной текстурой и т. п. Анизотропия играет также важную роль в процессах разрывной тектоники.

## У. ВИДЫ НАПРЯЖЕНИЙ И ИХ СООТНОШЕНИЯ

### 1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

В произвольном сечении тела, подверженного действию внешних сил, можно обычно выделить *нормальные* и *касательные* (скалывающие) напряжения (рис. 14). В любой точке напряженного тела существуют три и только три взаимно ортогональные плоскости, лишенные касательных напряжений, — *главные плоскости*. Иначе говоря, в каждой точке такого тела можно мысленно поместить бес-

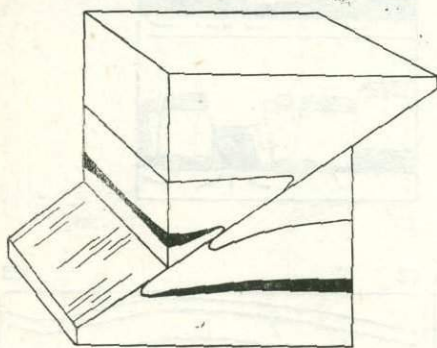


Рис. 14. Проявления действия касательных и нормальных напряжений вблизи поверхности взброса.

Тектонические штрихи и изгиб слоев, как признаки скольжения вдоль поверхности взброса, являются результатом проявления касательных напряжений. Сокращение мощности слоев обусловлено сжатием, нормальным к поверхности взброса

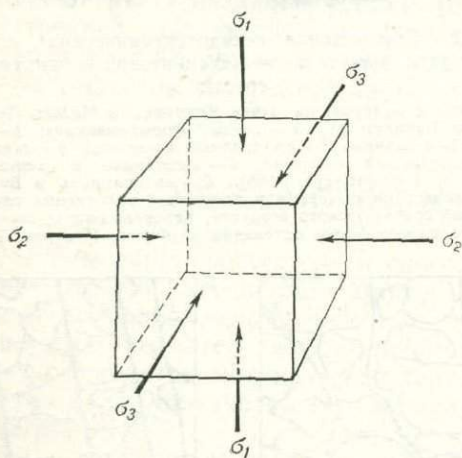


Рис. 15. Изображение бесконечно малого куба, грани которого представляют главные плоскости, а ребра — оси главных напряжений. Напряжения  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  могут быть положительными или отрицательными (сжатие или растяжение)

конечно малый куб, на грани которого действует единственно нормальные напряжения, носящие название *главных напряжений*. Ребра этого куба (линии пересечения главных плоскостей) являются *осями главных напряжений* (рис. 15).

Напряжения, действующие вдоль двух из этих осей, характеризуются крайними значениями во всей совокупности напряжений в данном теле: наибольшим ( $\sigma_1$ ) и наименьшим ( $\sigma_3$ ). На третью ось приходится напряжение промежуточного значения ( $\sigma_2$ ). В общей обстановке значения  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  различны ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ), но в частных случаях могут быть равны все три напряжения (гидростатическое напряженное состояние:  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ ) или два из них ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$  или  $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ).

Когда значения двух главных напряжений равны или близки нулю, то мы имеем дело с *одномерным* (одноосным) напряженным состоянием. Когда значение одного из главных напряжений равно или близко нулю, то *напряженное состояние* называется *плоским*, или *двухосным*. В тектонических процессах напряженное состояние почти всегда *трехмерное* (трехосное). Тем не менее многократно доказывалось [Akai, Mogi, 1970], что решающую роль в процессах деформации и разрушения играют крайние напряжения ( $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ), а на промежуточное напряжение ( $\sigma_2$ ) приходится, вероятно, не более 15% влияния напряжений, действующих в перпендикулярной плоскости [Leon, 1934]. В связи с этим в тектонических исследованиях обычно пренебрегают влиянием этого напряжения и процессы деформации рассматривают в плоскости действия главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ . Следовательно, в практике анализируется двухосное напряженное состояние, что, однако, не исключает целесообразности исследования тектонических структур в полном трехмерном виде. Впрочем некоторые новые данные показывают, что влияние  $\sigma_2$  больше, чем до сих пор предполагалось [Mogi, 1971, 1975].

### 2. НОРМАЛЬНЫЕ И КАСАТЕЛЬНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ОДНООСНОМ НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ

Вначале рассмотрим простейшее, одноосное напряженное состояние. Его можно предста-

вить на примере образца горной породы (например, в форме цилиндра), к двум основаниям которого приложены одноосные сжимающие усилия (рис. 16). Возникающие при таком сжатии поперечные растягивающие напряжения (см. с. 12, рис. 2 и 3) зависят от вида материала и в допустимых для наших рассуждений пределах ими можно пренебречь. Приблизительно такое состояние должно наблюдаться в основании отдельной возвышенности или холма, подверженных лишь действию собственной массы. Обозначив поперечное сечение образца буквой  $a$  и силу нагрузки через  $F$ , то в соответствии с упрощенным определением напряжения (с. 11) можем записать, что в этом сечении полное напряжение сжатия  $\sigma$  составляет:

$$\sigma = \frac{F}{a}.$$

Поперечное сечение, как перпендикулярное к оси главного напряжения (главная плоскость), лишено касательных напряжений.

Желая найти значения нормального и касательного напряжений в любом сечении, не являющемся главной плоскостью и, следовательно, наклоненном под углом  $\alpha$  ( $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ ) к оси образца (оси сжатия), находим составляющую силы  $F$ , перпендикулярную к плоскости данного сечения:

$$F_n = F \sin \alpha.$$

Так как площадь рассматриваемого сечения  $a'$  равна:

$$a' = \frac{a}{\sin \alpha},$$

то нормальное напряжение  $\sigma_n$ , действующее в данном сечении, равно:

$$\sigma_n = \frac{F_n}{a'} = \frac{F \sin \alpha}{\frac{a}{\sin \alpha}} = \frac{F}{a} \sin^2 \alpha = \sigma \sin^2 \alpha. \quad (2)$$

Соответствующее вычисление касательного напряжения  $\tau$  будет следующее:

$$\begin{aligned} F_t &= F \cos \alpha, \\ \tau &= \frac{F_t}{a'} = \frac{F \cos \alpha}{\frac{a}{\sin \alpha}} = \frac{F}{a} \cos \alpha \sin \alpha = \\ &= \sigma \cos \alpha \sin \alpha = \frac{\sigma}{2} \sin 2\alpha. \end{aligned} \quad (3)$$

Из этих простых формул вытекают следующие выводы, касающиеся одноосного сжатия.

1. Нормальное напряжение достигает максимальной величины при  $\alpha=90^\circ$  ( $\sin 90^\circ=1$ ) в сечениях, перпендикулярных к оси сжатия; минимальное, нулевое значение наблюдается при  $\alpha=0^\circ$  ( $\sin 0^\circ=0$ ) в сечениях, параллельных к оси сжатия.

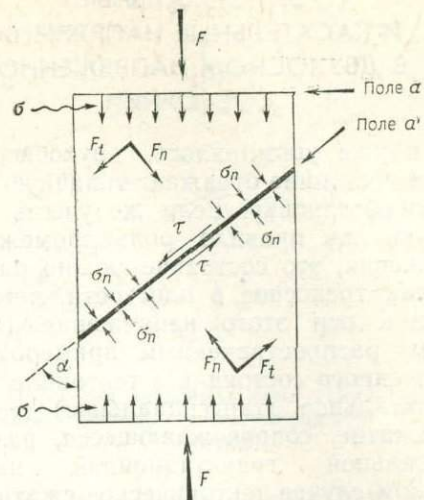


Рис. 16. Нормальное и касательное напряжения в разрезе образца породы, подвергающегося одноосному сжатию.

Объяснения символов в тексте

2. Касательное напряжение достигает максимума при  $\alpha=45^\circ$  [ $\sin(2 \cdot 45^\circ)=1$ ] и имеет нулевое значение при  $\alpha=0^\circ$  и  $\alpha=90^\circ$  [ $\sin(2 \times 0^\circ)=0$ ,  $\sin(2 \cdot 90^\circ)=0$ ] согласно приведенному выше правилу (главные плоскости).

Из второго заключения следует, что внутри цилиндра, подвергающегося одноосному сжатию, максимальные касательные напряжения возникают вдоль поверхностей конусов с вершинными углами  $90^\circ$ , составляющих угол  $45^\circ$  с осью цилиндра; в образце в форме прямоугольного параллелепипеда им соответствуют пирамидальные поверхности (рис. 17).

Приведенные заключения, как и данные, помещенные в следующей главе, относятся в равной мере к образцам, испытываемым как на сжатие, так и на растяжение.

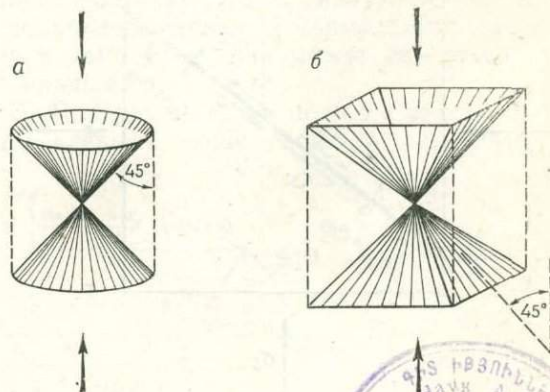


Рис. 17. Поверхности максимального сдвига в образцах, подвергающихся одноосному сжатию:

$a$  — цилиндрический образец (поверхности конусоидальные);  $б$  — образец в форме прямоугольного параллелепипеда (поверхности пирамидальные)

### 3. НОРМАЛЬНЫЕ И КАСАТЕЛЬНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ДВУХОСНОМ НАПРЯЖЕННОМ СОСТОЯНИИ

Как уже упоминалось, двухосное напряженное состояние отражает типичную тектоническую обстановку. Если же учесть незначительную, как правило, роль промежуточного напряжения, это состояние можно рассматривать как трехосное в плоскости, перпендикулярной к оси этого напряжения (рис. 18). Самым распространенным примером такого напряженного состояния в тектонике является горизонтальное (тангенциальное) тектоническое сжатие, сопровождающееся, разумеется, вертикальной гравитационной нагрузкой. В данном случае тектоническое сжатие играет обычно роль максимального напряжения ( $\sigma_1$ ), а гравитационная нагрузка — минимального напряжения ( $\sigma_3$ ). Наблюдаются, однако, и противоположные случаи, например, горизонтальное растяжение. Нередко также величина гравитационной нагрузки занимает промежуточное значение между двумя главными напряжениями, действующими в горизонтальной плоскости. В таком случае процесс деформации следует анализировать именно в этой плоскости (в плане), а не в вертикальной плоскости (в разрезе). Наклонные (по отношению к поверхности Земли) положения осей главных напряжений могут возникнуть вблизи земной поверхности, например в связи с неровностями рельефа или же в глубинных частях земной коры. Вблизи поверхности они не

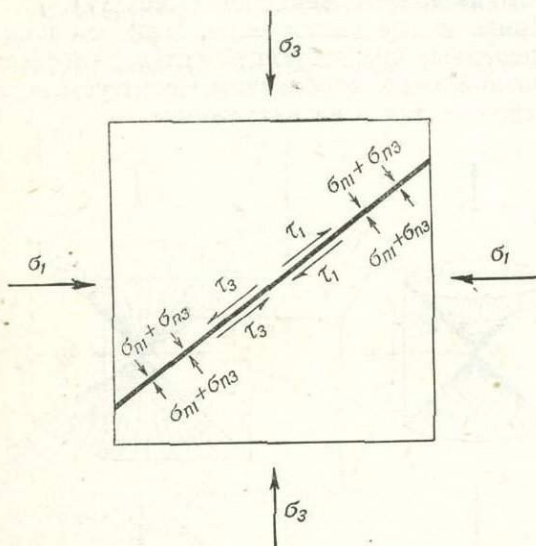


Рис. 18. Нормальные и касательные напряжения в разрезе образца, подвергающегося двухосному сжатию.

Для упрощения рисунка главные напряжения показаны внешними стрелками — вместо сил, которые создают эти напряжения. Неописанные параметры рисунка те же, что и на рис. 16

могут проявляться в региональном масштабе, так как у поверхности Земли, соприкасающейся с такими разреженными средами, как гидросфера и атмосфера, какие-либо касательные напряжения практически не возникают и, следовательно, она должна рассматриваться как главная плоскость.

Приступая к рассмотрению нормальных и касательных напряжений в сечении\* образца при двухосном сжатии, следует иметь в виду, что нормальное напряжение  $\sigma_n$ , пересекающее плоскость рассматриваемого сечения, является суммой нормальных напряжений  $\sigma_{n1}$  и  $\sigma_{n3}$ , обусловленных действием двух главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  (см. рис. 18). Можем, таким образом, записать:

$$\sigma_n = \sigma_{n1} + \sigma_{n3} = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cdot \cos 2\alpha. \quad (4)$$

Касательное напряжение  $\tau$ , наоборот, представляет разность касательных напряжений  $\tau_1$  и  $\tau_3$ , обусловленных действием двух главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , так как касательные напряжения  $\tau_1$  и  $\tau_3$  имеют противоположный знак:

$$\tau = \tau_1 - \tau_3 = \frac{\sigma_1}{2} \sin 2\alpha - \frac{\sigma_3}{2} \sin 2\alpha = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha. \quad (5)$$

Из приведенных формул вытекают следующие заключения, касающиеся двухосного сжатия.

1. В отличие от одноосного напряженного состояния, нормальное напряжение в данном случае характеризуется максимальными значениями в двух сечениях ( $\alpha=0^\circ$  и  $\alpha=90^\circ$ ), т. е. перпендикулярных к двум осям сжатия, следовательно, в главных плоскостях. Эти значения соответствуют значению того из главных напряжений, ось которого перпендикулярна к данному сечению.

2. Аналогично одноосному напряженному состоянию касательное напряжение снижается до нуля в сечениях, соответствующих главным плоскостям ( $\alpha=0^\circ$  и  $\alpha=90^\circ$ ), и достигает максимума при  $\alpha=45^\circ$ ; тогда значение  $\tau$  равно:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}. \quad (6)$$

Однако ввиду того, что двухосное напряженное состояние предопределяет перпендикуляр-

\* Это сечение характеризуется произвольным наклоном по отношению к оси образца (следовательно, и к оси сжатия), но оно перпендикулярно к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ . Иначе угол  $\alpha$  не был бы наибольшим представительным углом наклона сечения, определяющим величину углов между плоскостью сечения и осями сжатия.

ное положение рассматриваемых сечений по отношению к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$  (см. сноску на с. 18), то условия проявления максимального касательного напряжения будут удовлетворены лишь в двух сечениях, соответствующих *плоскостям максимального сдвига* (рис. 19). Они симметричны по отношению к осям напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , т. е. являются биссектрисами углов между указанными плоскостями. Таким образом, при трехосном напряженном состоянии ось напряжения  $\sigma_2$  совпадает с линией пересечения плоскостей максимального сдвига.

Особенно важное значение в тектонике имеет тот факт, выраженный в вышеприведенных формулах, что величина касательного (тангенциального) напряжения определяется не абсолютным значением главных напряжений, а разностью максимального и минимального напряжений ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), называемой далее сокращенно *разностью напряжений* (англ. differential stress, stress difference). Это приводит к тому, например, что в глубинных зонах земной коры, несмотря на огромную гравитационную нагрузку, возможность образования нормальных сбросов, являющихся часто результатом проявления касательных напряжений, будет весьма ограничена, ибо на больших глубинах боковое (горизонтальное) сжатие, возникающее вследствие этой нагрузки, достигает величины, близкой вертикальному напряжению (см. с. 28 и рис. 33). Изменение этой обстановки может произойти лишь в итоге уменьшения сжатия или даже проявления растяжения в каком-либо горизонтальном направлении, что происходит чаще всего в процессе регионального поднятия. Поэтому крупные нормальные сбросы, наблюдающиеся в глубинных горизонтах земной коры (например, в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы), как правило, формировались во время перемещения этих участков в верхние части земной коры.

#### 4. ДИАГРАММА МОРА

Рассмотренные в предыдущей главе связи между значениями главных напряжений и значением нормального и касательного напряжений в определенном сечении получили графическое выражение, предложенное Мором (1882 г.). Принцип диаграммы Мора, показанной на рис. 20, очень прост. Здесь она использована для изображения наиболее часто рассматриваемого в тектонике двухосного напряженного состояния. На оси абсцисс, являющейся осью нормальных напряжений  $\sigma$ , откладываем значения главных (максималь-

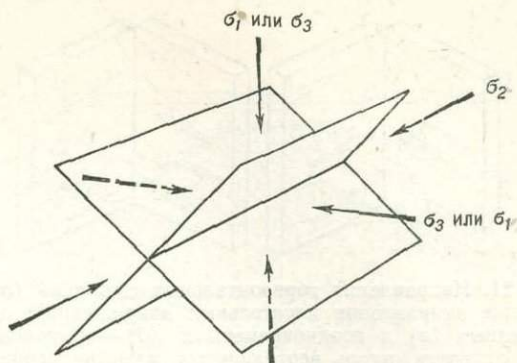


Рис. 19. Плоскости максимального сдвига в образце произвольной формы, подвергающемся трехосному сжатию

ного и минимального) напряжений и описываем окружность, диаметром которой будет отрезок  $\sigma_1\sigma_3$ . Эта окружность называется *кругом Мора*. Из центра этого круга (середины отрезка  $\sigma_1\sigma_3$ ) проводим прямую под углом  $2\alpha$  в положительную сторону от оси  $\sigma$ , где  $\alpha$  — угол между плоскостью рассматриваемого сечения и осью минимального напряжения ( $\sigma_3$ ). Прямую можно провести как над, так и под осью абсцисс. Координаты точки пересечения прямой с кругом Мора в системе  $\tau, \sigma$  соответствуют значениям нормального и касательного напряжения в данном сечении. Положительный или отрицательный знак величины  $\tau$  (точка пересечения над или под осью  $\sigma$ ) показывает направленность касательных напряжений, действующих в двух сечениях, симметричных относительно оси главных напряжений (с одинаковым углом  $\alpha$ ). В случае отрицательного знака одного или двух главных напряжений (одно- или двухосное растяжение) круг Мора будет частично или полностью располагаться слева (по стороне растяжения) от оси ординат, следовательно, и полученное значение нормального напряжения в данном сечении может оказаться отрицательным.

На диаграмме Мора можно легко проверить определенные выше свойства двухосной на-

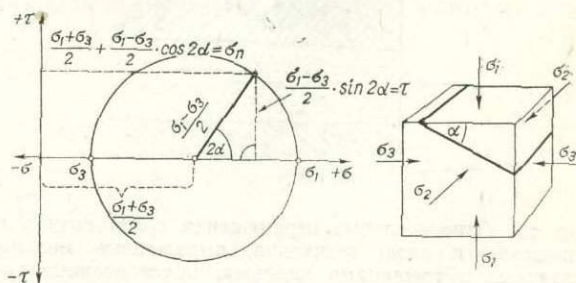


Рис. 20. Диаграмма Мора (объяснения в тексте)

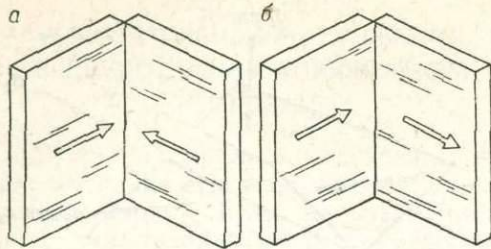


Рис. 21. Направления горизонтальных смещений (отражающие направления касательных напряжений): одновременных (а) и неодновременных (б) — независимых друг от друга, вдоль вертикальных, взаимно перпендикулярных поверхностей скола.

Стрелки показывают направление смещения блоков, прилегающих к поверхностям, изображенным на рисунке (направления определены по мелким тектоническим структурам)

пряженной системы. Соответствующий радиус круга Мора для двух сечений, эквивалентных главным плоскостям ( $\alpha=0^\circ$  и  $\alpha=90^\circ$ ), располагается на оси  $\sigma$  (со стороны  $\sigma_1$  или  $\sigma_3$ ), значит нормальное напряжение в данном сечении равно одному (соответственно) из этих главных напряжений, а касательное напряжение равно нулю. Наибольшее значение  $\tau$  будет при  $\alpha=45^\circ$ , ибо тогда соответствующий радиус круга Мора перпендикулярен к оси  $\sigma$ . Касательное напряжение в этом случае равно

величине радиуса и имеет значение  $\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}$ .

Необходимо отметить, что в двух произвольных сечениях, удовлетворяющих общему условию анализа двухосного напряженного состояния (см. сноску на с. 18) и взаимно перпендикулярных ( $\alpha$  и  $\alpha+90^\circ$ , следовательно,  $2\alpha$  и  $2\alpha+180^\circ$ ), соответствующие точки на окружности Мора будут диаметрально противоположны (по обе стороны от оси  $\sigma$ ). Значит касательные напряжения в этих сечениях будут одинаковы по величине, но с противоположными знаками. Эту закономерность можно практически использовать при анализе часто наблюдающихся скольжений вдоль более или менее перпендикулярных поверхностей. Если можно предположить, что эти поверхности во время перемещения были приблизительно перпендикулярны к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$  (например, наблюдаются горизонтальные штрихи на вертикальных поверхностях кливажа), а движение этих поверхностей было противоположное (рис. 21,а), то имеем право полагать, что оба перемещения происходили в одном и том же поле напряжений. Если же направленность движения была одинакова (рис. 21,б), то перемещения происходили независимо друг от друга.

## VI. НАПРЯЖЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИЯ

### 1. ОДНОРОДНЫЕ И НЕОДНОРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В главе III шла речь об общей пространственной зависимости между напряжением и деформацией в однородных и изотропных телах. Вполне очевидно, что неоднородность и анизотропность деформируемых тел значительно усложняют эту зависимость, равно как усложняет ее непостоянство системы напря-

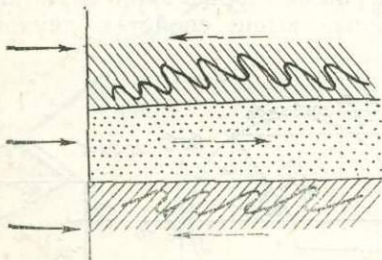


Рис. 22. Относительные перемещения слоев сланца по отношению к слою песчаника, выраженные мелкими складками и трещинами кливажа, обусловленные разным поведением этих слоев при сжатии в плоскости напластования [Teisseyre, 1959]

жений. Обе группы причин обуславливают обычно неоднородность деформаций. Из множества примеров такой неоднородности достаточно назвать три. В первом примере пачка слоев разного литологического состава подвергается сжатию в плоскости напластования; вследствие разного поведения дифференцированного породообразующего материала одни слои перемещаются по отношению к другим, образуя иногда мелкие тектонические структуры, напоминающие структуры совершенно другого генезиса (рис. 22; см. с. 194). Во втором соляной диапир при продвижении вверх встречает на своем пути соответственно ориентированные поверхности слоистой или трещинной анизотропии, он часто использует их и распространяется асимметрично в направлении, фиксированном этими поверхностями (вместо равномерного расширения по мере уменьшения бокового давления) — рис. 23,а. В третьем, смятию подвергается пачка слоев однообразного литологического состава, но с разными мощностями, то за счет одного различия в мощностях могут

возникать сложные дисгармонические структуры (рис. 23,б).

Формулируя общее правило, можно сказать, что *неоднородная деформация* (англ. inhomogeneous strain) в отличие от *однородной деформации* (англ. homogeneous strain) характеризуются тем, что первично прямые линии в итоге проявления деформирующих усилий становятся кривыми, первично параллельные линии теряют свою параллельность, а числовые и угловые коэффициенты, характеризующие величину деформации, будут разные по различным направлениям внутри деформированного тела (рис. 24). Таким образом, неоднородность деформации какой-либо тектонической структуры выражается практически в том, что в разных ее точках деформация имеет другой вид, что характерно для большинства структур. Однако тектонический анализ неоднородно деформированных структур облегчается тем обстоятельством, что соответственно малые фрагменты этих структур можно рассматривать в качестве однородно деформированных. Часто также совокупность смежных, неоднородно деформированных структур проявляет в целом признаки однородной деформации.

Из-за упомянутых сложностей в теоретических исследованиях зависимостей между напряжением и деформацией рассматриваются обычно лишь однородные и изотропные тела. Несмотря на то что горные породы и особенно их комплексы (участки земной коры) очень редко соответствуют таким условиям, все-таки закономерности, установленные в отношении тел однородных и изотропных, в общем значении применимы к геологической среде и поэтому играют существенную роль в тектонике. Это наиболее результативный подход в детальных тектонических исследованиях, дополняемый, по мере возможности, в каждом частном случае анализом влияния неоднородности и анизотропности на ход процесса деформации.

## 2. ВИДЫ ДЕФОРМАЦИЙ И ДЕФОРМИРУЕМЫХ ТЕЛ

Основным источником сведений о закономерностях деформации горных пород являются экспериментальные исследования, осуществляемые как с помощью стандартной аппаратуры для испытания разного рода материалов в технике, так и аппаратуры, созданной специально для геологических целей (см. рис. 34). Наиболее распространенным видом испытаний является одноосное сжатие образцов пород (обычно цилиндрической

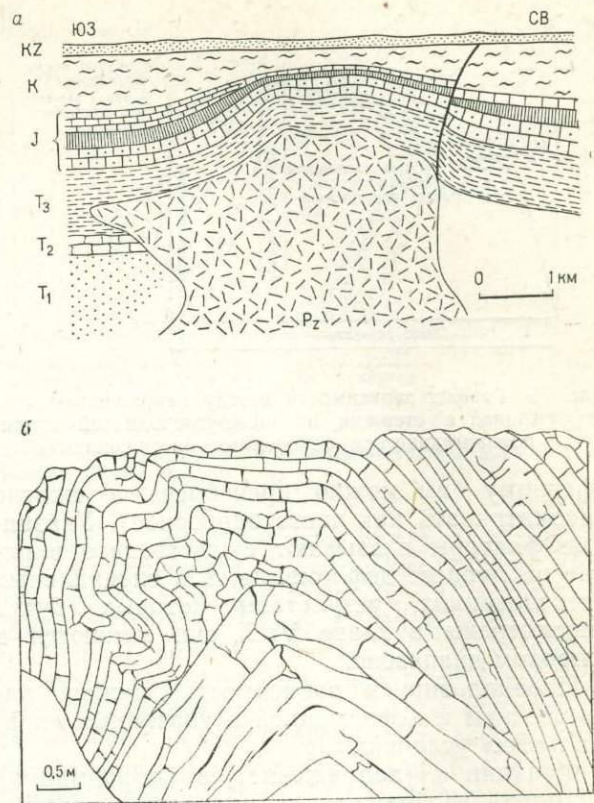


Рис. 23. Примеры неоднородных деформаций:

а — асимметричная форма соляного купола, обусловленная использованием мигрирующей солью анизотропии слоев вмещающих пород (в левой части разреза) и расслабления этих пород сбросом (правая часть). Соляной купол в Дравно, Западное Поморье (на северо-западе Польши), по А. Токарскому [1963], несколько изменено и дополнено. Буквенные индексы — общепринятые,  $P_z$  — цехштейновая соль внутри купола; б — дисгармоническое строение небольшой антиклинали в ракушечнике, обусловленное влиянием мощности слоев (густоты межслойных поверхностей) на интенсивность их смятия

формы) в гидравлическом прессе, снабженном устройством для регистрации прироста деформации (в данном случае сокращения длины образца) при заданных нагрузках. В таких испытаниях загрузка производится динамическим (быстрым), но не ударным способом, при комнатной температуре и окружающем (внешнем) давлении, равном атмо-

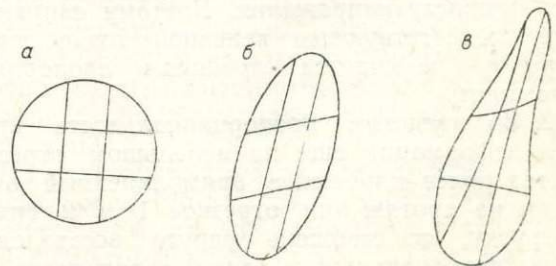


Рис. 24. Деформации круга (а): однородная (б) и неоднородная (в)



Рис. 25. График зависимости между напряжением  $\sigma$  и деформацией  $\epsilon$  стержня из низкоуглеродистой стали, подвергающегося одноосному растяжению

сферному (им можно пренебречь и сжатие рассматривать как чисто одноосное). Указанные факторы оказывают существенное влияние на процесс деформации, а в специальных исследованиях, результаты которых будут рассмотрены в главе VI.5., они меняются в широком диапазоне.

Проанализируем зависимость между напряжением и деформацией в указанных «нормальных» условиях.

Функции  $\sigma$  (напряжение),  $\epsilon$  (деформация) принято изображать с помощью графика в системе прямоугольных координат. В наиболее полном виде такой график можно получить лишь по некоторым металлам. Графики большинства горных пород только на некоторых отрезках совпадают с «полным» графиком. Поэтому рассмотрим его на примере типичного металла, применяющегося в технике, — низкоуглеродистой стали. Приведем наиболее часто проводимое на металлах испытание на растяжение, которое характеризуется общей аналогией с испытанием на сжатие. На рис. 25 представлен график  $\sigma/\epsilon$  одноосного растяжения стального стержня. Рассматривая от начала системы (начала деформации) этот график состоит из следующих отрезков.

1. Прямолинейный отрезок, вдоль которого прирост деформации прямо пропорционален приросту напряжения. Поэтому напряжение, соответствующее конечной точке этого отрезка, называется *пределом пропорциональности*.

2. За пределом пропорциональности кривая деформации еще на небольшом отрезке имеет более или менее прямолинейный вид. Если на протяжении отрезков 1 и 2 снять нагрузку, то стержень упруго восстановит свою первоначальную длину, теряя всего не более 0,02% длины (величина условная). Напряжение в конечной точке отрезка 2 назы-

вается *пределом упругости* (англ. elastic limit), а деформация на протяжении обоих отрезков до этой точки носит название *упругой* или *обратимой деформации*. С некоторой приближенностью предел упругости можно отождествлять с пределом пропорциональности.

3. За пределом упругости кривая деформации более или менее резко изгибается до горизонтального или слабо наклонного положения. Точка изгиба часто выражена резко. Соответствующее ей напряжение называется *пределом пластичности\**, или *пределом текучести* (англ. plasticity limit), так как после достижения этого напряжения дальнейший прирост деформации происходит без увеличения или при ничтожном увеличении напряжения, что и является признаком *пластической деформации\*\**. Второй признак такой деформации состоит в том, что после снятия нагрузки стержень не восстанавливает своей первоначальной длины. Пластическая деформация является, таким образом, *необратимой (остаточной)*.

4. Далее за горизонтальным или слабо наклонным отрезком кривая деформации снова поднимается более круто, что является следствием *упрочнения* (англ. strain hardening) материала в результате пластического течения. Достигнув некоторой кульминационной точки, которой соответствует напряжение, называемое *предельной прочностью* (англ. ultimate strength), кривая падает до точки *разрушения — конечной прочности* (англ. breaking strength, failure stress). Понижение кривой перед разрушением объясняется тем, что в конечной фазе растяжения в стержне образуется пережим, называемый *шейкой*, вследствие чего усилие, приходящееся на единицу площади сечения стержня (*истинное напряжение*), в этом месте резко возрастает, даже при уменьшении внешнего растягивающего усилия (*номинального напряжения*, отнесен-

\* Когда этот предел на кривой не выражен отчетливо, вместо него условно принимается точка, соответствующая остаточной деформации 0,2%. Предел пластичности в принятом здесь смысле не следует путать с одинаково названным параметром в механике грунтов, обозначающим некоторую величину влажности грунта.

\*\* Кривые деформации большинства плотных пород в «нормальных» условиях не имеют четко выраженного пластического отрезка. Точку изгиба таких кривых, приближенно соответствующую переходу обратной деформации в необратимую, следовало бы определять чисто описательным термином, каким является английский термин yield point — точка уступания. Этой точке соответствует напряжение, равное приблизительно пределу упругости (yield strength) — см. рис. 28. Точка уступания горных пород совпадает с резким перегибом кривой, за которым кривая снижается, достигая вскоре точки разрушения (см. рис. 27,а). В таких случаях эта точка соответствует точке предельной прочности



Рис. 26. Кривые упругого гистерезиса функции  $\sigma/\epsilon$ :

*a* — примерная теоретическая кривая упруго-пластического материала (объяснения в тексте), *б* — экспериментальные кривые кремнистых известняков из Недзицы [Thiel, 1966]

ного к площади первичного сечения стержня). Если вместо номинального напряжения отметим на графике истинное напряжение, то кривая деформации будет подниматься до точки разрушения (см. рис. 25). Это в одинаковой мере относится и к большинству испытаний разных материалов на сжатие (независимо от того, рассматриваются ли номинальные или истинные напряжения), ибо здесь вместо шейки образуется раздвиг («бочка») образца — увеличение площади поперечного сечения (следовательно, в данном случае кривая номинального напряжения будет подниматься более круто, чем кривая истинного напряжения). Сжатие пород в условиях повышенного окружающего давления выражено часто (в некотором интервале этого давления) понижением кривой  $\sigma/\epsilon$ , начиная уже с предела пластичности. Причина этого явления, названного *ослаблением* материала (англ. strain softening), рассматривается на с. 45. Также и в «нормальных» испытаниях горных пород при соблюдении постоянных условий эксперимента иногда наблюдается понижение конечного отрезка кривой деформации, что объясняется постепенным развитием процесса разрушения [Jaeger, Cook, 1971] (см. рис. 28).

Если на отрезках, рассмотренных в пункте 4, снять нагрузку, то стержень не восстановит своей первичной формы, значит мы имеем дело с остаточной деформацией. Ее часто называют также пластической, хотя в физическом смысле это не совсем правильно. Весь отрезок остаточной деформации (точнее, не обратимой мгновенно — см. с. 46 и рис. 51), не доведенной до разрушения (без разрыва сплошности), определяется термином *течение* (англ. flow).

Роль отдельных составляющих процесса деформации наглядно проявляется на кривой

гистерезиса функции  $\sigma/\epsilon$ , показывающей поведение материала в нескольких, быстро сменяющихся циклах нагрузки и разгрузки (рис. 26, *a*). Как видно по интервалам, обозначенным буквой *s*, «пластическая» (остаточная) деформация не ликвидирует предшествующей упругой деформации, а суммируется с ней: после разгрузки деформация уменьшается на величину, приблизительно равную первичной упругой деформации. Небольшие интервалы, обозначенные буквой *p*, показывают, однако, что полная упругая деформация всегда содержит некоторую, хотя и незначительную, необратимую составляющую, которая препятствует упругому восстановлению длины образца, какую он имел в момент разгрузки. На рис. 26, *б* показаны результаты испытания пеннинского кремнистого известняка на многократную нагрузку и разгрузку [Thiel, 1966]. Деформация здесь не достигла типичного пластического отрезка, но пластическая составляющая деформации в I серии опытов все-таки была больше упругой составляющей. В IV серии опытов (на том же материале) эти пропорции поменялись, а величина всей деформации, достигнутой после трех циклов нагрузок и разгрузок, уменьшилась наполовину. Сходные данные были получены и при испытаниях пород совершенно другого типа — глоботрункановых мергелей, что позволяет говорить о некоторой общей закономерности, отражающей более упругий и менее податливый характер многократных деформаций.

Из сказанного следует, что полная деформация пород (до истечения продолжительного времени — см. гл. VI.6) охватывает как упругие (обратимые), так и остаточные (в том числе и собственно пластические) деформации, причем их количественные соотношения

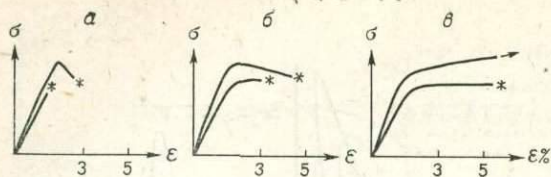


Рис. 27. Характерные кривые деформации пород разного типа:

а — хрупких, б — полухрупких, в — пластичных. Звездочками обозначены точки разрушения

могут быть весьма различны и трудно определяемы. Стало быть, часто употребляемое слово «пластичность» в смысле «способность к значительной неразрывной деформации, предшествующей разрушению» не является соответствующим термином. В тектонике в таком значении можно применять слово *податливость* (англ. ductility\*) — рис. 25 [Handin, Hager, 1957; Mogi, 1974], которому в технике соответствует термин *деформируемость*. Слово *пластичность* тогда сохранит свое чисто физическое (см. с. 22) и общеупотребительное значение («большая способность подвергаться остаточным деформациям, малая упругость»). В таком широком, обиходном значении этот термин и будет применяться нами в дальнейшем. Общеупотребительный смысл имеет в настоящей книге и слово *жесткость*, понимаемое как противодействие тела подвергаться каким-либо деформациям. Значит оно не является буквальной противоположностью общего значения слова «пластичность».

Сопоставив график на рис. 25 с соответствующими графиками сжатия различных плотных пород, можем заметить, что по комплектности кривых функции  $\sigma/\varepsilon$  горные породы подразделяются на три типа (рис. 27) [Heard, 1960].

1. *Хрупкие* (англ. brittle): точка разрушения располагается вблизи предела упругости, а линейная деформация, предшествующая разрушению, обычно не превышает 3%.

2. *Полухрупкие* или *промежуточные* (англ. semi-brittle, transitional): точка разрушения располагается вблизи предела пластичности или точки уступания, а линейная деформация, предшествующая разрушению, обычно не превышает 5%.

3. *Податливые* (англ. ductile): точка разрушения располагается далеко за пределами

\* Термин ductility в механике пород применяется также в смысле способности материала к остаточной деформации без потери способности выдерживать нагрузки (восходящий отрезок кривой  $\sigma/\varepsilon$  за точкой уступания), в отличие от противоположного термина brittleness (хрупкость) [Jaeger, Cook, 1971] (см. рис. 28). Однако в тектонике удобнее употреблять эти термины в указанном нами смысле.

упругости и пластичности (или точкой уступания), а линейная деформация, предшествующая разрушению, как правило, превышает 5%.

Многочисленные опыты показали, что в описанных условиях стандартных технических испытаний значительное большинство плотных горных пород проявляет хрупкие свойства и при их растяжении преобладает хрупкий вид деформации (слабо выраженная пластичность плотных пород при испытаниях на растяжение, как правило, вовсе не проявляется). Однако различные условия деформации, о которых говорилось в главе VI.5, могут коренным образом изменять свойства пород. Наиболее часто это встречается в процессах складкообразования. В таких случаях хрупкость пород обычно исчезает, но различия в их податливости проявляются по-прежнему. В более широком значении, чем рассматривалось выше, можно здесь говорить о более или менее податливом или неподатливом поведении пород. Приближенными эквивалентами этих понятий являются применяющиеся в англоязычной литературе и подвергавшиеся многократно критике [Белоусов, 1954, и др.] термины компетентности и некомпетентности пород.

### 3. СВОЙСТВА ПРОЧНОСТИ ПОРОД

*Прочностью* (англ. strength) называется способность тел сопротивления разрушающим нагрузкам. Иначе говоря, прочность — это максимальная величина напряжений, какие данное тело может выдержать, не подвергаясь разрушению. Эта величина, разумеется, изменяется в зависимости от разных напряжений и нагрузок. Для изучения деформаций горных пород наиболее существенное значение имеет анализ прочности при основных видах напряжений — сжатии, растяжении и сдвиге. Кроме того, различаются прочности при других видах нагрузок: изгибе, ударе и др.

Рассматриваемые в литературе свойства прочности горных пород касаются, как правило, номинальных предельных напряжений, и «нормальных» условий (комнатная температура, окружающее давление, приложение нагрузки мгновенное, но не ударное). Эти условия, к сожалению, не учитывают *анизотропии* свойств горных пород, обусловленной слоистостью [Kowalski, 1961], текстурной ориентировкой [Handin, Fairbairn, 1955; Wolters, 1970] и скрытыми ослабленными поверхностями [Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Kowalski, 1972], которая может достигать большой величины. В табл. 2 приводятся наиболее ча-

## Прочность пород и других материалов

Порода или материал	Прочность в кгс/см <sup>2</sup> (в среднем)		
	сжатие ( $R_c$ )	растяжение ( $R_r$ )	сдвиг ( $R_f$ )
Базальт	1500—3000	100—200	100
Гранит	1000—2000	50—150	150—300
Мрамор	900—1200	30—100	100—300
Известняк (средне-плотный)	400—1000	30—70	100—200
Песчаник (средне-плотный)	500—900	20—60	50—150
Сталь St 3 (0,15 % C)	2400 (предел пластичности)	3800	—
Бетон марки 140	140	13	—

сто наблюдающиеся интервалы прочности горных пород и других материалов, взятых для сравнения, при основных видах нагрузок.

Доказано, что прочность горной породы на сжатие в среднем в десять раз превышает ее прочность на растяжение:  $R_c : R_r \approx 10$ , причем величина этого отношения, колеблющаяся в значительных пределах, как правило, больше у хрупких пород и меньше у податливых. Таким образом, отношение  $R_c : R_r$  может служить в качестве приближенной меры податливости пород. Как видно из табл. 2, все горные породы характеризуются значительно большей хрупкостью, чем сталь и, как правило, несколько большей, чем бетон.

Издавна известно, что прочность всяких материалов значительно снижается при воздействии циклических нагрузок (чередующихся нагрузок и разгрузок). Это явление, обусловленное *усталостью материала* (англ. fatigue), в горных породах проявляется очень резко [Wolters, 1970]. В связи с этим высказывались мнения [Blanchet, 1957; Holmes, 1963 и др.], что трещины в породах могут возникать вследствие многократного повторения небольших напряжений, сопровождающих приливные пульсации земной коры.

Усталость такого типа можно назвать *динамической усталостью* (англ. dynamic fatigue). В последнее время в геологии большое внимание уделяется и *статической усталости* (англ. static fatigue). Более детально это явление исследовалось в кварце [Scholz, 1972], где оно выражено в виде образования мелких трещинок, снижающих напряжение (англ. stress corrosion), чему благоприятствует присутствие воды. Явление статической усталости еще не исследовано, тем не менее предполагается, что оно играет определенную роль в разрушении пород и развитии трещиноватости [Lajtai, 1977], а также в пластических деформациях [Scholz, 1968].

## 4. УПРУГИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Все связанные горные породы обладают свойствами твердых тел и поэтому процесс их деформации в ограниченном промежутке времени всегда включает некоторую упругую составляющую. Практически весьма часто вся деформация имеет упругий вид, т. е. разрушение наступает на линейном отрезке кривой деформации (исключительно хрупкие породы). Обычно все же деформация включает заметную остаточную составляющую, хотя часто ее нельзя отделить от упругой составляющей с помощью обыкновенного графика  $\sigma/\epsilon$  (рис. 28).

Как уже упоминалось, упругая деформация в опытах характеризуется обратимостью и приблизительно прямолинейным графиком функции  $\sigma/\epsilon$ . Вторым признаком упругой деформации нашел свое четкое выражение в *законе Гука* (1676 г.). Этот закон гласит, что в деформируемом материале наращивание деформации прямо пропорционально наращиванию нагрузки (напряжения), иначе говоря, удельная линейная деформация материала прямо пропорциональна вызывающему ее напряже-

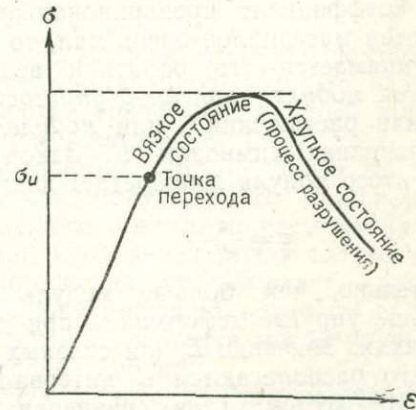


Рис. 28. Характерная кривая деформации неупругих массивных пород и некоторые элементы ее описания (см. сноску на с. 24)

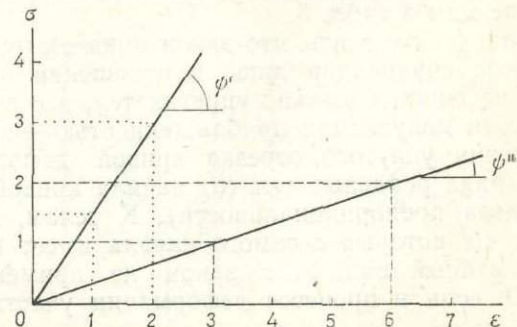


Рис. 29. График функции  $\sigma/\epsilon$  двух идеально упругих материалов,  $\varphi$  — угловая мера модулей упругости

Таблица 3

Коэффициенты упругости пород (средние величины)\*\*

Горная порода	Модуль линейной упругости (Юнга) $E$	Модуль упругого формоизменения $G$	Модуль упругой объемной деформации $K$	Коэффициент Пуассона $\nu$
	(кгс/см <sup>2</sup> )			
Базальт	$7,5 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$	0,2
Доломит	$6 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^5$	$9,4 \cdot 10^5$	0,2
Гранит	$5 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$	$5,5 \cdot 10^5$	0,2
Массивный известняк	$6 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$	0,2
Пористый известняк	$4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^5$	0,3
Пористый песчаник	$1,2 \cdot 10^5$	$0,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^5$	0,3 (массивный) 0,1)

\* Данные взяты из разных источников и касаются различных разновидностей каждого типа породы. Поэтому они частично не удовлетворяют условия (14) и (15), однако дают необходимое представление о порядке величин отдельных коэффициентов и их зависимости от литологии. Указанные числа относятся к условиям давления и температуры на поверхности земли.

нию (см. рис. 29). Этот закон можно выразить формулой:

$$\varepsilon = e\sigma.$$

Так как коэффициент пропорциональности  $e$  большинства материалов очень мал, то в расчетах принимается его обратная величина, называемая *модулем линейной упругости* при сжатии или растяжении\*, или *модулем Юнга*, обозначенная символом  $E$ . Закон Гука с учетом этого модуля приобретает вид:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E}. \quad (7)$$

Следовательно, чем больше модуль Юнга, тем меньше упругие деформации при данных напряжениях. Значения  $E$  для связных пород чаще всего располагаются в интервале  $1 \times 10^5$ — $7 \cdot 10^5$  кгс/см<sup>2</sup> (для сравнения: сталь  $2 \cdot 10^6$ , бетон  $2 \cdot 10^5$ , древесина вдоль тканей  $1 \cdot 10^3$ , каучук  $8$  кгс/см<sup>2</sup>). Средние значения модуля Юнга для некоторых горных пород приведены в табл. 3.

Следует отметить, что закон Гука в строгом смысле справедлив лишь в отношении несуществующих, идеально упругих тел, а с практической допустимой приближенностью — в отношении упругого отрезка кривой деформации ряда реальных тел (от начала кривой до предела пропорциональности). К телам, график  $\sigma/\varepsilon$  которых с самого начала имеет криволинейный вид, этот закон не применим, даже если в процессе деформации участвует

\* В некоторых материалах значения этого модуля при сжатии и растяжении различны.

значительная упругая составляющая. Большинство плотных горных пород проявляет существенное отклонение от закона Гука, однако оно не настолько большое, чтобы этот фундаментальный закон сопротивления материалов не мог составлять основу многих тектонических расчетов и чтобы ко многим породам нельзя было применить в каком-то практически важном интервале некоторые другие основные понятия теории упругости, которые рассматриваются ниже.

Закон Гука не предопределяет оси исследуемых деформаций и, таким образом, он в равной степени относится к деформации по всем направлениям. В изотропном материале модуль Юнга должен быть одинаков независимо от направления. Величина деформации вдоль разных осей зависит, следовательно, от напряжений, действующих по данным направлениям. Напряжения (и деформации) распределяются в зависимости от вида материала. Свойства материала в этом отношении отражает *коэффициент Пуассона*, обозначаемый символом  $\nu$ . Он определяет соотношения между относительными деформациями в двух взаимно перпендикулярных направлениях, возникающими в образце при одноосном сжатии или растяжении, т. е. отношение относительного поперечного сокращения к относительному продольному удлинению при одноосном растяжении образца или же отношение относительного поперечного удлинения к относительному продольному сокращению при одноосном сжатии образца. Если относительные деформации образца, возникающие в двух направлениях при одноосном сжатии, обозначим через  $\varepsilon_l$  и  $\varepsilon_s$  (рис. 30), то получим:

$$\nu = \frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_l}. \quad (8)$$

Экспериментальным путем доказано, что величина  $\nu$  располагается в пределах:

$$0 < \nu < 0,5,$$

откуда следует, что при одноосном сжатии или растяжении относительные поперечные деформации не могут превышать половины относительных продольных деформаций. Значения коэффициента Пуассона для связных горных пород в поверхностных условиях колеблются в интервале 0,1—0,4 (для сравнения: каучук 0,5, сталь около 0,3, пробка 0,00). Средние значения коэффициента Пуассона для некоторых пород приведены в табл. 3. Обратной величиной коэффициента Пуассона является *число Пуассона* ( $m=1/\nu$ ).

Приступая к рассмотрению деформаций в типичном для реальных условий трехосном

напряженном состоянии, необходимо иметь в виду, что деформация вдоль определенной оси представляет сумму или разность (в зависимости от знака) деформации, возникающей под влиянием напряжения, действующего вдоль этой оси, и деформаций за счет напряжений, действующих вдоль двух остальных осей. Так, например, при трехосном сжатии куба его сокращение вдоль одной из осей сжатия, например какой-то оси  $x^*$ , вычисленное по формуле Гука, следует уменьшить на величину относительного удлинения в том же направлении, возникающего вследствие одноосного сжатия вдоль осей  $y$  и  $z$ :

$$\epsilon_x = \epsilon_{x_x} - (\epsilon_{x_y} + \epsilon_{x_z}).$$

Деформация  $\epsilon_{x_y}$  в силу закона Гука равна:

$$\epsilon_{x_x} = \frac{\sigma_x}{E}.$$

Деформация  $\epsilon_{x_y}$  и  $\epsilon_{x_z}$  зависят от коэффициента Пуассона и равны:

$$\epsilon_{x_y} = \nu \frac{\sigma_x}{E}, \quad (9)$$

$$\epsilon_{x_z} = \nu \frac{\sigma_z}{E}. \quad (10)$$

Окончательная формула деформации вдоль оси  $x$  в нашем примере приобретет вид:

$$\epsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} - \left( \nu \frac{\sigma_y}{E} + \nu \frac{\sigma_z}{E} \right) = \frac{1}{E} [\sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z)]. \quad (11)$$

Формулы деформаций по осям  $y$  и  $z$  аналогичны, перестановке подлежат лишь символы  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  и  $\sigma_z$ .

Приведенные формулы, названные *обобщенным законом Гука*, играют в тектонике основную роль при определении напряженного состояния в земной коре в упругую фазу деформации, следовательно при вычислениях, связанных с анализом генезиса скола и некоторых сбросов. В точных расчетах следует, однако, учитывать влияние анизотропии пород на изменения их упругих свойств [Александров и др., 1968; Rodrigues, 1970]. Модуль Юнга в слонистых породах будет больше в направлении согласно напластованию и меньше перпендикулярно напластованию. По данным В. В. Ржевского [1975], соответствующий коэффициент анизотропии для большинства пород составляет 1,1—2,0.

\* Настоящие рассуждения справедливы по отношению ко всяким соотношениям напряжений и поэтому здесь приняты нейтральные обозначения  $x, y, z$ .

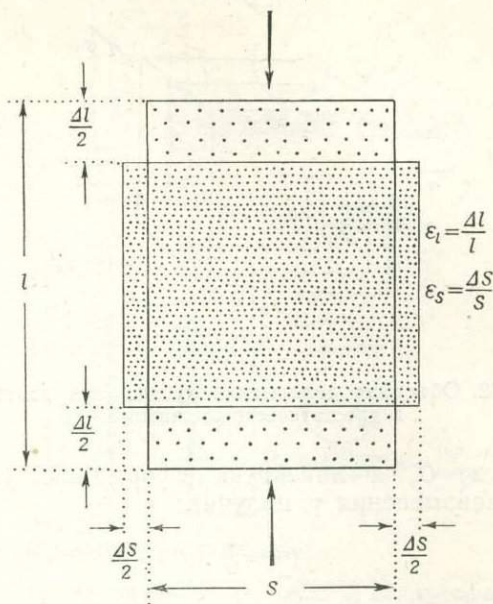


Рис. 30. Относительные деформации в разрезе образца при одноосном сжатии.

$\epsilon_l$  — относительная продольная деформация (вдоль оси),  $\epsilon_s$  — относительная поперечная деформация; сплошная линия — сечение образца до деформации, прерывистая линия — после деформации

Из числа параметров, характеризующих упругие свойства пород, следует назвать еще два. *Модуль сдвига*, называемый также иногда *модулем жесткости* (англ. shear modulus, rigidity modulus), играет такую же роль при сдвиге, как модуль Юнга при нормальных напряжениях (сжатия и растяжения). Когда на грани кубика действуют только касательные напряжения (чистый сдвиг — рис. 31), то угол  $\gamma$ , показывающий величину скашивания граней кубика, является мерой упругого формоизменения кубика.

Заменяя в формуле Гука модуль Юнга модулем упругого формоизменения (модулем

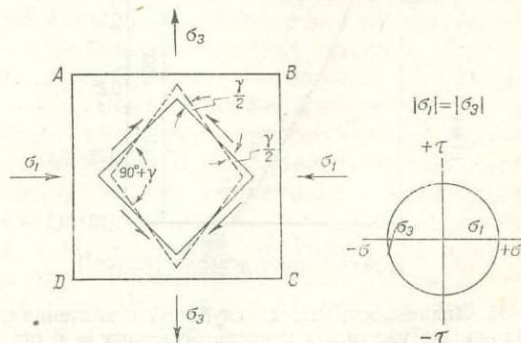


Рис. 31. Чистый сдвиг в кубике, вписанном в образец ABCD (в разрезе), и соответствующий круг Мора:  $\gamma$  — угол сдвига

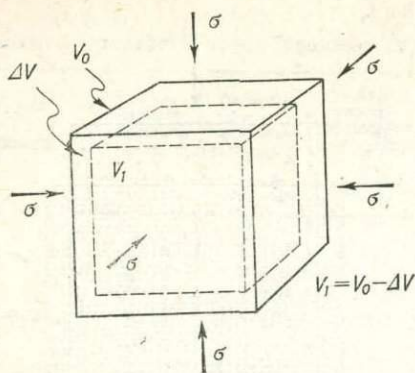


Рис. 32. Объемная деформация кубика под действием гидростатического сжатия  $\sigma$

сдвига)  $G$ , а линейную деформацию углом формоизменения  $\gamma$ , получим:

$$\gamma = \frac{\tau}{G}. \quad (12)$$

Таким образом, чем меньше модуль сдвига, тем легче достигается деформация сдвига, тем больший эффект производит действие пары сил. Следует при этом помнить, что указанные понятия касаются лишь упругой деформации, а не смещения после образования поверхности разрыва. Средние значения модуля упругого формоизменения для некоторых пород приведены в табл. 3.

Модуль объемной деформации или объемный модуль упругости, называемый также модулем сжимаемости (англ. bulk modulus),

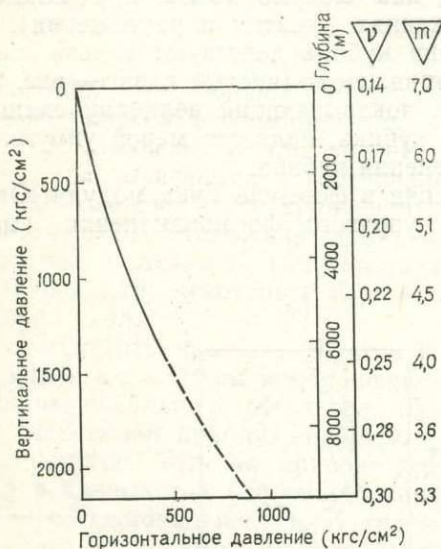


Рис. 33. Зависимость между глубиной и значениями коэффициента Пуассона  $\nu$  и числа Пуассона  $m$  и обусловленная этим зависимость между вертикальным (гравитационным) давлением и горизонтальным (боковым) давлением в двух плотных песчанниках, по Н. Д. Прайсу [Price, 1966], с изменениями

обозначенный символом  $K$ , является коэффициентом пропорциональности, характеризующим способность материала подвергаться упругому изменению объема без изменения формы. Такая деформация возможна в случае равномерного гидростатического давления (рис. 32). Исходя из закона Гука, можем написать:

$$dV = \frac{\sigma}{K}. \quad (13)$$

Следовательно, большой объемный модуль упругости означает малую упругую сжимаемость. Средние значения объемного модуля упругости для некоторых пород приведены в табл. 3.

Упругие постоянные  $E$ ,  $\nu$ ,  $G$  и  $K$  связаны друг с другом следующими соотношениями:

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)}, \quad (14)$$

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}. \quad (15)$$

Зависимость (14) отражает тот факт, что породы с высокими значениями модуля Юнга, к которым относится большинство магматических пород основного и среднего состава, значительно труднее подвергаются упругим формоизменениям, чем породы с более низкими значениями этого модуля, как, например, границы, не говоря уже о большинстве осадочных пород (см. табл. 3). Это является, по-видимому, одной из причин более густой трещиноватости в породах первой группы, растрескивающихся уже в первую фазу упругой деформации. Из выражения (15) следует, что если  $\nu \rightarrow 0,5$ , то  $K \rightarrow \infty$  (материал становится несжимаемым), и наоборот. Это значит, что чем больше сжимаемость материала, тем меньше возможность его упругого бокового расширения, например, под нагрузкой собственной массы, тем меньше будут поперечные напряжения, производные по отношению к «первичным» напряжениям. Итак, боковое (горизонтальное) напряжение под воздействием массы 1 км гранитного столба должно быть намного больше соответствующего напряжения, создаваемого 1 км столба песчанников, характеризующихся сходной средней плотностью, но значительно большей сжимаемостью, чем граниты (см. табл. 3).

В геологических исследованиях необходимо иметь в виду, что коэффициенты упругости в действительности непостоянны и зависят от условий деформации. Модули  $E$ ,  $G$ ,  $K$  в породах обычно уменьшаются с повышением температуры и возрастают при увеличении окружающего давления [Volagowich, 1960]. При этом изменчивость этих коэффициентов

в зависимости от давления не происходит линейно [Kulhawy, 1975]. Повышение окружающего давления вызывает, как правило, также и довольно резкое возрастание коэффициента Пуассона. Это значит, что с глубиной разница между вертикальным (гравитационным) напряжением и обусловленными им горизонтальными напряжениями должны затухать (рис. 33) до их полного выравнивания (гидростатическое напряженное состояние). Подставляя в формулу (11) значение  $\epsilon_x=0$ , т. е. отсутствие деформаций в горизонтальной плоскости; см. формулу (36), можно убедиться, что указанная обстановка появится при  $\nu=0,5$ . Таким образом, следовало бы ожидать, что в песчаниках (см. рис. 33), характеризующихся в поверхностных условиях низким коэффициентом  $\nu$ , гидростатическое напряженное состояние появится на глубине порядка двадцати километров. Однако рядовые породы обладают более высоким коэффициентом  $\nu$ , что обуславливает более резкое возрастание бокового давления с глубиной (см. рис. 38) и более быстрое достижение гидростатического напряженного состояния.

## 5. ПЛАСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Как уже было сказано, при нагрузках в «нормальных условиях» пластические свойства значительного большинства горных пород, т. е. их способность к необратимой деформации без разрушения, выражены весьма слабо. В связи с этим геологов издавна волновал вопрос: каким образом происходило образование расправленных по всему земному шару складок — типичных пластических деформаций без разрыва, появление которых при упомянутых условиях деформируемого материала не могло иметь места? Многочисленные испытания горных пород, проводящиеся с начала нашего столетия, доказывают, что решение этого парадокса скрывается во влиянии условий, в которых происходит процесс деформации. Наиболее важную роль среди них играют ограничивающее давление, температура, присутствие поровых жидкостей и время (скорость и продолжительность нагрузки). Рассмотрим последовательно значение этих факторов.

### РОЛЬ ОКРУЖАЮЩЕГО ДАВЛЕНИЯ

Влияние *окружающего давления* (англ. confining pressure), т. е. трехосного напряженного состояния, на деформацию пород можно исследовать с помощью специального

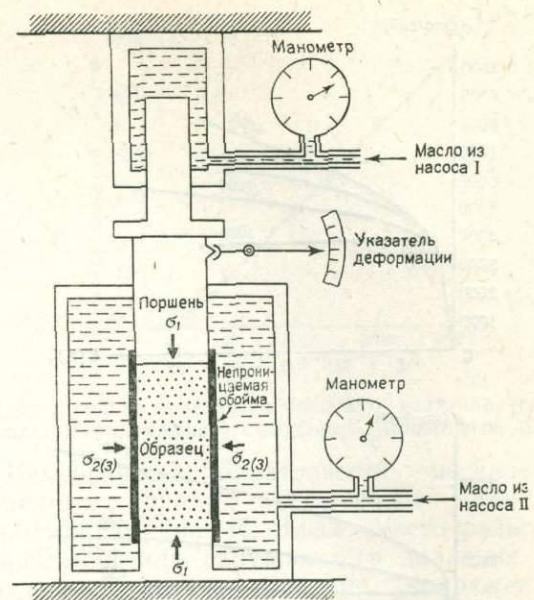


Рис. 34. Схема аппарата для испытания деформации массивных пород в трехосном напряженном состоянии

устройства [Kármán, 1911], представленного на рис. 34. Как показано на этом рисунке, образец горной породы (в форме цилиндра) подвергается действию окружающего давления, производимого жидкостью, следовательно, он равномерно сжимается по всей поверхности боковых стенок ( $\sigma_2=\sigma_3$ ): Одновременно образец сжимается вдоль своей оси гидравлическим штампом, обычно с силой, создающей давление, которое превышает боковое давление. Таким образом, по оси образца действует напряжение  $\sigma_1$ , а разность главных напряжений равна:

$$\sigma = \sigma_1 - \sigma_{2(3)}.$$

Как нам уже известно, напряжение гидростатического типа способно вызвать лишь объемную деформацию, значит формоизменение образца может совершаться под влиянием той разницы напряжений, которая как-будто «наложена» на гидростатическое состояние. Такая обстановка аналогична случаю, когда на какой-то глубинный, сжимаемый гидростатически, фрагмент литосферы воздействует наложенное, например горизонтальное тектоническое давление. В близповерхностных частях литосферы такой обстановке соответствует напряженное состояние, создаваемое массой пород. Следовательно, на графиках, получаемых в итоге рассматриваемых опытов, в качестве  $\sigma$  отмечается разница напряжений. Деформация  $\epsilon$  в *испытаниях на сжатие* (англ. compression teste), проводящихся наиболее часто, обозначает сокращение образца. В ис-

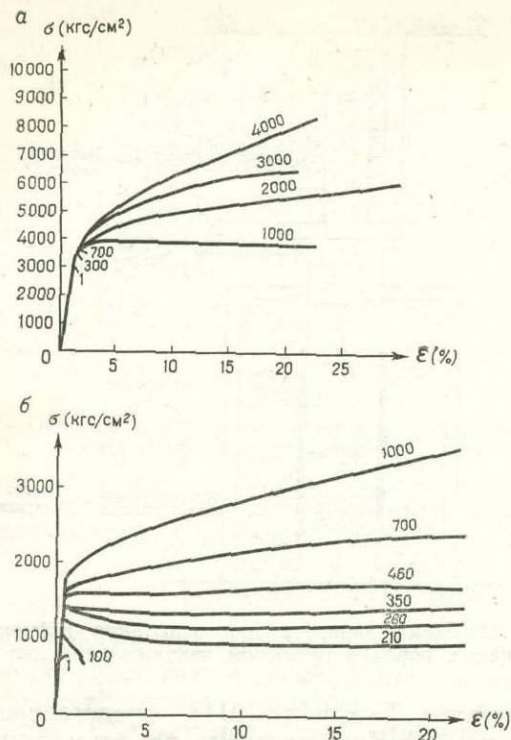


Рис. 35. Кривые деформации двух типов пород при разных внешних давлениях (указанных для каждой кривой в кгс/см<sup>2</sup>):

а — солонхофенский известняк [Robertson, 1955], б — мрамор из Уомби [Paterson, 1958]

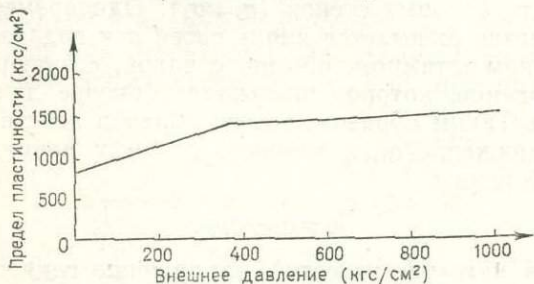


Рис. 36. Повышение предела пластичности мрамора из Уомби в зависимости от возрастания внешнего давления [Paterson, 1958]

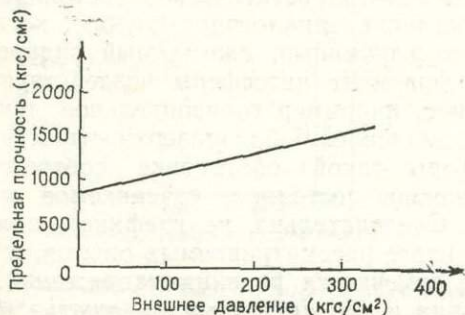


Рис. 37. Возрастание предельной прочности мрамора из Уомби с ростом внешнего давления [Paterson, 1958]

пытаниях на растяжение (англ. extension tests) боковое давление больше осевого. Таким образом, в данном случае окружающее напряжение  $\sigma_1 = \sigma_2$ , осевое напряжение  $\sigma_3$  и исследуемая деформация выражена удлинением образца.

Трехосные испытания связанных пород проводились в большом количестве, однако большинство из них охватывало два типа пород — мраморы и микритовые известняки. На рис. 35 представлены результаты двух испытаний на трехосное сжатие. На их основании можно сделать следующие заключения, которые в качественном отношении справедливы и к испытаниям на растяжение.

1. Высокое окружающее давление, начиная с некоторой критической величины, резко снижает сопротивление пород (усиливает деформацию), причем главным образом этот процесс совершается за счет резкого возрастания пластических деформаций. Упругие деформации возрастают незначительно, а предел пластичности тоже поднимается довольно медленно (рис. 36). Кривая деформации уподобляется кривой податливых пород (см. рис. 27).

2. Начальная прочность испытываемых пород (в данном случае на сжатие) под влиянием увеличения окружающего давления отчетливо возрастает (рис. 37) [Robertson, 1955; Mogi, 1974]. Следует указать, что в приведенных примерах испытания при высоких внешних давлениях не были доведены до точки разрушения.

3. Выше критического значения окружающего давления дальнейшее его увеличение вызывает все возрастающее упрочнение материала, что приводит к состоянию, когда одинаковым приростам разности напряжений соответствуют все меньшие наращивания деформаций. Вблизи самой критической точки кривые на некотором участке могут даже снижаться, что приводит к состоянию, при котором чем больше деформация, тем меньше усилие нужно для ее дальнейшего увеличения. Причина этого явления рассматривается на с. 45.

4. Среди пород с одинаковым минеральным составом (здесь кальцит), но с разной структурой порода более мелкокристаллическая (здесь микритовый известняк), отличается большей прочностью и пределы упругости и пластичности достигаются в ней обычно при более высоком  $\sigma$  и более высокой степени деформации — при любых значениях окружающего давления.

Вышеприведенные заключения, в особенности то, что хрупкие в обычных условиях породы при сравнительно небольших окружающих давлениях приобретают податливые свой-

ства (их кривая деформации напоминает кривую металлов), имеют важное тектоническое значение. Достаточно сказать, что критические значения окружающего давления, выше которых породы (см. рис. 35) становятся весьма податливыми, достигаются в земной коре (за счет одной гравитационной нагрузки, не учитывая возможного влияния наложенных тектонических напряжений) на глубине порядка нескольких километров (рис. 38). Так, для солехофенского известняка она составляет около 4,5 км, для уомбейского мрамора — уже около 1 км\*. Указанные глубины, таким образом, являются границей, ниже которой данная порода под действием мгновенной (но не ударной) нагрузки не подвергается разрушению в широком диапазоне деформации (не могут, например, возникать сбросы) и деформируется пластически. Другие условия деформации, как правило, действуют в направлении уменьшения этих критических глубин. Растягивающие же напряжения, наоборот, действуют в направлении их увеличения.

Трехосные испытания некальцитовых пород показали результаты, в качественном отношении сходные с вышеописанными. Количественный же образ, т. е. детальный вид кривых функции  $\sigma/\epsilon$ , при разных окружающих давлениях изменяется в зависимости от литологического состава пород. Представления о влиянии окружающего давления на прочность нескольких некальцитовых пород дают результаты проведенных испытаний (рис. 39). Вид полученных кривых противоречит общепринятым предположениям. Например, при внешнем давлении 1000 кгс/см<sup>2</sup> некоторые глинистые сланцы деформируются менее податливо, чем некоторые песчаники.

\* Этот мрамор, однако, отличается исключительными податливыми свойствами. Критическая глубина для других мраморов составляет около 3 км.

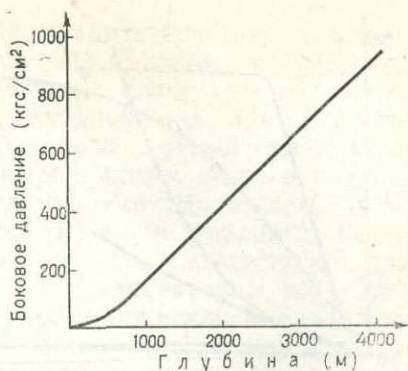


Рис. 38. Среднее повышение внешнего давления (горизонтальных напряжений) с глубиной [Salustowicz, 1965]

Изменчивость податливости нескольких осадочных пород с увеличением давления иллюстрирует рис. 40. Здесь вместо разности напряжений или окружающего давления использовано *среднее давление (напряжение)* (англ. mean pressure), равное 1/3 суммы трех главных напряжений. Имелось в виду, чтобы кроме влияния (на податливость и прочность) окружающего давления показать влияние и осевого напряжения [Robertson, 1955], что должно учитываться и с тектонических позиций, так как тектоническое давление несомненно повышает податливость пород, независимо от глубины. Обратное воздействие оказывает тектоническое растяжение, наложенное на окружающее давление. В трехосном напряженном состоянии, как и в одноосном, растягивающие напряжения повышают степень хрупкого разрушения.

В испытаниях на растяжение без приложения нагрузки вдоль оси образца или даже с применением растягивающего усилия для достижения определенной степени податливости потребовалось значительно большее окружающее давление, чем в испытаниях на сжатие (рис. 41). Как видно на рис. 41, солехофенский известняк характеризуется широким

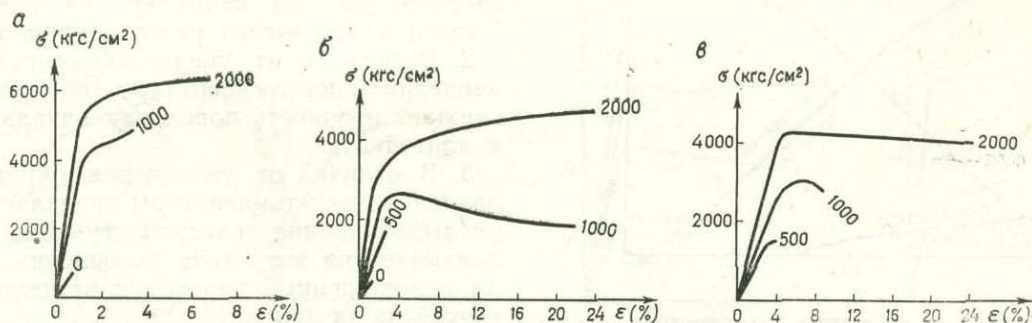


Рис. 39. Характерные кривые деформации трех видов пород при разных значениях внешнего давления, указанного для каждой кривой в кгс/см<sup>2</sup> [Handin, Hager, 1957]:

$\sigma$  — разность напряжений  $\sigma_1 - \sigma_3$ , окончания кривых соответствуют точкам разрушения; а — доломит из Люнинг, б — песчаник из Бернс, в — глинистый сланец из Мюди

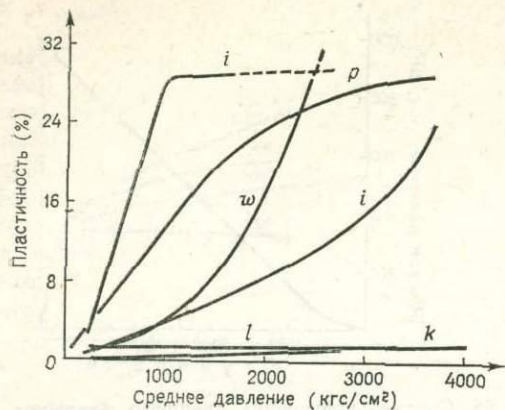


Рис. 40. Характерное изменение пластичности некоторых пород в зависимости от роста среднего давления [Handin, Hager, 1957]:

*i* — глинистые сланцы, *l* — уплотненный глинистый сланец, *w* — известняк, *p* — песчаник, *k* — кварцит

диапазоном условий, в пределах которого эта порода хрупка при растяжении и одновременно податлива при сжатии. Отсюда следует, что в глубинном интервале, соответствующем этому диапазону, могут возникать нормальные сбросы, связанные с растяжением, но невозможно образование взбросов, всегда сопровождающихся всесторонним сжатием. Выше этого интервала могут формироваться разрывные смещения разных типов, ниже не могут возникать никакие разрывы. В отношении солехофенского известняка границы упомянутого интервала, как можно видеть на рис. 41, проходят на глубинах порядка 15 и 3,5 км.

Классический трехосный аппарат, представленный на рис. 34, позволяет исследовать лишь частный случай трехосного напряженно-

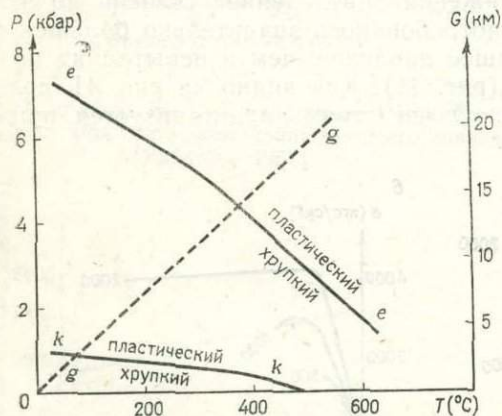


Рис. 41. Переход от хрупкого к пластическому способу деформации в солехофенском известняке в зависимости от возрастания окружающего давления  $P$  и температуры  $T$  с глубиной  $G$  [Heard, 1960]:

*kk* — испытания на сжатие, *ee* — испытания на растяжение, *gg* — геотермический градиент

го состояния ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ), который не соответствует многим обстановкам в верхних, тектонически активных зонах земной коры (где, как правило,  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). В связи с этим для тектоники большой интерес представляют испытания с помощью специальной аппаратуры, позволяющей осуществлять независимые нагрузки вдоль всех трех осей [Mogi, 1975]. В итоге таких, пока еще немногочисленных испытаний доказано, что по мере возрастания относительного значения  $\sigma_2$  несколько повышается прочность пород, отчетливо (у некоторых пород) повышается предел пластичности, усиливается упрочнение и значительно уменьшается величина пластической деформации, предшествующей разрушению. В общем итоге можно сказать, что чем больше роль  $\sigma_2$  в данном напряженном состоянии, тем труднее породы подвергаются пластической деформации и тем легче деформация завершается хрупким разрывом (при равных внешних давлениях).

### РОЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ

Чтобы приблизить результаты трехосных экспериментов к реальным геологическим условиям, необходимо учитывать, кроме повышенного окружающего давления, также и роль температур, более высоких, чем на земной поверхности. Влияние температур можно проследить по результатам опытов, представленных на рис. 42 и 43. На основании этих данных можно сделать следующие заключения.

1. Подобно повышенному окружающему давлению, рост температуры, как правило, увеличивает размер деформации, хотя при некоторых температурах и в некоторых породах это проявляется в незначительной степени или даже наблюдается уменьшение (пироксенит при  $800^\circ\text{C}$ ). Увеличение происходит исключительно за счет пластической деформации; величина упругой деформации при возрастании температуры по существу не изменяется. Предел пластичности резко понижается.

2. В отличие от увеличения окружающего давления, рост температуры обычно сильно снижает прочность пород как начальную, так и длительную.

3. В отличие от увеличения окружающего давления, рост температуры проявляется в виде выравнивания графиков функции  $\sigma/\epsilon$ , что указывает на затухание упрочнения материала и постепенный переход к истинно пластической деформации.

Приведенные выше заключения касаются, вероятно, большинства горных пород. Исключением является кварцит, который даже при очень высоких температурах и окружающих

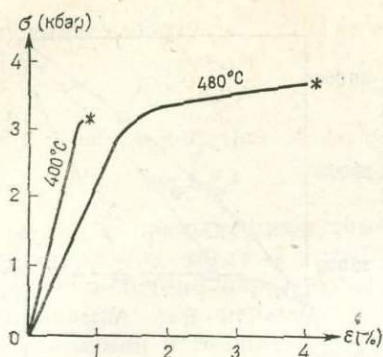


Рис. 42. Влияние температуры на деформируемость соленхофенского известняка при окружающем давлении равном атмосферному [Heard, 1960]

давлениях не проявляет признаков ни пластичности, ни снижения прочности. Отсутствие заметного влияния температуры до 300°C на прочность и податливость отмечено также в доломите [Handin, Fairbairn, 1955]. В некоторых породах, в определенном температурном интервале, происходит временное повышение прочности. По мнению В. В. Ржевского [1975], это свойственно прежде всего мелкозернистым породам, таким, например, как мелкозернистый песчаник (до 800°C) или серпентинит.

Так как в одних случаях влияния высоких температур и высоких давлений на деформацию пород взаимно редуцируются, в других же взаимно усиливаются (по-разному в разных породах), то теоретически очень трудно предугадать суммарный эффект этих влияний. Проведенные опыты с одновременным проявлением обоих факторов позволяют составить

более полную характеристику некоторых пород (см. рис. 41). Заметное на рисунке отчетливое увеличение пластического вида деформации с глубиной является единственным эффектом, который с уверенностью можно отнести ко всем породам. Можно предполагать на основании упомянутых опытов, что все осадочные породы, кроме кварцита, на глубине порядка 15 км, где господствуют давления около 5 кбар и температуры 300—500°C, будут деформироваться исключительно пластическим способом. Кристаллические породы в этих условиях еще сохраняют свои хрупкие свойства [Borg, Handin, 1966; Byerlee, 1967; Edmond, Murrell, 1973]. Сопоставимость результатов испытаний в рамках одного литологического типа пород относительно высокая [Handin et al., 1963].

### РОЛЬ ПОРОВЫХ ЖИДКОСТЕЙ

Все рассмотренные до сих пор исследования касались горных пород в сухом состоянии. Не подлежит, однако, сомнению, что породы, подвергающиеся тектоническим воздействиям, часто насыщены водой или водными растворами разных веществ. Чтобы убедиться, какое это имеет влияние на деформацию связных пород, проведен ряд опытов как на обыкновенной трехосной аппаратуре со снятой герметической обоймой (см. рис. 34) и с введением соответствующей жидкости, как фактора давления, так и на специально модифицированной аппаратуре, позволяющей подводить требуемую жидкость под напором, не зависящим от окружающего давления. Эти опыты дали интересные результаты, часть из которых

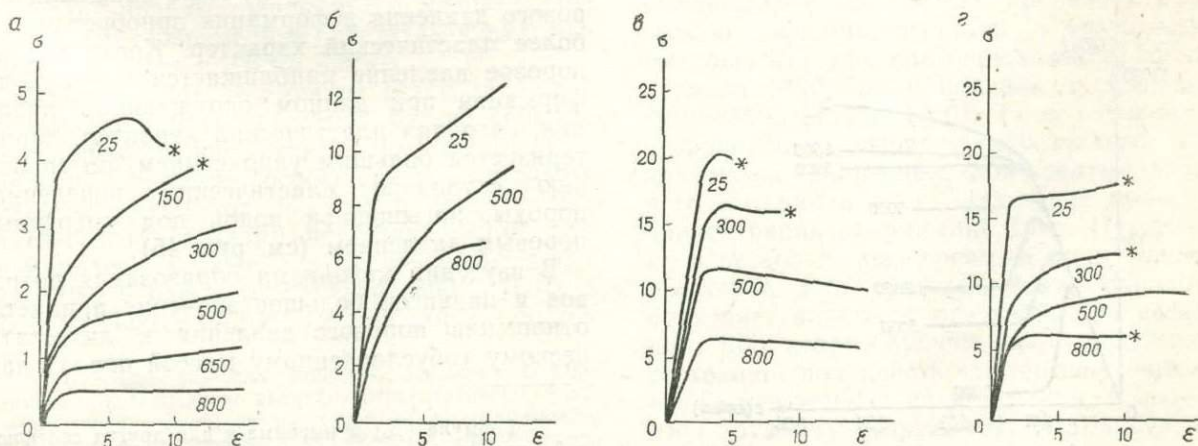


Рис. 43. Влияние температуры на деформируемость разных пород при окружающем давлении 5 кбар [Griggs, Turner, Heard, 1960].

Числа вблизи кривых — температура в градусах °С,  $\sigma$  — разность напряжений в килобарах,  $\epsilon$  — деформации в процентах, звездочки — точки разрушения: а — мрамор из Иуль (испытание на растяжение), б — доломит из Довер-Плейнс (испытание на сжатие), в — гранит (испытание на сжатие), г — пироксенит (испытание на сжатие)

представлена на рис. 44, 45 и 46. Как видно на приведенных графиках, влияние поровой воды на деформацию особенно сильно проявляется в легко растворимых породах, подвергающихся длительной нагрузке, и выражено значительным повышением пластичности пород, насыщенных водой (см. рис. 44). Возникает предположение, что при деформации в присутствии жидкостей важную роль играют процессы растворения и перекристаллизации, тем более, что применение в опытах вместо воды химически активного раствора (например, соляной кислоты в опыте, показанном на рис. 44) усиливает упомянутую зависимость.

Влияние воды на деформируемость трудно растворимых пород (см. рис. 45) зависит от разности между окружающим и поровым давлением, называемой *эффективным давлением*,

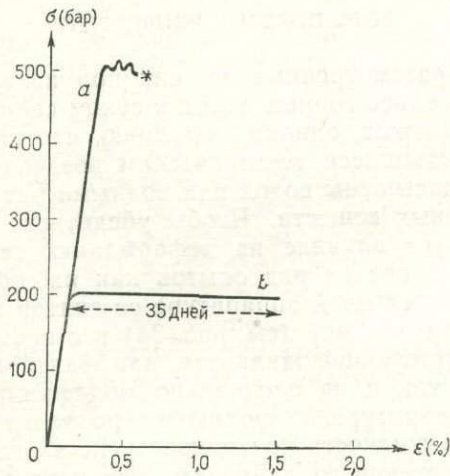


Рис. 44. Кривые деформации алебастра из штата Огайо: *a* — сухого, *b* — погруженного в воду при  $\sigma = 205$  бар [Griggs, 1940]

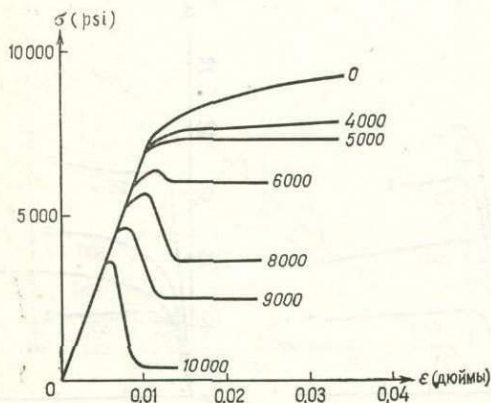


Рис. 45. Кривые деформации известняка из штата Индиана при окружающем давлении 10 000 psi и поровых давлениях воды от 0 до 10 000 psi (числа вблизи кривых) [Robinson, 1959]:

$\sigma$  — разность напряжений. Объяснение физических величин см. в приложении I

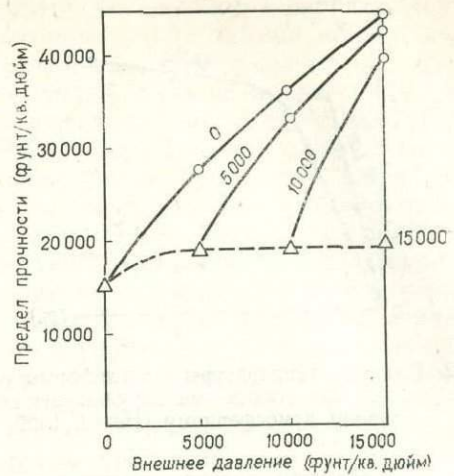


Рис. 46. Зависимость предела упругости мрамора из Картедж от порового давления воды (числа вблизи кривых в psi) при разных внешних давлениях (Robinson, 1959).

Кружки — «вязкое» разрушение, треугольники — «хрупкое» разрушение

или *напряжением* (англ. effective pressure, effective stress):

$$\sigma_{эф} = P_{окр} - P_{пор}. \quad (16)$$

Небольшие значения эффективного напряжения (поровое давление близкое по величине окружающему давлению) явно благоприятствуют хрупкой деформации. Это объясняется таким образом, что вода, находящаяся под высоким давлением, нейтрализует влияние окружающего давления\*, которое, как мы уже знаем, является фактором, усиливающим или вообще обуславливающим пластичность. Поэтому по мере снижения порового давления деформация приобретает все более пластический характер. Когда все же поровое давление приближается к нулю, деформация при данном окружающем давлении, сохраняя пластический характер, характеризуется большим упрочнением, по сравнению с типично пластическим поведением породы, насыщенной водой под умеренным поровым давлением (см. рис. 45).

В изучении механизма образования разрывов и надвигов большое значение придается отношению порового давления к литостатическому (обусловленному массой пород) дав-

\* Формула (16) применима и для других соотношений нормальных напряжений. Условием ее полного соответствия является сильная пористость породы и полное водонасыщение [Handin и др., 1963]. Опыты [Grasse, 1969] показали, однако, что при реальных геологических скоростях деформации правило эффективных напряжений касается даже таких малопористых пород, как граниты.

лению, обозначенному  $\lambda$ :

$$\lambda = \frac{P_{\text{пор}}}{P_{\text{лит}}}$$

Значения  $\lambda$  могут колебаться в пределах:

$$0 \leq \lambda \leq 1.$$

В соответствии с предыдущими замечаниями констатировано, что когда  $\lambda$  приближается к единице, то величина окружающего давления, необходимая для перехода породы из хрупкого состояния в вязкое, повышается.

Указанные зависимости следует дополнить изменениями пределов упругости (см. сноску на с. 22), т. е. ее резким понижением (при данных окружающих давлениях) по мере роста порового давления (рис. 46). При этом понижение прочности происходит тем быстрее, чем меньше эффективное давление. Кроме того, оно наступает быстрее в песчаниках, чем в известняках.

Приведенные закономерности можно, очевидно, отнести к подавляющему числу осадочных горных пород, так как они проверялись на образцах настолько различных пород, как известняки, песчаники и глинистые сланцы. Следует полагать, что большинство горных пород (особенно осадочных), вовлекаемых в тектонические процессы, находилось до значительной глубины в состоянии насыщения водой, причем часто под высоким давлением\*. В связи с этим повышалась хрупкость пород — увеличивалась критическая глубина «податливой» деформации. Так, например, определяется, что нижняя граница «хрупкой» деформации многократно упоминаемого солехофенского микритового известняка, насыщенного водой, при реальных для этой породы значениях  $\lambda$  в условиях действия кратковременных растягивающих усилий понизится с 3,5 до 5,5 км.

Однако, с другой стороны, везде, где происходит даже незначительное растворение пород поровыми жидкостями, может сильно понижаться вязкость, особенно при длительных нагрузках. Наблюдалось, например, что массивный и сухой кварц, представляющий хрупкий материал даже при окружающем давлении 10 000 бар и температуре 800°C [Griggs, Turner, Heard, 1960] и находящийся в состоя-

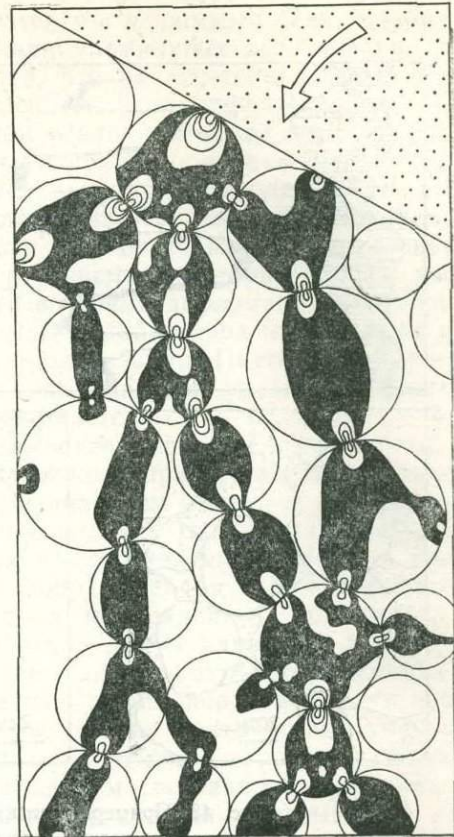


Рис. 47. Вид изохром в поляризационно-оптической модели зернистой породы, испытываемой на одноосное сжатие (опыт А. Дрешера и Г. Жосслин де Йонга, зарисовка по фотографии).

Наблюдается концентрация напряжений на некоторых стыках «зерен», зависящих от их упаковки, ориентировки по отношению к направлению давления (показанному стрелкой)

нии агрегата зерен или кристаллов в соприкосновении с жидкостью, проявляет пластическую деформацию (даже в кратковременных опытах) уже при окружающем давлении порядка 1400 бар и начиная с температур 200—235°C [Price, 1966]. Такое неожиданное превращение, вероятно обусловлено двумя причинами. Во-первых, при сжатии агрегатного материала на стыках зерен происходит концентрация напряжений (рис. 47), возможно в несколько раз превышающих общее напряжение. Это обстоятельство, однако, не объясняет пластического характера деформации, ибо кварц, будучи даже в агрегатном состоянии, под действием соответственно высоких мгновенных нагрузок всегда подвергается хрупкому разрушению (Gallagher и др., 1974).

Решающее значение имеет, вероятно, вторая причина — растворяющее действие поровой жидкости, проявляющееся весьма активно благодаря упомянутой концентрации на-

\* Большие значения порового давления ( $\lambda > 0,8$ ), намного превышающие величину гидростатического давления (создаваемого весом столба воды), могут возникать вследствие процессов диагенеза и за счет последующих литостатических и тектонических напряжений [Price, 1975]. В обоих случаях необходимым условием появления и удерживания высоких давлений является экранирование пород (или всего структурного элемента) — преграждение миграции воды в зоны пониженного давления.

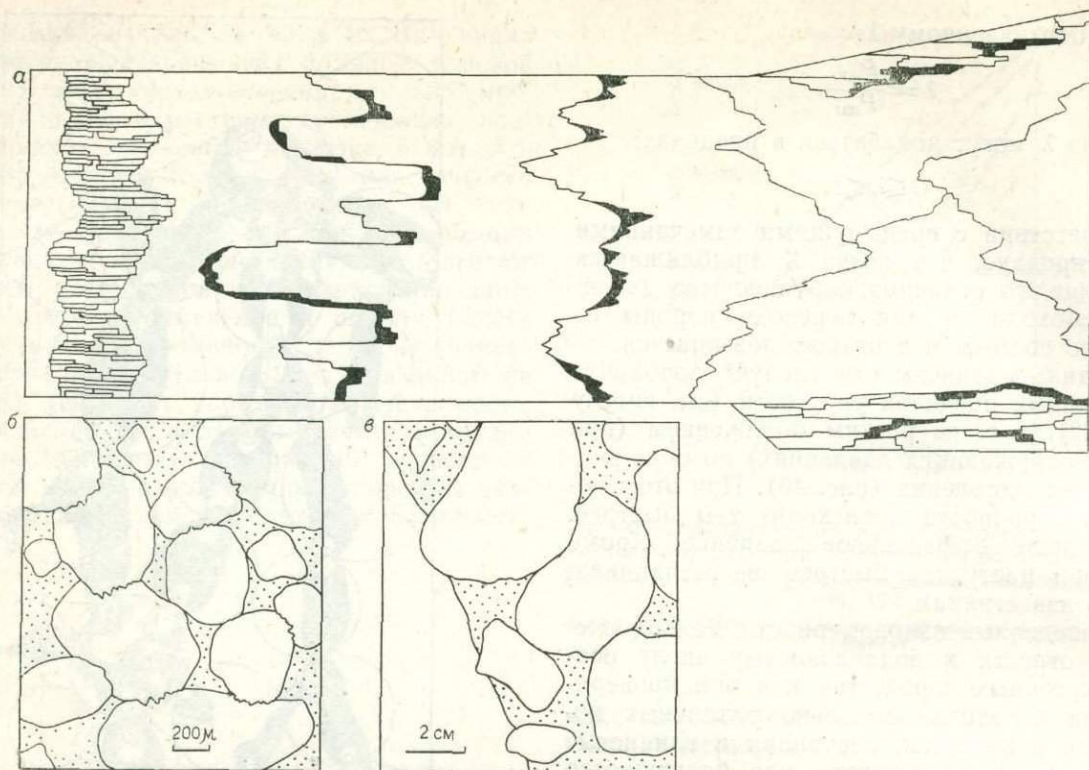


Рис. 48. Примеры признаков растворения под давлением в породах:

*а* — разного рода стилолитовые швы и сходные явления, *б* — вдавливания в зернах кварцевого песчаника, контакты стилолитовые, *в* — вдавливания в галечке известнякового конгломерата, контакты гладкие. Поля, покрытые пунктиром в (*б*) и (*в*), — цемент

пряжений. Согласно так называемому принципу Рикке, упругий материал, подверженный воздействию какого-либо растворителя в поле сжимающего напряжения, растворяется активнее в местах максимального напряжения, а продукты растворения мигрируют в места с минимальным напряжением. Такое *растворение под давлением* (англ. *pressure solution*) может происходить лишь при наличии условий для накопления воды или растворов, следовательно в пористых или трещиноватых породах, учитывая даже мельчайшие, микроскопически незамечаемые трещины. И все-таки, чтобы этот процесс развивался с такой скоростью, которая позволила бы ему играть роль существенного фактора пластической деформации, необходима высокая степень концентрации напряжений, обусловленная зернистым строением породы (при отсутствии или слабости цемента) или неровностями поверхностей трещин.

В местах усиленного сжатия, благодаря ускоренному растворению, происходит вдавливание одних зерен или фрагментов породы (обычно труднее растворимых) в другие, что в конечном итоге создает характерную поверхность сочленения растворяемых и сжи-

маемых участков породы, называемую *стилолитовым швом* (англ. *stylolitic seam*). В поперечных сечениях стилолитовые швы проявляются в виде параллельных, разветвляющихся или пересекающихся зубчатых линий, напоминающих сейсмограммы (рис. 48, *а*), по-разному ориентированных по отношению к напластованию. Масштаб их проявления может быть весьма различным — от квадратных метров до микроскопических поверхностей сочленения отдельных зерен осадка (рис. 48, *б*). Часто стилолитовые швы едва заметны, но иногда проявляются очень четко, благодаря наличию *стилолитовых оболочек* (англ. *stylolitic coat*), представляющих тонкий слой остаточных, трудно растворимых компонентов породы. Описанный процесс селективного растворения под давлением назван *стилолитизацией*, а все новообразования, возникающие во время этого процесса, определяются общим термином *стилолиты*.

Кроме зубчатых стилолитов, в процессах растворения под давлением могут возникать и гладкие поверхности [Turnit, 1968; см. рис. 284, *б*]. Во всех случаях в местах максимальных напряжений наблюдается большее или меньшее растворение минерального ве-

щества, обуславливающее увеличение пластичности породы при воздействии нагрузок. Освобожденное минеральное вещество может проникать в соседние участки той же породы, но чаще всего оно вытесняется во внешнюю среду, что повышает ее пластические свойства. Растворителем в природе могут быть вода или слабые растворы разных веществ, поэтому рассматриваемые процессы наиболее активно проявляются в легко растворимых в воде породах — известняках. Стилолиты и другие поверхности растворения под давлением наблюдались также и в осадочных породах и даже в кварцитах и вулканических породах.

Механическим фактором, способствующим растворению под давлением, может быть не только тектоническое давление, но также и статическая гравитационная нагрузка. Очевидно, под влиянием этого фактора в широком масштабе происходят процессы диагенеза с участием растворения, охватывающие обычно обломочные породы и некоторые оолиты [Р. Trurnit, 1969]. В этих процессах соприкасающиеся зернистые компоненты рыхлого или слабого консолидированного осадка, насыщенного водным раствором вмещающего минерального вещества, в местах стыка подвергаются растворению и вдавливаются друг в друга. Поверхности вдавливания могут иметь стилолитовый (см. рис. 48,а) или гладкий (см. рис. 48,б) вид. Возникающие, таким образом, углубления называют *вмятинами* (нем. Eindrucks). Стилолитовые процессы сильно уменьшают пористость пород и являются очевидным фактором ухудшения их водопроницаемости и коллекторских свойств.

Процессы растворения под давлением представляют, очевидно, важный и еще не полностью оцененный механизм пластической деформации [Plessman, 1966]. Как следует из рассмотренных исследований, этот механизм воздействует на многочисленные породы и не

только на такие, которые в общем смысле считаются растворимыми. Так, например, на основании упомянутых исследований предполагается, что пластические деформации магматических, метаморфических и богатых кварцем осадочных пород могут проявляться уже на глубине порядка 6 км [Price, 1966]. Следует заметить, что условия и весь ход процессов растворения под давлением изучены пока еще очень мало. Мы не знаем, например, почему некоторые толщи растворимых (и во время деформации несомненно насыщенных водой) пород не содержат признаков стилолитизации. Поэтому во многих тектонических анализах указанный фактор еще не учитывается.

Уменьшение вязкости и прочности карбонатных пород в присутствии воды объясняется также и явлением уменьшения поверхностной энергии кальцита [Rutter, 1972]. Вполне возможно, что это явление касается и некальцитовых пород. Наряду с изменением свойств глинистых минералов в присутствии воды этот фактор может влиять на прочность разных пород при простом одноосном сжатии. После насыщения пород водой их прочность на такое сжатие почти всегда уменьшается. Отношение прочности породы на сжатие в водонасыщенном состоянии к прочности в воздушно-сухом состоянии называется *коэффициентом размягчаемости*. Значения этого коэффициента в породах, богатых глинистыми компонентами (некоторые мергели и опоки), снижаются даже до 0,3—0,1, а в породах, практически лишенных этих компонентов (некоторые известняки, песчаники и пр.), возрастают до 0,9—1,0. Даже слабо размягчаемые породы обычно проявляют большую разницу прочности в сухом и воздушно-сухом состояниях, в большой степени обусловленную пористостью пород. Показательны в этом отношении результаты испытания четырех разновидностей английских песчаников (табл. 4).

Более низкая прочность на сжатие сопровождается, как правило, большей способностью к пластической деформации, и наоборот. Следовательно, указанные зависимости могут играть существенную роль при тектонических деформациях пород, деформируемых в присутствии воды.

Особенностью влияния воды на деформацию является недавно открытое [Griggs, Blacic, 1965] *гидролитическое «ослабление»* (англ. hydrolytic weakening). Под этим понятием подразумевается значительное снижение прочности на сжатие кристаллов кварца, обогащенных (в результате высокотемпературной диффузии или особенных условий синтетического роста) структурно связанной водой.

Таблица 4

Зависимость конечной прочности на простое сжатие от степени насыщения водой, по данным Н. Прайса (N. J. Price)

Порода	Пористость (%)	Относительная прочность		
		Сухое состояние (R)	Воздушно-сухое состояние	Состояние полного насыщения
			(% R)	(% R)
Песчаник I	2,5	100	51	45
Песчаник II	6,0	100	57	—
Песчаник III	10,0	100	68	45
Песчаник IV	19,5	100	80	45

Вода в условиях высоких давлений и температур способствует пластической деформации, влияя на кристаллографический вид сдвигов. Это явление в последнее время детально исследовалось И. Д. Блаичем [1975]. Предполагается, что это еще не полностью изученное явление гидролитического «ослабления» может иметь большое значение в процессах деформации богатых кварцем кристаллических пород, например в завершающих гидротермальных фазах магматической деятельности. Высказывается также мнение [Р. и Е. Bankwitz, 1975], что гидролитическое «ослабление» может вызывать сейсмические разрывные смещения.

На значительных глубинах в процессах образования разломов или надвигов тектоническую роль может играть и кристаллизационная вода, освобождаемая из минералов под влиянием высоких температур и давлений. Классические испытания в этой области были проведены К. Б. Релейем и М. С. Патерсоном [1965]. Ими наблюдалось ускоренное снижение прочности пород после достижения некоторых критических температур. В последнее время С. А. Ф. Мюррел и И. А. Х. Исмаил [1976] доказали, что дегидратация гипса, серпентина и хлорита при давлении до 7 кбар и при температурах до 800°C вызывает снижение прочности (у гипса в интервале температур 50—150°C даже десятикратное) и повышение хрупкости пород, содержащих эти минералы. Особенно интересен выявленный во время опытов факт, что указанные эффекты проявляются выше и ниже некоторого температурного интервала, а в границах этого интервала испытываемые поро-

ды не понижали прочность. Это говорит о возможности проявления «ярусности» тектонической активности. Например, при образовании разломов некоторые интервалы глубин могут быть «податливее» выше- и нижележащих интервалов.

#### РОЛЬ ФАКТОРА ВРЕМЕНИ

Издавна высказывались предположения о том, что в тектонических деформациях фактор времени имеет важнейшее значение. Началом для таких предположений послужило часто наблюдаемое в разных материалах явление *ползучести* (англ. *сгеер*), представляющее медленное, непрерывное и мгновенно необратимое деформирование (течение) материалов, подверженных длительному воздействию постоянной нагрузки, причем величина этой нагрузки может быть намного ниже предела упругости и предела пластичности. Такое поведение характерно для вязких жидкостей, примером которых является так называемая жидкость Ньютона (см. рис. 65,б). Здесь, однако, речь идет о подобных явлениях в телах, обладающих свойствами твердого материала. Известны, например, факты прогибания элементов конструкций, каменных плит под воздействием их собственного веса, не говоря уже о таких общеизвестных явлениях, как сползание ледников, изгибание свечей в канделябрах и пр. Причем весьма знаменательно, что эти деформации начинают развиваться при нагрузках значительно ниже предела упругости и предела пластичности. Имеет, таким образом, дело с явлением текучести материалов, не являющихся ньютоновыми жидкостями, обусловленным несомненно фактором времени. Это явление исследуется физической дисциплиной, названной *реологией*. В широком понимании реология занимается проблемами деформации материалов во времени. В современной механике горных пород анализ их реологических свойств занимает все большее место [Ержанов и др., 1970; Langer, 1970 и др.].

Влияние времени на процесс деформации пород было впервые замечено тогда, когда оказалось, что даже при обычных одноосных испытаниях прочности пород получаемые кривые деформации зависят от скорости наращивания нагрузки: медленное возрастание нагрузки вызывает снижение прочности и более пластический характер деформации\* (рис. 49). Опыты показали, что для получения сопоставимых результатов исследования должны проводиться с постоянной скоростью

\* При низких окружающих давлениях наблюдалась также и обратная зависимость [Donath, Fruth, 1971].

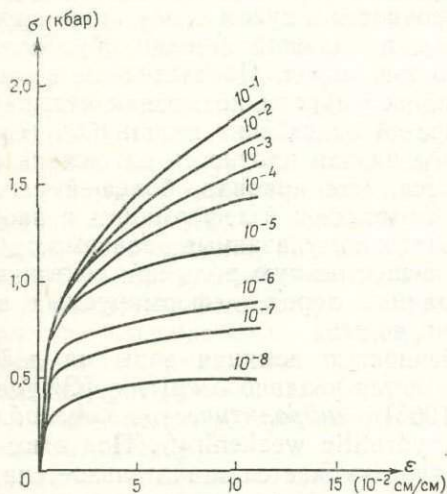


Рис. 49. Кривые деформации мрамора из Иуль при разных скоростях нагружения (указанных на кривых в см/см в секунду), с окружающим давлением 5 кбар и температуре 500°C [Heard, 1963]

нагрузки, равной, как правило, 10—20 кгс/см<sup>2</sup>/с. В 1939 г. Д. Т. Григгс опубликовал результаты известных исследований ползучести различных горных пород, приведенные частично на рис. 50. Выводы, вытекающие из опытов Григгса и других исследователей, имеют в тектонике огромное значение. Приведем важнейшие из этих заключений.

1. При постоянной нагрузке, составляющей лишь часть предела упругости (в данном случае около половины), в условиях температуры и давления, господствующих на поверхности Земли, породы подвергаются медленной непрерывной деформации (рис. 50,а).

2. Между деформацией и временем в пределах анализируемого отрезка (не доведенного до разрушения) наблюдается логарифмическая зависимость\* (рис. 50,б).

3. Рассматриваемые деформации после снятия нагрузки не восстанавливаются полностью (по крайней мере это не происходит мгновенно), следовательно, мы имеем дело с типичным течением. Так как оно происходит медленно, под влиянием постоянной нагрузки, можно говорить о ползучести материала (рис. 51).

4. Достаточно длительное действие нагрузки, вызывающей ползучесть, может привести к разрушению, перед которым ползучесть ускоряется (рис. 52).

Кривые ползучести разных горных пород удивительно подобны друг другу и проявляют сходство с кривыми для других материалов, таких, как масляная краска, резина, бетон, металлы. Однако эти кривые ползучести материалов, испытываемых в сходных условиях, различаются своими пропорциями. К примеру, кривые более податливых материалов восходят более круто, т. е. наращивание деформации происходит быстрее (см. рис. 51). Сходство кривых позволяет говорить об обобщенной (типовой) кривой ползучести (рис. 53). Эмпирическое уравнение кривой ползучести горных пород, представленное Григгсом, состоит из трех членов (I, II, III), характеризующих отдельные фазы деформации (кроме последней):

$$\epsilon_t = A + B \lg t + Ct, \quad (17)$$

где  $A$ ,  $B$  и  $C$  — постоянные материала, опре-

\* Точнее говоря, логарифмическое снижение прироста деформации  $\Delta\Sigma$  с течением времени  $\Delta t$  касается упруго-вязкой составляющей ползучести (рис. 53). После достаточно продолжительного промежутка времени дальнейшее наращивание деформации происходит за счет пластической текучести, характеризующейся линейной зависимостью  $\Delta\Sigma/\Delta t$ . Поэтому уравнение графика на рис. 50,б охватывает лишь два первых члена полного уравнения (17) (описываемый опыт в принципе не вышел за пределы фазы упругой текучести).

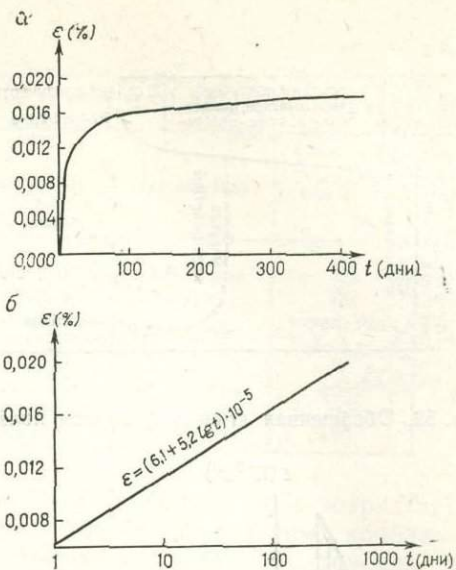


Рис. 50. Деформации как функция времени  $t$  в соленом известняке, при постоянной нагрузке 1400 кгс/см<sup>2</sup>, окружающем давлении 1 ат и комнатной температуре [Griggs, 1939]:

а — обыкновенная шкала времени, б — логарифмическая шкала времени

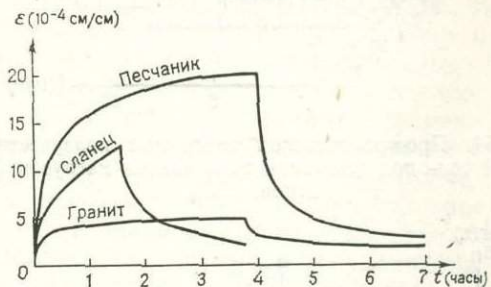


Рис. 51. Кривые ползучести и упругого восстановления (после снятия нагрузки) пород, испытываемых при постоянной нагрузке 85 бар (песчаник и сланец) и 165 бар (гранит) [Evans, 1936]

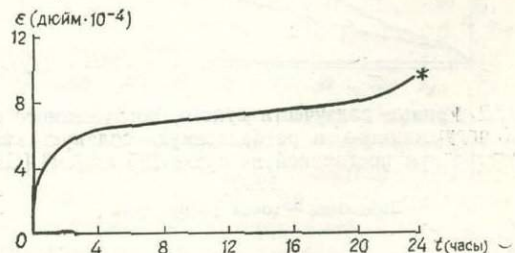


Рис. 52. Кривая ползучести мрамора, изгибаемого при постоянной нагрузке 780 кгс/см<sup>2</sup> [Phillips, 1948].

Звездочка — точка разрушения

деляемые экспериментальным путем и зависящие от температуры и величины действующих напряжений. По мере увеличения нагрузок ползучесть, как и следовало ожидать, развивается быстрее — кривые становятся



Рис. 53. Обобщенная (типичная) кривая ползучести

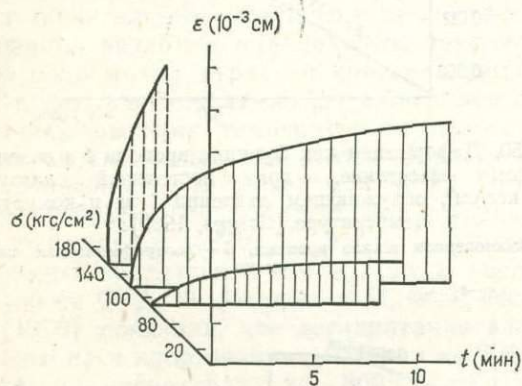


Рис. 54. Пространственная диаграмма ползучести каменной соли под действием трех разных нагрузок [Кузнецов, 1947]

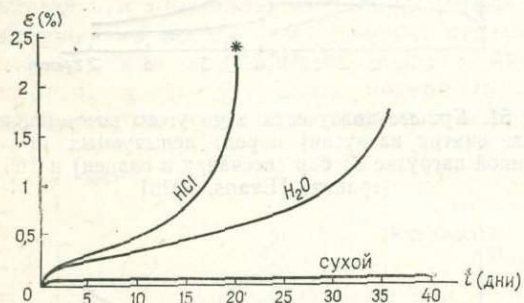


Рис. 55. Кривые ползучести сухого, погруженного в воду и погруженного в разбавленную серную кислоту алебаstra при постоянной нагрузке 205 кгс/см<sup>2</sup> [Griggs, 1940].

Звездочка — точка разрушения

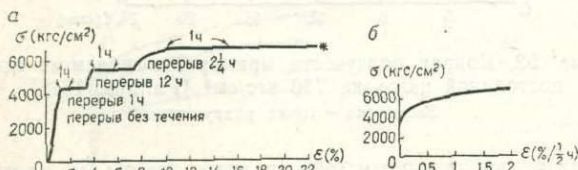


Рис. 56. Скорость ползучести солонхофенского известняка при окружающем давлении 10 000 ат [Griggs, 1936]: а — кривая деформации с перерывами в наращивании нагрузки (горизонтальные отрезки), б — выведенная из предыдущего графика зависимость между нагрузкой  $\sigma$  и скоростью ползучести  $\dot{\epsilon}$  во время перерывов в наращивании нагрузки

более крутыми (рис. 54). Величина деформации после некоторого времени  $t$  под действием нагрузки  $\sigma$  определяется приближенной формулой:

$$\epsilon_t = A t \sigma^n, \quad (18)$$

где  $A$  и  $n$  — коэффициенты материалов, причем  $n$  возрастает по мере увеличения деформации. Таким образом, рассматриваемая зависимость не прямолинейна.

Температура и окружающее давление влияют на ползучесть также как при деформациях под действием кратковременных нагрузок: возрастание температуры ускоряет процесс ползучести, а возрастание окружающего давления замедляет его на участке упругой текучести и ускоряет в последующих фазах. Фактором, сильно способствующим ползучести пород, является присутствие жидкостей (рис. 55), однако роль порового давления в этом процессе пока еще не изучена.

Так как течение пород на отрезке II фазы ползучести напоминает течение вязких жидкостей (при постоянной нагрузке его скорость постоянна), то для характеристики ползучести пород можно использовать наиболее существенный параметр, определяющий поведение таких жидкостей, т. е. вязкость (англ. viscosity). Вязкость, как регулятор скорости течения, является коэффициентом пропорциональности между величиной нагрузки и приростом деформации за единицу времени (во II фазе ползучести) и выражается формулой:

$$\eta = \frac{\sigma}{3(\Delta\epsilon/\Delta t)}, \quad (19)$$

где в условиях трехосного напряженного состояния обозначает разность напряжений ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ). Единицей вязкости является пуаз ( $1 \text{ П} = 1 \text{ дина} \cdot \text{с} \cdot \text{см}^{-2} = 10^{-1} \text{ Н} \cdot \text{с} \cdot \text{м}^{-2}$ ).

В отличие от динамической вязкости жидкостей, вязкость твердых тел зависит от величины самой нагрузки  $\sigma$  (чем больше  $\sigma$ , тем меньше вязкость). Поэтому в англоязычной литературе она называется эквивалентной или кажущейся вязкостью (equivalent viscosity, apparent viscosity). Зависимость вязкости пород от нагрузки показана на рис. 56. Как можно видеть, величина течения, достигаемая за один час при очередных перерывах в наращивании нагрузки, тем больше, чем выше уровень, на котором было приостановлено действие нагрузки (рис. 56, а). Так как полученная зависимость скорости ползучести от величины нагрузки непрямолинейна (рис. 56, б), то следует принять, что с изменением нагрузки должен изменяться и коэффициент  $\eta$  в формуле (19), т. е. вязкость. Но так как даже упругая деформация в полном интервале всегда содержит некоторую необ-

Длительная прочность пород по А. Майзру (А. Misra) и Н. Прайсу (N. J. Price)

Горная порода	Вид нагрузки	Температура опыта (°C)	Длительная прочность (% кратковременной предельной прочности)
Доломит	Одноосное сжатие	20	50
Известняк		20	35
Песчаник I	Изгибание	Комнатная	22
Песчаник II		Комнатная	50
Песчаник III	Одноосное сжатие	20	50
Песчаник III		400	50
Гранодиорит		20	27
Гранодиорит		475	22

ратимую составляющую (с. 23), то, вероятнее всего, изменения вязкости являются причиной рассмотренной выше нелинейной изменчивости скорости деформации, не только во второй, но и в первой (упруго-вязкой) фазах ползучести — см. уравнение (18). В обычном процессе деформации (как функции нагрузки) особенно резкое изменение вязкости наблюдается после превышения предела пластичности [Гзовский и др., 1973].

Кроме зависимости от разности напряжений, вязкость характеризуется показательной зависимостью от окружающего давления и температуры (рост давления и температуры — снижение вязкости), чем и объясняется упомянутая уже отчетливая зависимость между этими величинами во II фазе ползучести.

Возможность определения вязкости пород, созданная благодаря испытаниям их ползучести, имеет фундаментальное значение для всевозможных исследований реологических деформаций земной коры и особенно для модельных исследований. Примерные значения вязкости некоторых горных пород и других материалов в условиях окружающего давления 1 ат, комнатной температуры и при нагрузках указанной (в отношении плотных пород) величины приведены в табл. 5, составленной в основном по данным Д. Т. Григгса и М. В. Гзовского.

Учитывая, что для известняка приведена нижняя граница его вязкости, некоторые исследователи предполагают, что плотные породы могут обладать вязкостью порядка  $10^{23}$  П. Это соответствует величине вязкости «среднего типа пород» в глубинных зонах земной коры (следовательно, в условиях пониженной вязкости), определяемой на основании известной скорости поднятия Скандинавии и Канады в послеледниковое время ( $10^{21}$ — $10^{23}$  П). Правда, М. В. Гзовский и др. [1973], исходя из сейсмических данных, высказали предположение, что выше границы пластичности

Таблица 5  
Вязкость горных пород и различных материалов

Порода или материал	Нагрузка в кгс/см <sup>2</sup>	Вязкость в П
Соленхофенский известняк	1400	$>2 \cdot 10^{22}$
Алебастр	420	$>2,4 \cdot 10^{19}$
Каменная соль	61	$3,0 \cdot 10^{17}$
Каменный уголь	100—1000	$10^{16}$ — $10^{17}$
Желатин	—	$10^{10}$
Смола	—	$10^8$
Глина (влажн. 40—50%)	—	$10^4$ — $10^6$
Глина (влажн. 50—80%)	—	$10^2$ — $10^4$
Пшеничное тесто	—	$10^3$ — $10^4$
Масляная краска	—	$10^2$
Глицерин	—	8,5

вязкость не уменьшается, а возрастает с глубиной от  $10^{19}$  П в осадочных породах вблизи поверхности до  $10^{23}$  П в породах верхней мантии. Однако новейшие данные [Vetter, Meissner, 1977] свидетельствуют о том, что вязкость литосферы в целом ( $10^{24}$  П) выше вязкости верхних горизонтов мантии ( $10^{19}$ — $10^{21}$  П).

Зная вязкость пород в данных условиях напряжения и температуры, можно на основании формулы (19) приблизительно определить скорость пластического течения пород, происходящего под влиянием времени, и, следовательно, скорость формирования некоторых тектонических структур. Более точное определение скорости ползучести производится с помощью других, более точных формул, например так называемого уравнения Эйринга. Чаще всего, однако, проблема решается с обратной стороны: проводятся специальные испытания с постоянной скоростью деформации (англ. constant strain-rate tests), чтобы определить условия, необходимые для достижения данной скорости. До сих пор в таких опытах не удалось достичь скорости, которая соответствует геологическим деформациям, а именно  $3 \cdot 10^{-14}$  м/с (расчеты по разлому Сан-Андреас в Калифорнии) [Whitten, 1956]. Однако экстраполяция экспериментальных данных (полученных при больших скоростях) с помощью уравнения Эйринга показала, что для достижения представительной скорости в мраморе из Иуле в момент его 10% деформации, при температуре 300°C и окружающем давлении 5000 бар, требуется разница напряжений порядка 500 бар, а при температуре 25°C — уже около 3000 бар [Heard, 1963]. Разумеется, большое влияние на скорость деформации оказывает литология пород [Donath, Fruth, 1971].

Чтобы знать, какие условия необходимы для развития процесса ползучести и как они воздействуют на завершение этого процесса

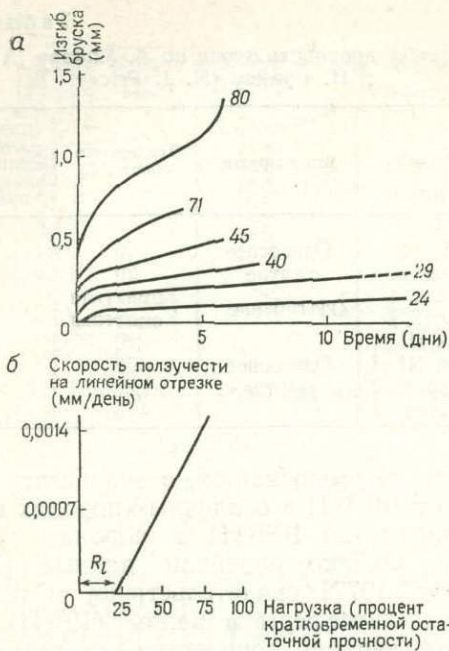


Рис. 57. Характеристика ползучести (изгиб) песчаника из Пеннант, по Н. Д. Прайсу [Price, 1966] с упрощением:

а — кривые ползучести при разных нагрузках (числа вблизи кривых), выраженных в процентах кратковременной конечной прочности, б — выведенная отсюда зависимость между нагрузкой и скоростью ползучести; отрезок  $R_l$  — длительная прочность

в виде разрушения, необходимо рассмотреть проблему прочности при длительных деформациях. Уже из опытов, результаты которых представлены на рис. 56, следует, что существует некоторая предельная величина напряжения, ниже которой даже длительное действие нагрузки не может вызывать никаких других деформаций, кроме упругой. Эта предельная величина называется *длительной прочностью*\* (англ. long-term strength, fundamental strength, creep strength). Наличие и значение такой прочности в горных породах еще более убедительно доказывается результатами опытов, представленными на рис. 57. С помощью такого рода опытов удалось определить длительную прочность нескольких видов пород (табл. 6).

Как можно полагать на основании данных в табл. 6, ни вид нагрузки, ни температура порядка нескольких сотен градусов по Цельсию не оказывают существенного влияния на длительную прочность кварцевых и кварц-полевошпатовых пород. В карбонатных же породах длительная прочность значительно по-

нижается уже при температурах порядка 300—500°C. Нет сомнения, что очень высокие температуры, близкие точке плавления данной породы, значительно снижают длительную прочность всех горных пород. Вероятно, ползучесть, обусловленная высокими температурами (англ. «hot creep»), является главным механизмом деформаций в мигматитовых комплексах и в низах гранитного слоя земной коры.

Влияние окружающего давления на длительную прочность в достаточной степени не изучено. Предполагается, что упомянутое уже (с. 40) замедление в развитии упруго-вязкой составляющей процесса ползучести под влиянием высокого окружающего давления в некоторой степени нейтрализуется ускорением развития вязко-пластической составляющей, таким образом, в конечном итоге длительная прочность с ростом давления возрастает сравнительно в небольшом размере. Это соответствует графику (см. рис. 56), который показывает, что длительная прочность солехофенского известняка при огромном окружающем давлении 10 000 ат близка прочности этой породы на кратковременное сжатие при окружающем давлении 1 ат, следовательно, она, по-видимому, лишь в два, три раза превышает длительную прочность при атмосферном давлении (см. табл. 6 и рис. 50).

Приведенные, а также другие данные показывают, что длительная прочность массивных пород на простое сжатие и растяжение в «поверхностных» условиях составляет от 20 до 60% их соответствующей кратковременной конечной прочности [Price, 1966]:

$$20\% R_i < R_l < 60\% R_i. \quad (20)$$

Не исключено, что эта зависимость относится также и к прочностям, определяемым при высоких температурах, но она, по всей вероятности, не справедлива для высоких окружающих давлений. Для длительной прочности понимаемой как предельная величина разрушающих нагрузок, приводятся более высокие значения — у большинства горных пород 70—80% [Ржевский, 1975].

Нет необходимости доказывать, что проблема длительной прочности имеет в геологии огромное значение. Высказывались, правда, мнения, что время лабораторных наблюдений над ползучестью (обычно несколько дней, максимально несколько лет) в сопоставлении с периодом развития тектонических деформаций настолько мало, что всякие экстраполяции опытных данных на естественные условия лишены основания. Однако, если бы горные породы в природных условиях не обладали длительной прочностью, то не было бы

\* Принимается и другое определение длительной прочности — как предельная величина напряжения, выше которого ползучесть завершается разрушением [Vyafon, 1970].

возможным сохранение в древних геологических свитах недеформированных структур, идиоморфных очертаний зерен, окаменелостей. Деформация пород в результате ползучести совершается, вероятно, весьма часто в орогенных зонах, особенно на тех участках, которые были вовлечены в сферу действия высоких давлений и температур. Вне этих зон нет условий для проявления в массовом масштабе таких напряжений, которые способны приводить к превышению длительной прочности большинства горных пород (известным исключением является каменная соль), и, вероятно, лишь на глубинах порядка 10—15 км и глубже прочность настолько ослаблена, что даже незначительная разность напряжений может вызывать ползучесть.

Развивающийся процесс ползучести не обязательно должен приводить к разрушению (как это можно наблюдать, например, в ледниках). График на рис. 58 доказывает, что для разрушения солехофенского известняка (предельная прочность) требуется тем меньшее напряжение, чем продолжительное оно действует, но график этой функции асимптотически приближается к некоторой величине напряжения, ниже которой разрушение упомянутой породы в течение конечного времени не может произойти. Из сопоставления с рис. 56 следует, что между этой величиной и длительной прочностью солехофенского известняка при давлении 10 000 ат (приблизительно равно 2500 кгс/см<sup>2</sup>) существует широкий диапазон напряжений, в пределах которого порода будет находиться в состоянии ползучести, но не подвергнется разрушению. Существует общепринятое мнение, что зависимость прочности пород на разрушающее напряжение от времени действия этого напряжения имеет логарифмический характер (рис. 59).

Величина длительной деформации, предшествующей разрушению, в горных породах изучена мало, так как лишь немногочисленные опыты доводились до III фазы ползучести. По аналогии с металлами можно предполагать, что в общем эта величина меньше мгновенной деформации перед разрушением (той же породы), но несомненно имеются и обратные случаи (хотя бы деформации в упомянутом диапазоне «неограниченной ползучести»). Поэтому на рис. 60, изображающем обобщенную схему деформации, показано несколько вариантов формы поверхности, символизирующей разрушение. Они отражают меньшую или большую (в зависимости от продолжительности нагрузки) величину деформации в момент разрушения.

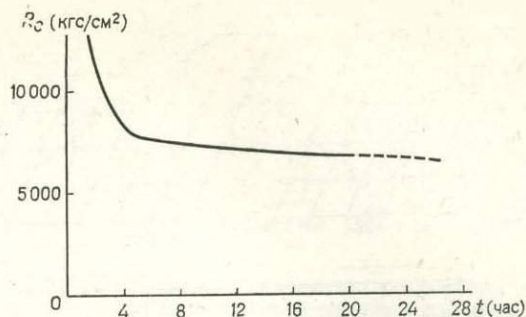


Рис. 58. Влияние времени действия нагрузки  $t$  на конечную прочность на сжатие  $R_c$  солехофенского известняка при окружающем давлении 10 000 ат [Griggs, 1936]

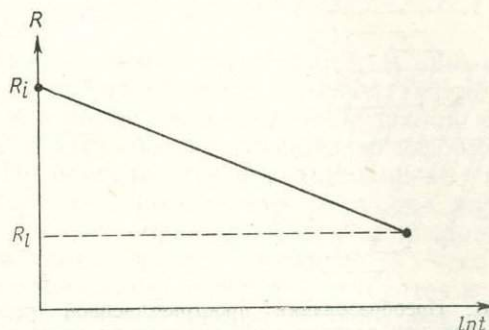


Рис. 59. Обобщенная, частично теоретическая зависимость между прочностью массивных пород на разрушающие напряжения  $R$  и временем проявления этих напряжений  $t$ , по В. В. Белоусову и М. В. Гзовскому [1964], с упрощением.

$R_i$  — кратковременная прочность,  $R_l$  — длительная прочность

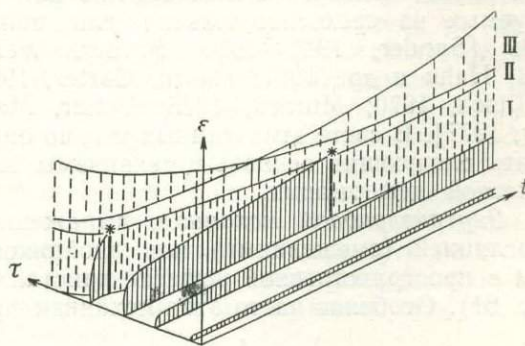


Рис. 60. Обобщенная пространственная диаграмма деформации пород  $\epsilon$  в зависимости от касательного напряжения  $\tau$  и времени  $t$ , по М. В. Гзовскому [1975], модифицированная:

I, II, III — разные варианты формы поверхности, изображающей разрушение, звездочки — точки разрушения

#### МЕХАНИЗМ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

В настоящее время мы располагаем обширной информацией относительно механизма пластической деформации горных пород бла-

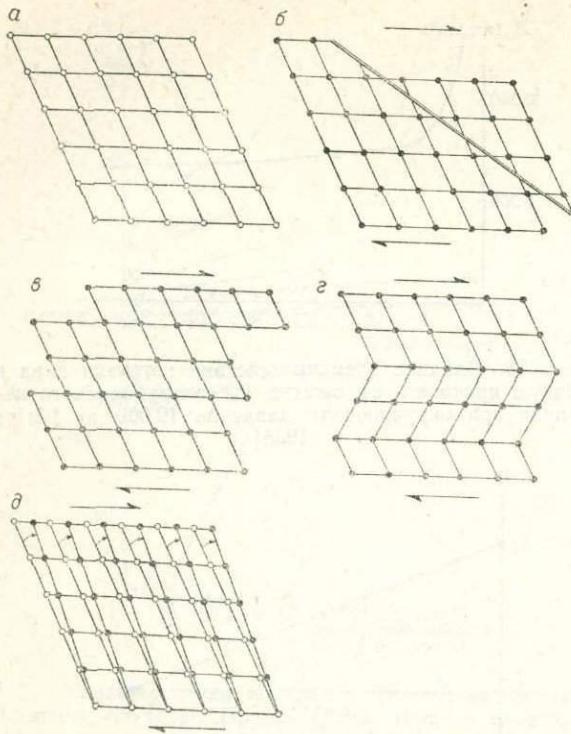


Рис. 61. Преобразования пространственной решетки кристаллов при пластической деформации за счет внутризернового механизма:

а — состояние до деформации, б и в — сдвиги в кристаллической решетке (трансляции), г — двойниковое срастание; д — упругая деформация (для сравнения)

годаря макро- и микроскопическим наблюдениям пород, подвергавшихся смятию или испытываемых на трехосное сжатие или ползучесть [Sander, 1948—1950; Furner, Weiss, 1963; Hahn и др., 1967; Heard, Carter, 1968; Paulitsch, 1970; Murrell, 1976; Vetter, Meissner, 1977]. В свете этих данных можно определить следующие основные механизмы пластической деформации.

1. *Внутризерновой механизм*, выраженный трансляцией (смещениями) или двойникованием в пространственной решетке кристаллов (рис. 61). Особенно часто этот механизм про-

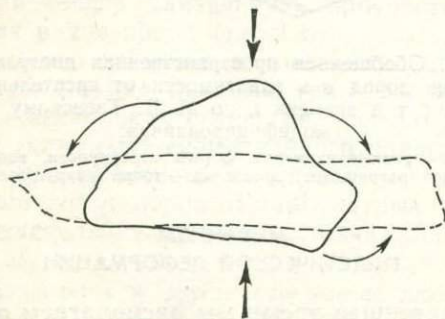


Рис. 62. Механизм пластической деформации, связанный с перекристаллизацией (на примере одного зерна)

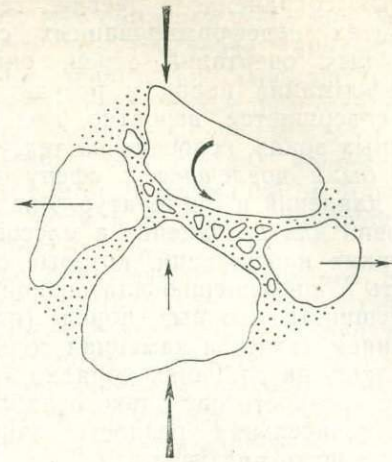


Рис. 63. Межзерновой механизм пластической деформации

является в податливых породах и в «благоприятных» условиях деформации (высокие окружающие давления, высокие температуры, длительная нагрузка).

2. *Механизм перекристаллизации*, выраженный упорядоченной миграцией минерального вещества (путем расплавления, растворения, ионной диффузии) из мест максимального напряжения в места с минимальным напряжением (рис. 62). Развитию этого процесса благоприятствуют высокие температуры [Heard, Raleigh, 1972]. Родственным механизмом является растворение напряженных фрагментов породы с выводом продуктов растворения во внешнюю среду (без участия перекристаллизации) — см. с. 37. Указанные механизмы проявляются наиболее сильно в породах с крупнокристаллическим строением и особенно в легко растворимых в воде породах.

3. *Межзерновой механизм*, выраженный смещениями и поворотом на границах зерен, сопровождающийся обычно начальными стадиями катаклаза (рис. 63). Даже обыкновенный, крупнообломочный катаклиз, рассматриваемый в широком масштабе, считается фактором пластической деформации (*катаклизическое течение* — англ. *cataclastic flow*) [Stearns, 1966]. Эти механизмы приобретают наибольшее значение в неподатливых породах или в породах, включающих малоподатливые компоненты (обломочные кварцевые породы и т. п.) [Clifton, 1965], а также в «неподатливых» условиях деформации. Однако ползучесть вследствие микротрещиноватости и катаклизического течения может, очевидно, развиваться в породах, находящихся в сильно напряженном состоянии, даже в условиях высоких температур и окружающих давлений

[Murrell, 1976]. Катакластический механизм деформации наблюдался даже в такой «классически пластической» тектонической среде, как соляные диапиры [Ошакпаев, 1974]. Фактор времени не играет существенной роли при деформациях такого типа [Donath, Fruth, 1971]. Некоторые особенности могут наблюдаться в процессе деформации обломочных пород, насыщенных напорными водами [L'ubscher, 1961].

4. Механизм скольжения, выраженный перемещением породообразующего вещества по многочисленным, сжатым поверхностям скола, которые не нарушают сплошности породы (не вызывают разрушения). Такой способ деформации пород возможен при повышенном окружающем давлении, ибо образование скола в условиях атмосферного давления, как правило, равнозначно разрушению. Как показали опыты, одинаково сжатые образцы мрамора, испытываемые при более высоком внешнем давлении, характеризуются более частыми и сильнее сплоченными поверхностями скола, обуславливающими развитие равномерной пластической деформации (рис. 64). Такие густо расположенные поверхности часто неразличимы в породе макроскопически или же наблюдаются в виде тонких линий, являющихся эквивалентами известных линий Людерса в деформируемой стали. Массовое распространение тончайших поверхностей скола проявляется в виде снижения кривых деформации ряда пород за точкой предельной прочности (деформационное ослабление\* — см. рис. 25, 45). В высокотемпературных условиях важным фактором ослабления является перекристаллизация [White, 1977].

## 6. РЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Из приведенных рассуждений вытекает, что существует огромное множество различных условий, влияющих на процесс деформации горных пород. До сих пор нет единой теории, которая смогла бы охватить все сочетания условий деформации и, по-видимому, создание такой теории невозможно. Как мы уже убедились, разные обстоятельства, сопровождающие деформацию, могут коренным образом изменить свойства пород, наблюдаемые, например, в «поверхностных» условиях. Поэтому говорить о тех или иных механических свойствах (например, о податливости) горных пород имеет смысл лишь в сочетании

\* Упрочнение, наблюдающееся часто на предшествующем отрезке кривой деформации, является следствием развития в кристаллах дефектов (особенно дислокаций) решетки, которые препятствуют возникновению внутризерновой трансляции.

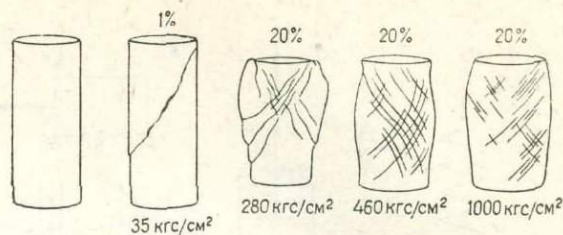


Рис. 64. Возрастание роли механизма скольжения в пластической деформации с ростом внешнего давления — на примере образцов мрамора из Уомби, испытываемых на трехосное сжатие (упрощенная зарисовка по фотоснимкам в работе) [Paterson, 1958].

Числа над образцами — сокращение образцов, числа под образцами — окружающее давление

с определенными условиями\*. В общем значении можно говорить не о податливой породе, а о податливом состоянии данной породы или «податливых» условиях ее деформации.

По приведенным причинам можно утверждать, что разные положения теории деформации горных пород относятся не к определенным типам пород, а скорее к некоторым состояниям, в которых они находятся вследствие проявления разных условий, или же к некоторым стадиям процесса деформации, характеризующимся сходными чертами в разных породах. Попытки создания более общей теории стремятся объединить эти разные аспекты деформации, причем, как правило, они пренебрегают влияниями всяких других условий, кроме «поверхностных». Обобщенные закономерности деформации пород (и других материалов) получили математическое, иногда довольно сложное, выражение, а также более наглядную графическую форму, известную под названием *реологических моделей*. Эти модели, хотя быть может и не отражают всей сложности процессов деформации пород, но во всяком случае оказывают большую помощь в понимании самой сути их механических свойств, рассматриваемых как в отдельности, так и в некоторых простых совокупностях.

Три простые реологические модели, изображающие три фундаментальные реологические свойства тел: упругость, вязкость и пластичность, представлены на рис. 65. Помещенные под моделями графики отражают поведение простейших тел под длительной действующей нагрузкой постоянной величины и под кратковременной нагрузкой с возрастающей величиной. Как видно на графиках, упругая деформация (тело Гука — символ  $H$ ) про-

\* Принятые определения механических свойств пород, как правило, относятся к «поверхностным» давлениям и температуре, воздушно-сухому состоянию и кратковременным, но не внезапным нагрузкам.

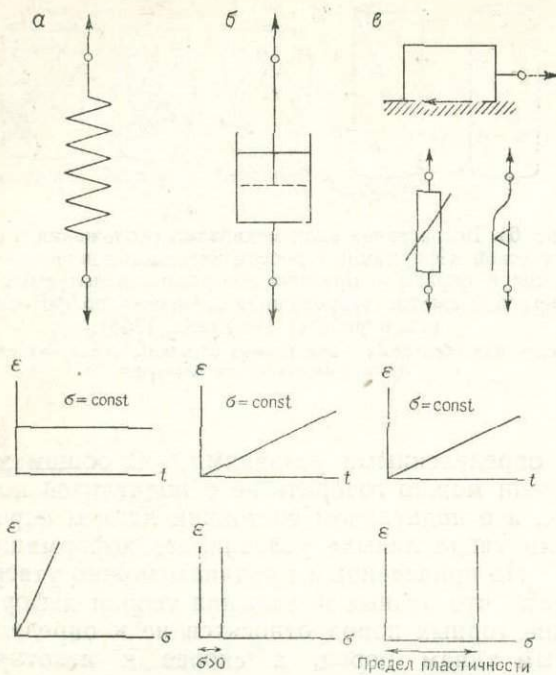


Рис. 65. Три элементарные реологические модели и графики их функций  $\varepsilon/t$  и  $\varepsilon/\sigma$ :

*a* — модель идеально-упругого тела, т. е. тела Гука (пружина) — символ *H*; *б* — модель идеально-вязкого тела, т. е. жидкости Ньютона (поршень с отверстиями, передвигающийся в цилиндре с идеально-вязкой жидкостью) — символ *N*; *в* — модель идеально-пластического тела, т. е. тела Сен-Венана (груз, покоящийся на основании, между ним и основанием проявляется трение) — символ *StV*

исходит мгновенно\*, деформация же идеально-вязкой жидкости (тело Ньютона — символ *N*) и идеально-пластического тела (тело Сен-Венана — символ *StV*) при постоянной нагрузке происходит с определенной постоянной скоростью. Основное отличие двух последних тел состоит в том, что вязкая деформация начинается после приложения любой нагрузки,

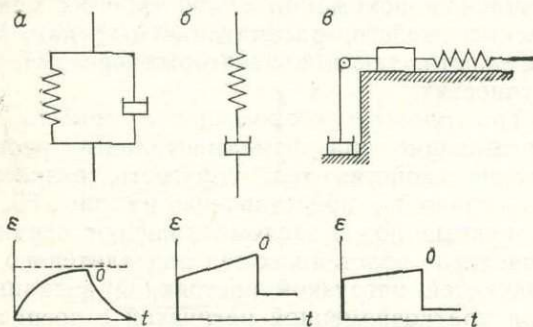


Рис. 66. Три сложные реологические модели и графики их функций  $\varepsilon/t$  при постоянной нагрузке и после ее снятия (точка 0 на кривых):

*a* — модель тела Кельвина или Фойгта (вязко-упругое тело, англ. viscoelastic body) — символ *K*, *б* — модель тела Максвелла (упруго-вязкая жидкость, англ. elasticoviscous fluid) — символ *M*, *в* — модель тела Бингама (упруго-вязко-пластическое тело, англ. plasticoviscous body) — символ *B*

а пластическая деформация начинается при нагрузках (напряжениях), превосходящих некоторую критическую величину, называемую пределом пластичности. В модели *StV* предел пластичности символизирует минимальная сила, способная преодолеть трение между блоком и основанием.

Поведение горных пород и большинства других реальных тел значительно отличается от поведения каждого из перечисленных идеализированных тел. Горных пород идеально-упругих, идеально-вязких или идеально-пластических не существует. Поэтому для более точного описания свойств реальных тел производится соединение фундаментальных моделей, которое осуществляется последовательным и параллельным способами (как в электротехнике). Иногда подключаются и некоторые дополнительные элементы. Среди таких сложных реологических моделей наиболее известны три модели, представленные на рис. 66. Рассмотрим их поведение во времени после приложения постоянной нагрузки и после ее удаления.

**Тело Кельвина** (символ  $K=H/N$ ). После загрузки модели мгновенно приводятся в действие оба составных элемента (соединенные друг с другом поперечным плечом): растяжение пружины замедляется вязкостью жидкости в цилиндре. Так как деформация элемента *H* обладает конечной величиной, то общая деформация тоже стремится к некоторой предельной величине (рис. 66, *a*). Как можно заметить на графике, деформирование тела Кельвина соответствует I фазе ползучести, следовательно, упругому течению (см. рис. 53), сущность которого сводится к упругой деформации, запаздывающей во времени вследствие проявления вязкости (так называемая *запаздывающая упругость*). Если снять нагрузку, то деформация постепенно восстановится, стремясь асимптотически к нулевому значению (рис. 66, *a*, см. рис. 53).

**Тело Максвелла** ( $M=H-N$ ). После нагрузки вначале деформация будет носить упругий характер, так как элемент *H*, реагируя мгновенно на приложение нагрузки, опережает медленно деформирующийся элемент *N*. Разница в скорости деформирования этих элементов настолько велика, что можно говорить о практически чистой упругой деформации. После завершения мгновенной упругой деформации начинает действовать движение поршня в элементе, начавшееся в момент нагрузки, что проявляется в медленной деформации модели с постоянной ско-

\* Принимается, что она происходит со скоростью звука.

ростью (рис. 66,б). Это эквивалентно псевдо-вязкому течению, т. е. II фазе ползучести (см. рис. 53). После снятия нагрузки происходит мгновенное упругое восстановление (сокращение растянутой пружины), но вся модель в целом не возвращается к первоначальной длине, так как во время загрузки поршень в цилиндре переместился и после удаления нагрузки остался в принятом положении (см. рис. 53).

Особенный интерес представляет поведение тела Максвелла, когда деформация оканчивается в какой-то стадии (прекратим растяжение модели, закрепив ее концы, не позволяя им приблизиться). Тогда пружина будет постепенно сокращаться и примет первоначальный размер за счет передвижения поршня в элементе  $M$ . Это явление, называемое *релаксацией*, или *расслаблением напряжений* (англ. stress relaxation), протекает со скоростью, зависящей от свойств пружины (охарактеризованных модулем Юнга  $E$ ) и свойств жидкости в цилиндре (охарактеризованных вязкостью  $\eta$ ), и описывается уравнением:

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{Et}{\eta}}, \quad (21)$$

где  $\sigma$  — величина напряжения, оставшаяся от первичной величины  $\sigma_0$  после времени  $t$ ;  $e$  — основание натуральных логарифмов (2,718).

Уравнение (21) показывает, что релаксация напряжений характеризуется экспоненциальной зависимостью от времени (рис. 67) и что *время релаксации*, под которым подразумевается время, необходимое для релаксации напряжений до  $1/e$  их первоначальной величины, определяется  $\eta/E$ . В тектонике эта величина имеет большое значение. Проводились специальные опыты, которые показали, что массивные породы способны в течение длительного времени сохранять упругую энергию деформации и одновременно подчиняются закону постепенной релаксации этой энергии, проявляя, таким образом, некоторые свойства тела Максвелла. Следовательно, желая определить, как долго в какой-то толще пород, например после фазы тектонического сжатия, будут удерживаться напряжения, способные вызвать определенные деформации (при появлении соответствующих обстоятельств), необходимо знать  $E$  и  $\eta$  этой геологической среды. Таким путем было определено, что время релаксации для солenhoфенского известняка составляет не менее 100 000 лет и легко может превысить 10 000 000 лет [Price, 1959]\*. Последняя величина доказывает, что в горных породах на протяжении целых геологических периодов могут сохраняться зна-

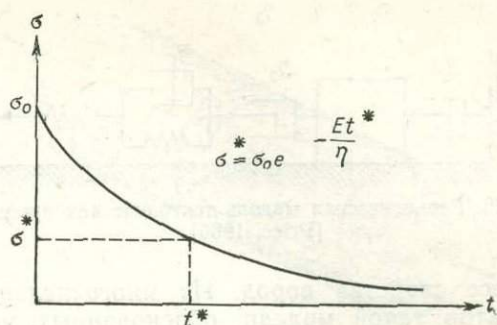


Рис. 67. Релаксация напряжений в упруго-вязком теле Максвелла

чительные остаточные напряжения (англ. residual stresses — напряжения, оставшиеся после действовавших и затухших уже сил). Например, в некоторых комплексах пород альпийского орогена могут сохраняться сильные напряжения, «оставленные» горообразовательными процессами третичного времени. Остаточные напряжения играют, очевидно, решающую роль при образовании неглубокой трещиноватости [Price, 1966; Fortunat, 1972].

*Тело Бингама* ( $B=H-StV-N$ ) после нагружения мгновенно проявляет упругую деформацию (элемент  $H$ ), а затем воздействуют два остальных элемента (разумеется при условии, что приложенное усилие будет больше силы трения элемента  $StV$ ) и происходит пластическое течение (вязко-пластическое) с постоянной скоростью. Кривая функции  $\varepsilon/t$  имеет, таким образом, сходный вид с кривой для тела Максвелла также и в фазу разгрузки (см. рис. 66,б). Основная разница между моделями этих тел состоит в том, что в модели  $M$  течение наступает уже при минимальных нагрузках (жидкость), в то время как в модели  $B$  оно начинается после преодоления приложенным усилием сопротивления силы трения блока ( $StV$ ), которая символизирует предел пластичности\*\*, при меньших усилиях происходит единственно упругая деформация. В этом отношении бингамова модель лучше характеризует свойства массивных пород, но, с другой стороны, в ней нет явления релаксации. Обе сравниваемые модели  $M$  и  $B$  не обладают способностью упругого течения, какое представлено в модели  $K$ . Последняя, в свою очередь, лишена ряда других свойств, которыми характеризуются реальные тела.

Как видно из вышесказанного, весьма трудно построить модель, которая отражала

\* Расхождение этих данных обусловлено трудностью точного определения величины  $\eta$  для массивных пород.

\*\* И одновременно длительную прочность.

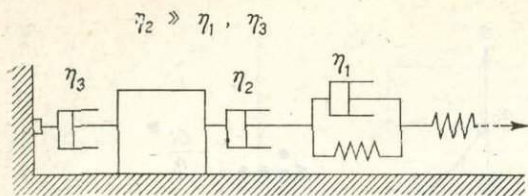


Рис. 68. Реологическая модель тектонических процессов [Price, 1966]

бы все свойства пород. Из многочисленных проектов такой модели, обоснованных математически и эмпирически, стоит отметить своеобразную универсальную (для связных и несвязных пород) модель польского автора З. Бжоско [1969]. Дополнительную трудность в построении модели, удовлетворительной с точки зрения тектоники, составляет необходимость учета влияния на тело длительного времени действия нагрузки. Имея в виду эту трудность, Н. Дж. Прайс [1966] предложил модель, представленную на рис. 68. В ней последовательно соединены модели В и К и введен дополнительный элемент  $N$ , выполненный очень вязкой жидкостью. Эта модель выявляет значительные различия в деформации в зависимости от времени действия нагрузки.

1. Вскоре после приложения нагрузки начинается упругая деформация (элемент  $H$ ),

## VII. НАПРЯЖЕНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ

Конечным эффектом процесса деформации может являться *разрушение* — потеря деформируемым телом его сплошности. Разрушение происходит после превышения предельных напряжений, т. е. предельной прочности материала на данный вид напряжений при определенных условиях деформации. В случае продолжительно действующей деформации кроме превышения напряженного состояния, называемого длительной прочностью, для разрушения требуется достаточно длительное время.

В тектонике разрушение проявляется в виде образования трещин, разрывов, брекчирования пород, иногда вплоть до их милонитизации (в последнем случае вместо разрушенной первичной сплошности может немедленно возникать новая сплошность). Среди разных форм разрушения наиболее важную роль играют разрывы и смещения по ним как в значении фактора, нарушающего условия залегания пород, а также влияющего на их тектонические и гидрогеологические свойства, так и в роли предпосылки в изучении тектонических процессов. Полная характеристика

а затем упругое течение (элемент  $K$ ). Когда нагрузка превышает сопротивление трения элемента  $StV$  (предел пластичности), то приводится в движение блок и находящийся за ним элемент  $N\eta_3$ . Происходит, таким образом, вязко-пластическое течение. Элемент  $N\eta_2$  практически не деформируется, так как высокая вязкость заполняющей его жидкости препятствует поршню совершить уловимое за это время движение. Следовательно, не может произойти релаксация напряжения элемента  $H$ , вся модель проявляет характер твердого тела.

2. За более длительное время\* деформация элемента  $N\eta_2$  «успевает» за медленным возрастанием нагрузки и, в связи с этим вслед за упруго-вязким течением развивается нормальное вязкое течение как в жидкостях, а после перерыва процесса деформации происходит постепенная релаксация напряжения пружины  $H$ .

Рассмотренная модель наглядно отражает ряд свойств горных пород, однако и она страдает серьезными недостатками, например не охватывает важного явления длительной прочности. Реологическая модель массивных пород, которая удовлетворяла бы полностью тектонистов, пока еще не сконструирована.

этих процессов возможна лишь при условии, что поверхности разрушения являются закономерным пространственным (качественным) отражением разрушающих напряжений и само их образование (превышение прочности, возникновение разрушающих напряжений) требует создания определенных количественных условий.

### 1. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ

Разрушение представляет потерю сплошности; следовательно, образование поверхности разрушения сводится к разъединению породы вдоль этой поверхности, причем может образоваться только разрыв или же происходит смещение разъединенных частей. Непосредственной причиной разрыва могут быть

\* На самом деле здесь происходит медленное наращивание нагрузки.

растягивающие усилия или сдвиг, ибо сжатие способствует уплотнению, а не разъединению среды\*. При растяжении, кроме разрыва, происходит часто раздвигание образовавшихся блоков перпендикулярно поверхности разрыва (образование зияющих трещин), при сдвиге происходит смещение блоков вдоль этой поверхности (образование сбросов, иногда лишь микроскопической амплитуды). В зависимости от механизма образования поверхности разрушения различаются: *хрупкий излом* (трещины отрыва; англ. brittle fracture), когда разрушение происходит без предшествующей пластической деформации, обычно вдоль межзерновых поверхностей, *трещины кливажа* (англ. cleavage fracture), когда разрушение наступает после небольшой пластической деформации вдоль плоскостей спайности кристаллов, и *трещины скалывания* (англ. shear fracture), когда поверхности разрушения предопределены плоскостями максимальной эффективности касательных напряжений и пересекают межзерновые границы и кристаллографические направления, а разрушение происходит обычно после значительной пластической деформации (см. рис. 73).

Самый простой случай разрушения образца горной породы — одноосное растяжение — приводит, как правило, к образованию одной поверхности разрыва (*трещины отрыва*)\*\*, перпендикулярной к направлению растяжения, т. е. к максимальному растягивающему усилию. Согласно принятой нами условности, оно представляет алгебраически минимальное напряжение  $\sigma_3$  (рис. 69). Кроме растягивающего усилия, в данном случае разрушающее действие могли бы оказывать и касательные напряжения, возникающие в результате растяжения (см. с. 17), однако их величина составляет лишь небольшую долю нормальных напряжений, а прочность массивных пород на одноосное растяжение, как правило, ниже прочности на сдвиг (см. табл. 2), поэтому разрушение пород путем сдвига в данных обстоятельствах совершенно невозможно.

Разрушение описанного типа может произойти и без участия внешнего растяжения — в образцах, подверженных одноосному или даже трехосному сжатию, если разность сжимающих усилий будет значительна и вдоль

\* Это не значит, однако, что сжатие не может являться косвенной причиной разрушения, создающей условия для последующих растягивающих и срезающих усилий. В таком именно значении, наряду с прочностью на растяжение и на сдвиг, рассматривается прочность на сжатие.

\*\* Термины «трещины отрыва», «трещины скалывания» и т. п. не нашли применения в технике, однако прочно вошли в тектоническую терминологию и поэтому используются в данной книге.

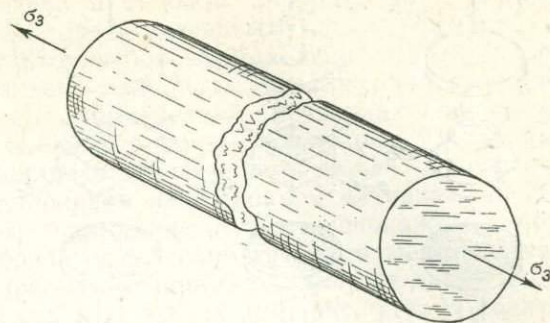


Рис. 69. Разрушение в результате одноосного растяжения образца породы

одной из осей возникнет достаточно сильное растягивающее напряжение. В связи с этим в англоязычной литературе [Jaeger, Cook, 1971] под общим термином extension fractures (*трещины растяжения*) подразумевается всякое разрушение, обусловленное проявлением растягивающих усилий, независимо от характера внешних сил. В настоящей книге в таком общем значении и применяется этот термин. К термину «экстенсивные трещины» мы будем прибегать лишь в тех случаях, когда необходимо подчеркнуть, что данное разрушение произошло без участия внешнего растяжения.

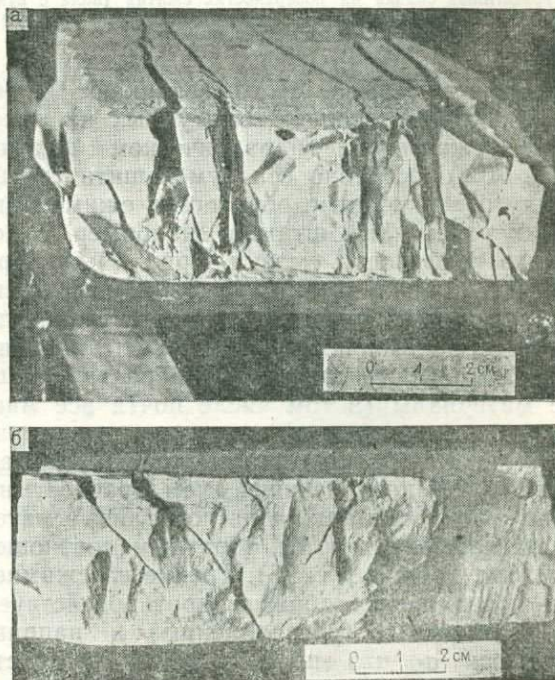


Рис. 70. Способ разрушения образца мальмского известняка при одноосном сжатии (фото В. Ярошевского): а — при уменьшенном трении на поверхностях сжатия — трещины отрыва, б — при неуменьшенном трении на поверхностях сжатия — трещины скола

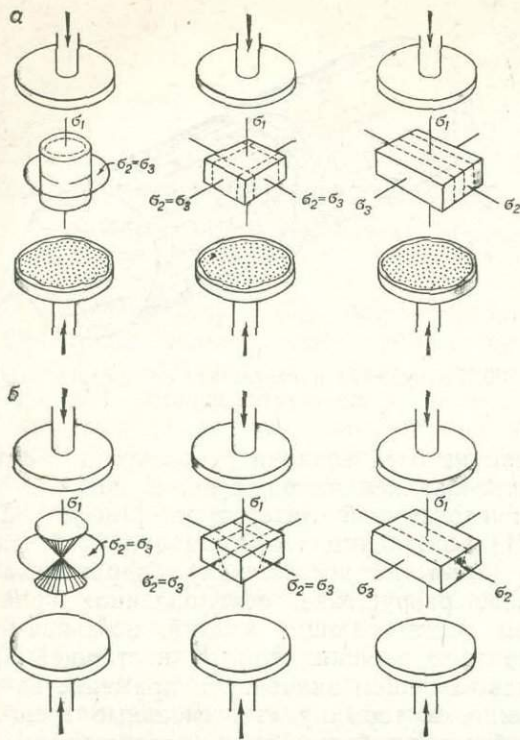


Рис. 71. Напряженные состояния и соответствующие виды разрушения образцов пород разной формы под влиянием одноосного сжатия в гидравлическом штампе (схематическое изображение):

а — графитовая смазка на поверхностях сжатия (поля с пунктиром) — трещины отрыва, б — естественное трение на поверхностях сжатия — трещины скола

Трещины отрыва часто возникают в образцах хрупких пород, испытываемых на одноосное сжатие в гидравлическом штампе (рис. 70,а), особенно если уменьшить трение между поверхностями образцов и сжимающими их пластинами штампа (например, с помощью графитовой смазки — рис. 71,а). При большом трении, а также в испытаниях сильно податливых материалов будут возникать трещины скалывания (рис. 70,б). Эти явления можно объяснить следующим образом. Хрупкие материалы (в том числе почти все массивные горные породы) отличаются исключительно низкой прочностью на растяжение, как правило, намного меньшей, чем прочность на сдвиг, в то время как очень податливые материалы характеризуются обратным соотношением (см. табл. 2 и с. 76). Трение на сжимаемых поверхностях образца противодействует его расширению (расслаблению) в направлении оси  $\sigma_3$ , что прежде всего препятствует образованию трещин растяжения, требующих «расслабления» среды. Трещины скалывания, если не сопровождаются значительным скольжением, не требуют сильного «расслабления», хотя и в данном случае оно

проявляется (см. рис. 64). Поэтому поверхности сдвига, подобно поверхностям растяжения, простираются перпендикулярно к оси минимального напряжения (направление, наиболее способствующее «расслаблению») — рис. 71,б, однако в отличие от трещин отрыва они не располагаются по отношению к осям  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  параллельно и перпендикулярно (соответственно), а наклонены к ним симметрично, ибо, как мы уже знаем, напряжения сдвига действуют лишь по плоскостям, наклонным по отношению к оси главных напряжений. Перпендикулярность трещин сдвига к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$  можно также объяснить, исходя из анализа касательных напряжений в двухосном напряженном состоянии (с. 18). Если поверхности сдвига в плане перпендикулярны к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ , то направление их взаимного пересечения должно соответствовать оси  $\sigma_2$  (см. рис. 71,б). Это является основным правилом тектонической интерпретации поверхностей разрушения путем сдвига.

Роль направления максимального расслабления в отношении напряженного состояния и способа разрушения можно проследить на серии одноосных опытов с образцами одноосной изотропной породы (см. рис. 71). Цилиндрические образцы, сжимаемые параллельно оси, растрескивались в направлении субпараллельном боковой поверхности цилиндра или (после удаления смазки) вдоль конусообразных поверхностей, соприкасающихся вершинами. Следовательно, в данном случае напряжения, возникающие в результате одноосного сжатия, характеризовались одинаковой величиной во всех направлениях, перпендикулярных к  $\sigma_1$ , что объясняется одинаковыми условиями разгрузки цилиндрических образцов в этих направлениях (сравни рис. 2 и с. 17). Когда же в испытаниях применялись образцы с квадратным сечением в плоскости сжатия, они разрушались симметрично по отношению к обоим парам боковых стенок, следовательно, по перпендикулярам к этим стенкам, т. е. в двух направлениях наиболее благоприятной разгрузки проявились оси напряжения  $\sigma_2=\sigma_3$ . Наконец, при испытаниях кирпичеобразных образцов трещины растяжения и трещины сдвига возникли только по длине образца, так как в направлении, перпендикулярном к длине, проявлялось минимальное трение, следовательно, происходила разгрузка и действовало минимальное напряжение  $\sigma_3$ .

Закономерности пространственного расположения поверхностей разрушения все-таки удобнее анализировать в трехосных испытаниях, когда к образцу можно приложить разные силы вдоль трех взаимно перпендикуляр-

ных направлений. В земной коре наиболее частым напряженным состоянием является трехосное сжатие с разными значениями напряжений по трем осям. Подавляющее большинство массивных пород, испытываемых в лаборатории на трехосное сжатие (при достаточной величине сил), разрушается путем скалывания (рис. 72,а). Когда же по крайней мере одна из приложенных сил представляет растяжение или более слабое по сравнению с остальными сжатие, что создает вдоль этого направления значительное растягивающее усилие, то перпендикулярно этому направлению обычно происходит разрушение за счет растяжения (рис. 72,б). Таким образом, наблюдается полная аналогия с разрушением кирпичеобразных образцов при одноосном сжатии и лишь в рассматриваемом случае возникающие трещины распределены более регулярно. Из этой аналогии следует, что способ разрушения определяется не силами, а напряжениями, ибо в обоих случаях применялись разные внешние силы, а напряженное состояние было одинаковое (сравни рис. 71 и 72). Тожественные результаты испытаний наблюдаются и в том случае, когда напряжения  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  обладают одинаковой и значительной величиной. Такие условия наблюдаются при сжатии цилиндрических об-

разцов в типовом аппарате для трехосных испытаний массивных пород (см. рис. 34). Фактором бокового давления в этом аппарате является жидкость, поэтому напряжения по всем направлениям, перпендикулярным к  $\sigma_1$  (давление штампа), одинаковы. После достижения количественных условий разрушения в однородном и изотропном материале происходит скалывание по противоположным конусообразным поверхностям, которые являются эквивалентом пирамид и конусов скола в одноосных испытаниях (см. рис. 71). В практике, однако, очень редко образцы пород являются абсолютно однородными и изотропными, поэтому даже в цилиндрических образцах, испытываемых в трехосном аппарате, скалывание происходит вдоль одной или двух совокупностей приблизительно плоских поверхностей (см. рис. 64).

Как было сказано при рассмотрении двухосного напряженного состояния и диаграммы Мора, оптимальные условия образования сдвига (максимальные касательные напряжения) в сжимаемом образце проявляются в двух плоскостях, симметричных по отношению к осям  $\sigma_3$  и пересекающихся вдоль оси  $\sigma_2$ . Возникающие таким путем в процессе сжатия две совокупности поверхностей сдвига (или две одинарные поверхности) в тектонике на-

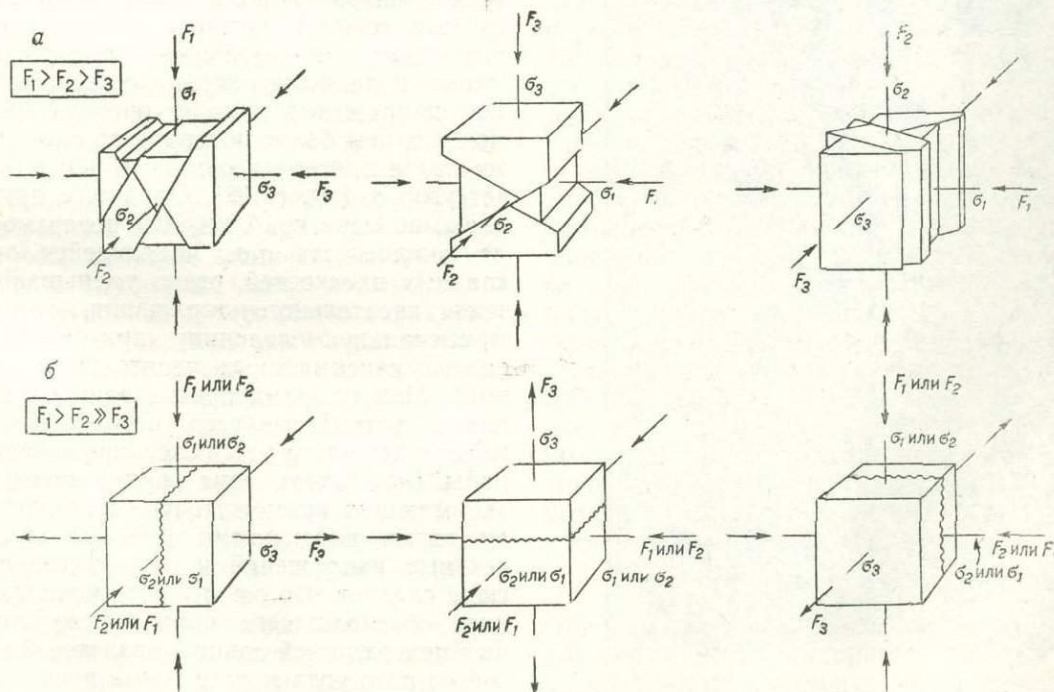


Рис. 72. Разные напряженные состояния и соответствующие виды разрушения кубического образца породы под влиянием трехосной системы сил  $F_1F_2F_3$ :  
 а — сжатие по трем направлениям — разрушение путем скалывания (со значительным скольжением вдоль поверхности разрушения). Три кубика отражают три главных вида разрывных смещений (слева направо): сброс, взброс и сдвиг; б — сжатие по двум направлениям — растяжение (или просто большая возможность разгрузки, например очень слабое сжатие) по третьему направлению — разрушение путем отрыва

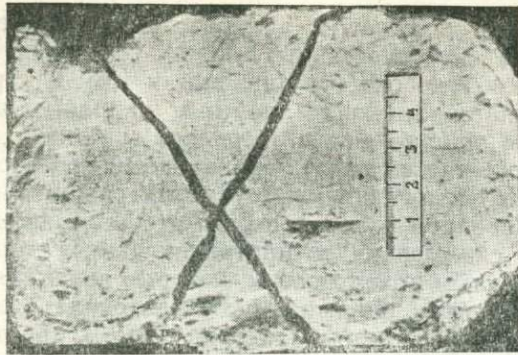


Рис. 73. Сопряженные поверхности скалывания в образце гипса, полученные экспериментально (фото В. Ярошевского).

Ось  $\sigma_1$  вертикальная (ось  $\sigma_2$  перпендикулярна к плоскости рисунка)

зывают *сопряженными* поверхностями (скалывания, трещин сбросов и т. д.; англ. complementary shears и т. д.). Наиболее благоприятные условия для образования сопряженных трещин существуют в податливых породах (рис. 73) и в «податливых» условиях деформации (см. рис. 64). Такие трещины встречаются и в хрупких породах, но чаще

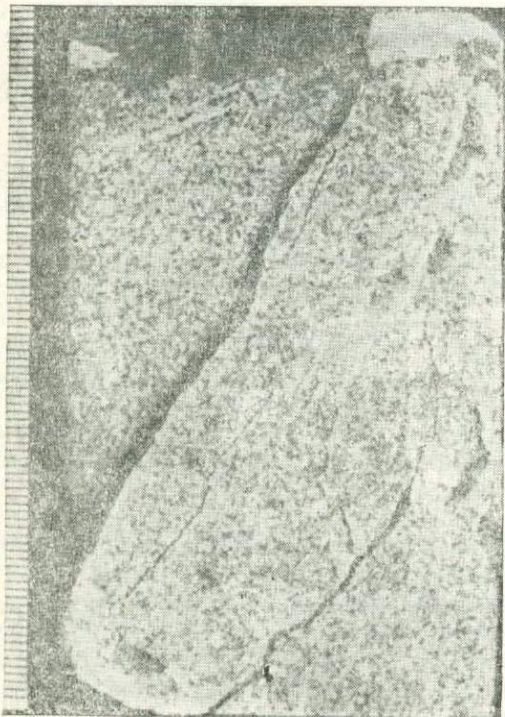


Рис. 74. Совокупность однонаправленных поверхностей скалывания «хрупкого» типа в образце стшегомского гранита, полученная экспериментально (фото В. Ярошевского).

Ось  $\sigma_1$  вертикальная, ось  $\sigma_2$  перпендикулярная к плоскости рисунка. Местами замечается переход трещин скола в трещины растяжения

всего в тех местах, где напряжение  $\sigma_3$  обладало довольно большим абсолютным значением (скалывание в условиях повышенного окружающего давления). По разным причинам, одна из которых будет рассмотрена на с. 60, используется лишь одно из сопряженных направлений, что особенно часто происходит при разрушении хрупкого типа (рис. 74), но наблюдается и при «податливом» разрушении.

Когда можно доказать, что какие-либо сколы (трещины, сбросы) являются сопряженными (образовались одновременно), то установленная закономерность позволяет определить ось  $\sigma_2$  создавшего их напряженного состояния — ею будет линия пересечения поверхностей сдвигов. Оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , как мы уже знаем, симметричны (биссектрисы двусторонних углов) по отношению к сопряженным поверхностям скалывания. Их можно отличить друг от друга благодаря тому, что упомянутые двусторонние углы в связанных породах почти никогда не бывают прямыми (в момент образования поверхностей скалывания; позже эти поверхности могут подвергнуться повороту), следовательно, сопряженные трещины не совпадают с плоскостями максимальных касательных напряжений. Этот, на первый взгляд странный факт объясняется тем, что образованию сдвига противодействуют силы трения внутри породы (так называемое внутреннее трение), которые, естественно, будут тем меньше, чем меньше нормальное напряжение пересекает поверхность скалывания. Это напряжение в свою очередь будет тем меньше, чем ближе поверхность скола приближается к плоскости  $\sigma_1\sigma_2$ , т. е. чем меньше будет угол  $\alpha$  (см. с. 18). Однако, с другой стороны, по мере приближения поверхности скола к плоскости  $\sigma_1\sigma_2$ , являющейся одной из главных плоскостей, резко уменьшаются значения касательного напряжения, которое имеет максимальную величину при  $\alpha=45^\circ$  (плоскости максимальных касательных напряжений). Между этими противоречивыми тенденциями устанавливается некоторый компромисс: в конечном итоге скол происходит вдоль пары (или вдоль двух групп) поверхностей, занимающих промежуточное положение между двумя плоскостями максимальных касательных напряжений и плоскостью  $\sigma_1\sigma_2$ . Отсюда следует, что ось  $\sigma_1$  напряженного состояния, обусловившего образование сопряженных поверхностей сдвига, является биссектрисой острого угла между этими поверхностями, а ось  $\sigma_3$  — биссектрисой тупого угла между ними (см. рис. 72,а). Это правило вместе с логически сопровождающим его принципом определения оси  $\sigma_2$  составляет основу механической интерпретации трещин сдвига.

Это касается и ряда разрывных нарушений, лишенных «сопряженного партнера». Такой механический анализ возможен благодаря двум обстоятельствам. Во-первых, на основании непосредственных наблюдений и по некоторым мелким тектоническим структурам можно иногда определить направленность смещения или стремления к смещению вдоль поверхности сдвига. Эта направленность определяет нам положение оси  $\sigma_2$  (сдвиг происходит в плоскости, перпендикулярной к этой оси, — см. рис. 71,а) и показывает, с какой стороны анализируемой поверхности располагалась ось  $\sigma_1$  (направление движения, стремящееся «сократить» рассматриваемое пространство), а с какой ось  $\sigma_3$  (направление движения, стремящееся «удлинить» рассматриваемое пространство) — см. рис. 72,а. Во-вторых, как было обосновано на с. 18, траектории главных напряжений вблизи земной поверхности, как правило, перпендикулярны и параллельны этой поверхности. Следовательно, изучая наклонные трещины скальвания, образовавшиеся у поверхности земли\*, можем легко установить, с какой плоскостью (горизонтальной или вертикальной) эти трещины образуют острый угол, и определить таким образом положение осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  (ось  $\sigma_2$  в данном случае будет обязательно горизонтальна и параллельна простиранию трещин — см. рис. 72,а).

Закономерная ориентировка траекторий земного поля напряжений по отношению к поверхности Земли в широком масштабе может быть отнесена и к более глубоким горизонтам земной коры, особенно на платформенных или слабо складчатых территориях. Поэтому разрывные смещения трех основных типов — сбросы, взбросы и сдвиги, которые образовались в глубинных зонах и ныне часто наблюдаются вблизи поверхности, характеризуются обычно определенным положением своих поверхностей смещения по отношению к вертикали и горизонтали. Так, плоскости сбросов имеют угол падения больше  $45^\circ$ , плоскости взбросов — до  $45^\circ$ , а сдвиги характеризуются вертикальным или очень крутым падением. Эти закономерности обусловлены системами напряжений, сформировавшими эти разрывные смещения, аналогичными с тремя вариантами на рис. 72,а.

Угол между осью  $\sigma_1$  и поверхностями сдвига, называемый *углом сдвига* (англ. angle of shear) и обозначаемый  $\theta$ , представляет для данной породы более или менее постоянную величину, независимую от ориентировки сдви-

\* Следует, однако, помнить, что современное положение структур вблизи поверхности является обычно результатом их поднятия и эрозии.

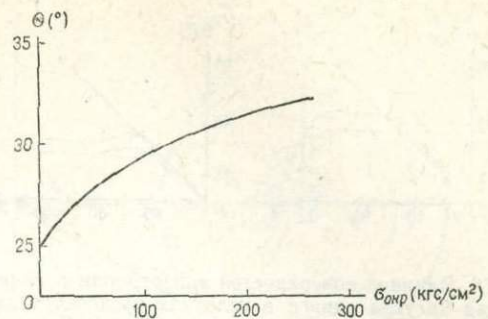


Рис. 75. Увеличение угла сдвига  $\theta$  в мраморе из Уомби в зависимости от возрастания окружающего давления  $\sigma_{окр}$  [Paterson, 1958]

га в пространстве (оси  $\sigma_1$ ), его размеров и пр. Величина угла сдвига в некоторой степени зависит от условий деформации, в особенности от окружающего давления, рост которого вызывает обычно некоторое увеличение угла сдвига (рис. 75). Это соответствует закономерности, согласно которой углы сдвига податливых пород, как правило, больше, чем неподатливых, а очень хрупкие породы, сжимаемые без участия ощутимого бокового давления, как мы уже убедились, вообще не подвергаются сдвигу. В них образуются трещины отрыва (угол сдвига как будто падает до нуля). Колебания угла  $\theta$  в обычных массивных породах небольшие\*, как правило, не более  $30^\circ$ . Эту величину можно считать типичной и в приближении применять в качестве основы механической интерпретации сдвига в разных горных породах.

Анализ напряженного состояния на основании сопряженных и одинарных разрывов усложняется механической анизотропией большинства горных пород, которая может оказывать влияние на отклонения поверхностей разрушения от теоретических положений. Согласно проведенным расчетам [Jaeger, 1960] и экспериментальным данным [Jaeger, 1959; Donath, 1961, 1964], это влияние для ряда пород с плоской анизотропией (уменьшенная прочность на сдвиг вдоль ряда параллельных поверхностей) будет максимальным, когда угол  $\beta$  между осью  $\sigma_1$  и поверхностями анизотропии помещается в пределах:

$$15^\circ < \beta < 45^\circ.$$

При условиях, если поверхности анизотропии выражены четко (например, кливаж), одна из сопряженных совокупностей поверхностей сдвига (та, которая располагается ближе пло-

\* Влияние окружающего давления на угол сдвига в разных породах, как граниты и песчаники, тоже оказалось ничтожным (до давления порядка нескольких тысяч кгс/см<sup>2</sup>).

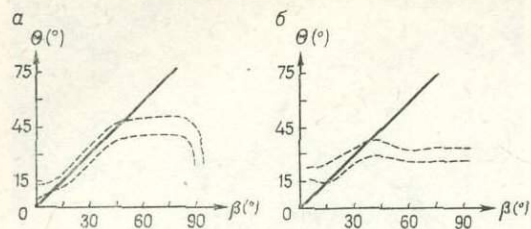


Рис. 76. Влияние поверхностей анизотропии в глинистых сланцах на угол сдвига в условиях трехосного сжатия, при окружающем давлении 35—420 бар, по данным Ф. А. Доната (Donath, 1961), с дополнениями:

$\theta$  — угол сдвига,  $\beta$  — угол между поверхностями анизотропии и направлением максимального сжатия, сплошная линия — сдвиг вдоль поверхности анизотропии, прерывистые линии — границы поля рассеяния наиболее частых результатов испытаний;  $a$  — кливаж как фактор анизотропии,  $b$  — расслоение как фактор анизотропии

скости анизотропии) развивается, как правило, вдоль ослабленных поверхностей (рис. 76,а), вторая же не образуется вовсе или развивается слабо под увеличенным, но все еще острым углом по отношению к первой. Когда поверхности анизотропии выражены менее четко, как, например, поверхности напластования, влияние анизотропии выражено лишь некоторым изменением характерного для данной породы угла сдвига, как если бы ближайшие к плоскости анизотропии поверхности сдвига «притягиваются» этой плоскостью. Ослабленные поверхности используются непосредственно лишь при углах  $\beta$ , близких углу сдвига данной породы (рис. 76,б). Однако в тонко расслоенном известняке наблюдались сдвиги вдоль поверхностей слоистости при углах  $13^\circ < \beta < 51^\circ$  (Mc Gill, Ramey, 1970]. Степень зависимости способа разрушения от анизотропии среды определяется главным образом условиями прочности вдоль ослабленных поверхностей в породе и перпендикулярно к ним [Hattori, Mizutani, 1971]. Обычно при углах  $\beta$  в пределах 0—15 и 45—60° сдвиги используют поверхности анизотропии лишь при некоторых напряженных состояниях и лишь в условиях хорошо выраженных поверхностей, а при  $\beta > 60^\circ$  влияние анизотропии проявляется только в некоторой модификации угла сдвига (см. рис. 76,а) или совсем не проявляется (см. рис. 76,б). Замечено, что в сланцах влияние анизотропии на способ сдвига уменьшается по мере возрастания окружающего давления [Donath, 1961], в то время как в известняках это не проявляется даже при значительных изменениях давлений [Mc Gill, Ramey, 1970]. В песчаниках при окружающем давлении в 1 кбар ориентировка слоистости оказывает незначительное влияние на способ разрушения [Dunn et al., 1973].

При растяжении анизотропия оказывает, вероятно, значительно большее влияние на ориентировку разрушения горных пород, чем при сдвиге [Vouash, 1969; Michel, 1970]. Это объясняется таким образом, что при растяжении в большей степени проявляется разница в прочности породы вдоль и поперек слоистости или трещиноватости, чем при сдвиге. Предполагается, что даже мельчайшие, но одинаково ориентированные трещинки в породе могут определять направление разрушения при растяжении, иногда значительно отклоняя его от перпендикуляра к оси  $\sigma_3$ . Замечено, что это относится также и к минеральной линейности (Michel, 1970]. Отсюда следует, что фактор анизотропии необходимо учитывать при тектоническом анализе трещин растяжения.

## 2. ТЕОРИЯ РАЗРУШЕНИЯ КУЛОНА — МОРА

Упомянутое в предыдущей главе значительное постоянство угла сдвига говорит о том, что сдвиги происходят обычно при одинаковом отношении касательного напряжения (действующего вдоль образующейся поверхности разрушения) к нормальному напряжению  $\sigma$  (действующему вкrest образующейся поверхности разрушения). Чтобы приблизительно определить величину этого критического отношения  $\tau/\sigma$ , для данной породы можно использовать простое устройство (рис. 77), напоминающее аппарат для прямого сдвига, применяющийся в механике грунтов. Образцы пород, соприкасающиеся своими несглаженными поверхностями, помещаются в аппарате и подвергаются действию некоторых сил — нормальной  $N$  и касательной  $T$ ; последнюю постепенно увеличивают до величины, при которой произойдет скольжение. Проявившееся в этот момент критическое отношение  $T/N^*$  и соответствующее ему отношение  $\tau/\sigma$  можно выразить в виде тангенса угла  $\varphi$  между осью равнодействующего напряжения  $\sigma_p$  и нормалью к поверхности сдвига:

$$\frac{\tau}{\sigma} = \operatorname{tg} \varphi = \mu,$$

следовательно, скольжение произойдет при условии, когда величина касательного напряжения будет равна:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi. \quad (22)$$

\* В этих расчетах, разумеется, к силе  $N$  следует прибавить массу верхнего образца и вмещающего его контейнера (см. рис. 77).

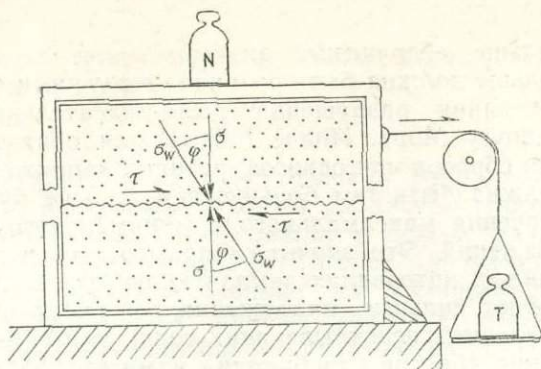


Рис. 77. Схема устройства для приближенного определения величины угла внутреннего трения  $\varphi$ . Точками обозначены испытываемые образцы. Трение на блоке ничтожно мало

Угол  $\varphi$  называется *углом внутреннего трения*, а его тангенс — величиной  $\mu$  — *коэффициентом внутреннего трения*. Указания на внутреннее трение необходимо, так как анализируются условия скольжения вдоль потенциальной поверхности сдвига в момент ее образования внутри породы (поэтому применялись образцы с несглаженными поверхностями). Когда же рассматриваются соотношения напряжений, при проявлении дальнейшего скольжения по существующей поверхности, например, в условиях движения по сглаженной поверхности тектонического зеркала, следует учитывать *внешнее трение*. Значения обоих коэффициентов трения в горных породах могут сильно отличаться друг от друга [Handin, Stearns, 1964].

Уравнение (22) определяет величину касательного напряжения, необходимую для создания сдвига в материале. Из этого уравнения следует, что сдвиг происходит тем труднее, чем больше угол  $\varphi$ . Угол внутреннего трения является, таким образом, основной мерой сопротивления породы сдвигу. Эта величина имеет важное значение при определении возможности проявления оползневых движений и тектонического гравитационного скольжения. На основании определения этого угла (см. рис. 77) можно констатировать, что такие перемещения возможны в том случае, когда поверхность, предрасположенная к скольжению, наклонена под углом  $\varphi$  к горизонтали.

Как было сказано в главе V.4, чтобы определить величину касательного напряжения, достигаемого при данной системе главных напряжений, можно использовать круги Мора. Следовательно, чтобы выявить возможность сдвига в данном материале и при данной системе напряжений, необходимо увязать уравнение (22) (описывающее условие сдвига

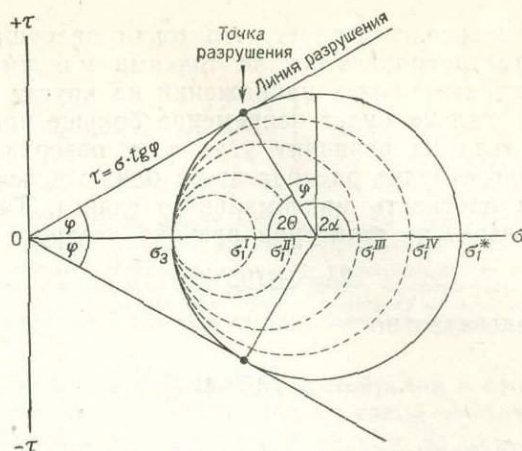


Рис. 78. Диаграмма Мора, сопряженная с графиком уравнения (22)

в данном материале) с диаграммой Мора (характеризующей величину касательного напряжения при данном напряженном состоянии и на данной плоскости). Такая увязка представлена на рис. 78. Последовательные круги Мора с диаметрами, возрастающими от  $\sigma_3 \sigma_1^I$  до  $\sigma_3 \sigma_1^*$ , отражают постепенное изменение системы напряжений от такого напряженного состояния, при котором скольжение и разрушение путем сдвига не сможет произойти — линии разрушения не являются касательными кругов Мора, соответствующих данным напряжения, т. е. не удовлетворяется условие, выраженное уравнением (22). В критическом состоянии  $\sigma_3 \sigma_1^*$  линии разрушения становятся касательными круга Мора и, таким образом, соблюдается условие сдвига при данных свойствах материала. В приведенном примере критическое напряженное состояние достигнуто путем увеличения  $\sigma_1$ , при неизменном  $\sigma_3$ . Это соответствует образованию взбросов в результате постепенного возрастания горизонтального тектонического давления при постоянной вертикальной нагрузке. Линии разрушения могут быть касательными с кругами Мора и при уменьшении  $\sigma_3$  при неизменном  $\sigma_1$ . Таким условиям соответствует образование сбросов в результате боковой разгрузки (например, при быстро нарастающем поднятии) при неизменной величине вертикальной нагрузки (играющей роль напряжения  $\sigma_1$ ). Наконец, касательная может быть достигнута при одновременном изменении абсолютных значений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , что в природных условиях происходит обычно в периоды усиленной тектонической активности.

Две линии разрушения на рис. 78 и, следовательно, две точки касания (разрушения) для данного круга Мора соответствуют двум возможным поверхностям сдвига. Из построе-

ния чертежа следует, что точки разрушения будут располагаться за точками максимальных касательных напряжений на кругах Мора; угол  $2\alpha$  будет непременно больше прямого угла на величину угла  $\varphi$ , а поверхности сдвигов будут располагаться ближе к оси  $\sigma_1$ , чем плоскость максимального сдвига. Таким образом, из геометрии рисунка следует, что:

$$2\alpha = \pm (90^\circ + \varphi),$$

следовательно

$$\theta = \pm \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2}\right). \quad (23)$$

Приведенная в предыдущей главе эмпирическая закономерность расположения поверхностей сдвигов по отношению к осям напряжений получила, таким образом, теоретическое обоснование. Угол сдвига  $\theta$ , составляющий:

$$\begin{aligned} 2\theta &= \pm (90^\circ - \varphi), \\ \theta &= \pm \left(45^\circ - \frac{\varphi}{2}\right), \end{aligned} \quad (24)$$

имел бы максимальную величину  $45^\circ$  при  $\varphi = 0^\circ$ , т. е. в несуществующих породах, полностью лишенных внутреннего трения. Значения угла  $\varphi$  для массивных пород располагаются, как правило, в пределе  $20-50^\circ$ , но чаще всего составляют  $30-40^\circ$ . Подставляя эти наиболее частые значения в формулу (24), получим теоретические средние углы наклона поверхностей разрывных смещений (в условиях типичных систем напряжений, как на рис. 72, а): сбросов  $60-65^\circ$ , взбросов  $25-30^\circ$  и угол между сопряженными поверхностями разрывов разного типа в пределе  $50-60^\circ$ . Указанные величины совпадают с многочисленными замерами в полевых условиях [Hubbert, 1951].

Из рассмотренной диаграммы следует еще один важный вывод. Легко заметить, что чем

больше абсолютные значения  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , тем больше должна быть разница между ними, чтобы линии разрушения были касательными к кругу Мора. Иначе говоря, для образования сбросов или сдвигов разница напряжений должна быть тем больше, чем больше будут значения максимального и минимального напряжений. Это значит, например, что в глубинных интервалах земной коры, где господствуют сильные напряжения, обусловленные давлением перекрывающих толщ, для образования сбросов требуются намного большие тектонические усилия, чем в близповерхностных условиях (см. с. 19).

Передвигая критические (касательные к линии разрушения) круги Мора в левую сторону диаграммы на рис. 78, замечаем, что у начала системы (при небольших абсолютных значениях главных напряжений) достаточно ничтожная разница напряжений, чтобы произошло разрушение вследствие сдвига. Насколько это справедливо в отношении совершенно рыхлых пород (например, сухой песок) и применявшихся в нашем эксперименте отдельных образцов массивной породы (см. рис. 77), настолько не соответствует совершенно плотным, массивным породам. Для образования сдвига в этих породах, независимо от абсолютной величины действующих главных напряжений, необходима некоторая исходная, минимальная разница напряжений (круг Мора с некоторым минимальным диаметром), следовательно, и определенное касательное напряжение. Линии разрушения на рис. 78 следует раздвинуть настолько, чтобы между ними и началом системы поместилась указанная минимальная величина касательного напряжения, необходимая для образования сдвига, названная сцеплением или когезией и обозначаемая буквой  $c$  (рис. 79). С учетом сцепления условие разрушения путем сдвига (уравнение линии разрушения) приобретает вид:

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \varphi. \quad (25)$$

Это уравнение Кулона (1776 г.) которое до настоящего времени (с некоторыми последующими уточнениями) является основой количественного анализа сдвига в механике массивных горных пород и в механике грунтов. Уточнения касаются главным образом учета поровой воды, что требует введения в формулу (25) эффективных величин сцепления  $c'$ , нормального напряжения  $\sigma'$  и угла внутреннего трения  $\varphi'$  (т. е. кажущихся или полных величин, уменьшенных на величину влияния порового давления, следовательно, величин, касающихся самого скелета породы — см. с. 34). Для пород, насыщенных водой, уравнение Ку-

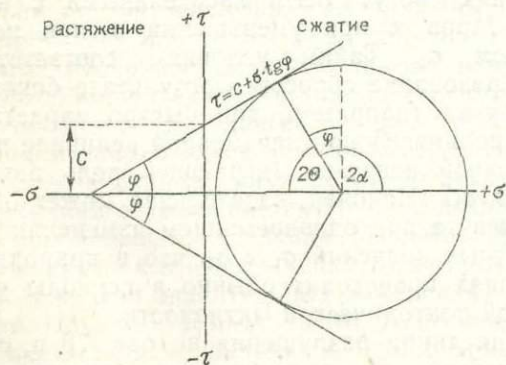


Рис. 79. Диаграмма Мора, сопряженная с графиком уравнения Кулона (25)

лона, таким образом, будет иметь следующий вид:

$$\tau = c' + \sigma' \operatorname{tg} \varphi' \quad (26)$$

Следовательно, присутствие в породах воды под некоторым поровым давлением способствует образованию сдвигов и других разрывных смещений [Hubbert, Rubey, 1959; Phillips, 1972]. Кроме влияния на количественные условия сдвига, поровое давление вызывает повышение «хрупкости» разрушения [L. H. Robinson, 1959; с. 34], до образования, в крайнем случае, трещин отрыва [Trollope, Brown, 1966].

В сильно пористых\* породах, полностью насыщенных водой, с ростом нагрузки возрастает в такой же степени и поровое давление, а в связи с этим величина эффективных напряжений не изменяется — см. уравнение (16): вода, практически несжимаемая, принимает на себя всю нагрузку, которая в других условиях коснулась бы скелета породы. Последовательные круги Мора, построенные для полных напряжений, будут иметь одинаковый диаметр (так как вследствие гидростатического распределения давлений в воде всякое возрастание нагрузки будет вызывать возрастание полных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  на такую же величину), следовательно, касательная к кругам будет иметь вид прямой, параллельной к оси  $\sigma$ . Кажущийся угол внутреннего трения в данном случае будет равен нулю (рис. 80,а). Однако большинство массивных пород не обладает такой пористостью, поэтому касательная к кругам Мора для обычных пород поднимается. Кроме того, поры не всегда полностью насыщены водой, а часто проявляется возможность выжимания воды под действием нагрузки. В таких случаях сжатие породы вызывает постепенное уменьшение объема пор (консолидацию породы)\*\* , что приводит к уменьшению угла внутреннего трения по мере возрастания нагрузки\*\*\* — касательная к последовательным кругам Мора становится кри-

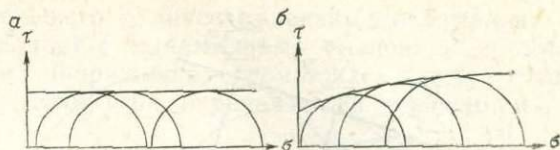


Рис. 80. Форма касательной к кругам Мора (огibaющей) при учете влияния пористости и воды:

а — губчатая пористость, насыщение водой полное, без возможности отжима воды во внешнюю среду; б — пористость меньшая, насыщение водой неполное, существует возможность отжима воды или имеются поры, выполненные воздухом

вой линией (огibaющей), выпуклой в сторону от оси  $\sigma$  (рис. 80,б). Форма такой огibaющей не описывается уже уравнением Кулона и ее необходимо определять эмпирически.

Как мы убедились, в реальных породах линии разрушения с положительной стороны (сжатие) диаграммы Мора, как правило, не являются прямыми. Все же их отклонение от прямолинейности незначительное и во многих случаях допустимо считать их прямыми с наклоном, определяющимся постоянным углом  $\varphi$ . Благодаря этому, определив положение такой прямой путем испытаний на сдвиг образцов породы в трехосном аппарате (при разных сочетаниях  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ) и построив касательную к соответствующим кругам Мора, можно найти величину сцепления и угла внутреннего трения данной породы. Этот способ определения величины  $\varphi$  более точен, чем показанный на рис. 77. Необходимо, однако, в испытаниях воссоздать такие условия насыщения водой и ее отжима, какие существуют в природной среде, из которой отбирались образцы для испытаний.

Намного большим отклонением от прямой характеризуются огibaющие касательные к кругам Мора с отрицательной стороны (растяжение) диаграммы. Оказывается, что огibaющая для массивных пород имеет обычно форму параболы, пересекающей ось —  $\sigma$  под прямым углом. Угол  $\varphi$  в данном случае не дает никакой информации относительно положения касательной, а угловые величины, определяющие характер разрушения, изменяются в зависимости от величины напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  (в зависимости от диаметра и позиции кругов Мора), как это показано на рис. 81. Можно заметить, что существует некоторый интервал главных напряжений, в пределах которого угол сдвига будет уменьшаться по мере уменьшения критических кругов Мора до момента, когда очередной круг коснется огibaющей в точке, расположенной на оси —  $\sigma$ . В этой точке  $2\alpha = 180^\circ$ ,  $\alpha = 90^\circ$ ,  $\theta = 0^\circ$ , следовательно, имеем дело с поверхностью разрушения, перпендикулярной к оси  $\sigma_3$ , т. е. с разрушением за счет растяжения. Более подробное описа-

\* Имеется в виду пористость губчатого типа (отдельные поры соединяются друг с другом).

\*\* Когда вода лишь частично насыщает поры и нет возможности ее выжимания, то сжатие пор происходит до момента их полного насыщения водой.

\*\*\* Причина этого на первый взгляд парадоксального, явления состоит в том, что по мере сокращения объема пор увеличивается поверхность соприкосновения зерен породы и в связи с этим нормальная нагрузка на единицу этой поверхности уменьшается, следовательно, уменьшается и трение. При значительных напряжениях дополнительной причиной выпуклости, огibaющей Мора, может быть возрастание податливости породы по мере увеличения окружающего давления, так как породы с большей податливостью характеризуются меньшими значениями угла  $\varphi$  (рис. 82, сравни рис. 74).

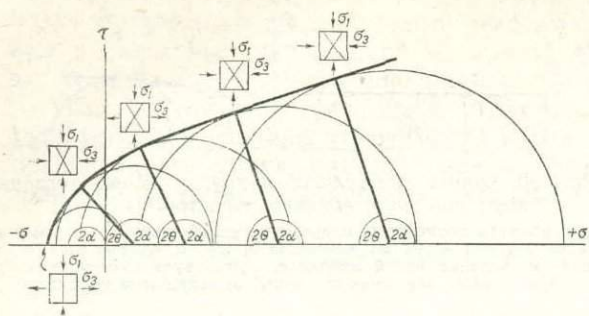


Рис. 81. Овальная огибающая Мора (параболическая в поле растяжения и слегка выпуклая в поле сжатия) и ее влияние на изменение угловых параметров разрушения с изменением критического значения разности напряжений

ние этого интервала напряжений дано в следующей главе.

Огибающие Мора для разного типа пород сильно отличаются друг от друга. Из примеров, изображенных на рис. 82, следует, что чем крепче порода, тем более круто поднимается соответствующая ей огибающая, значит тем больше ее угол внутреннего трения (что соответствует интуитивным восприятиям) и тем меньше угол сдвига (см. с. 53).

Указанные выше данные убеждают в том, что критерий Кулона—Мора нельзя применять к горным породам в чисто теоретическом виде и что он требует ряда эмпирических модификаций. В особенности это касается поля растягивающих усилий, в котором кривая разрушения породы данного типа может быть построена лишь на основании ряда опытов. В поле сжимающих напряжений рассмотренная теория учитывает разрушение только за счет сдвига, в то время как в действительности некоторые породы при определенных условиях одноосного или трехосного сжатия разрушаются также и в результате растяжения. Угловые параметры положения истинных поверхностей сдвига относительно осей напряжений отличаются от теоретических параметров, установленных по точкам касания кругов Мора с огибающей, хотя разница не превышает нескольких градусов (разумеется, пока образовавшиеся поверхности не подвергнутся возможной ротации). При низких значениях

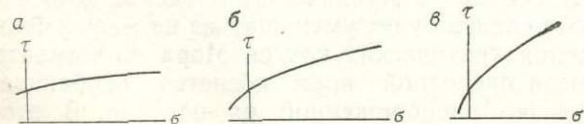


Рис. 82. Эмпирические огибающие Мора трех видов пород (шкала диаграмм разная): а — глинистый сланец, б — песок, в — базальт

$\sigma_3$  часто в опытах устанавливается большая прочность, чем это предусматривает критерий Кулона—Мора [Моги, 1975], а также угол внутреннего трения в таких случаях заметно отличается от теоретического [Byerlee, 1967]. Неясна также и физическая сущность внутреннего трения и сцепления, хотя в последнее время К. Моги [1974] объясняет это проявлением микротрещиноватости, предшествующим сдвигу в горных породах.

Те и другие недостатки теории Кулона—Мора, касающиеся, впрочем, не только горных пород, заставили специалистов прибегнуть к другой, давно уже [1921] сформулированной теории разрушения, которая рассматривается в следующей главе. Следует, однако, отметить, что критерий Кулона—Мора вполне пригоден для многих геологических целей и исследования по его усовершенствованию продолжают. По мнению К. Моги [1974], этот критерий относительно напряжений сжатия не оправдывает себя лишь при низких ( $< 1/10\sigma_1$ ) окружающих давлениях и вблизи критической точки роста податливости (см. с. 30).

### 3. ТЕОРИЯ РАЗРУШЕНИЯ ГРИФФИТСА

Гриффитс исходил из предположения, что в любом упругом материале рассеяны микроскопические трещины, которые, вследствие своего специфического поведения при напряжениях, определяют процесс разрушения.

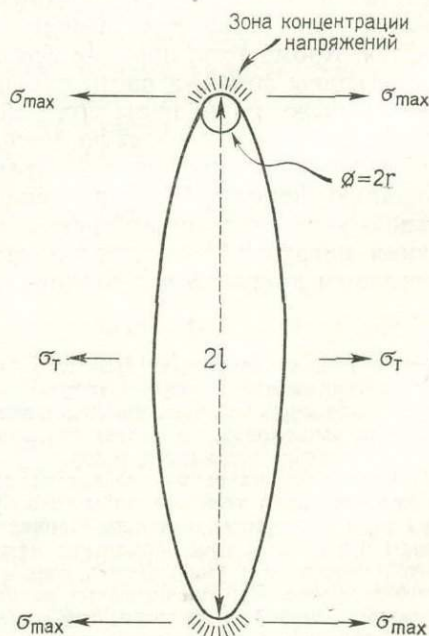


Рис. 83. Элементарная трещина Гриффитса, подверженная растяжению

Природа микротрещин может быть разная: это могут быть мелкие пузырьки воздуха в стекле, дефекты литья в металле и пр. В горных породах такую роль могут играть, например, мелкие поры или просто междузерновые контакты (см. с. 15). По мнению Гриффитса, элементарную трещину можно сравнить в сечении с вытянутым эллипсом (рис. 83). Если перпендикулярно к нему приложить растягивающее усилие  $\sigma_T$ , то на концах эллипса произойдет концентрация растягивающих напряжений, максимальная величина которых может быть выражена уравнением:

$$\sigma_{\max} = 2\sigma_T \sqrt{\frac{l}{r}}, \quad (27)$$

где  $l$  — длинная полуось эллипса;  $r$  — радиус кривизны эллипса у его конца. Если  $r \rightarrow 0$ , то  $\sigma_{\max} \rightarrow \infty$ , что вызывает стремление к «самопроизвольному» развитию трещины (характеризующейся обычно узким «фронтом» расширения, т. е. небольшим радиусом), что очень наглядно проявляется в стекле. Благодаря такой концентрации напряжений достаточно лишь небольшого растягивающего усилия, чтобы начался и затем развивался процесс разрушения. Он развивается перпендикулярно к оси растяжения и спонтанно продолжается до тех пор, пока сохраняется равенство между упругой энергией, возникающей при расширении трещины, и энергией напряжения, вызывающего развитие трещины (см. с. 10). Напряженное состояние, обуславливающее расширение трещины до окончательного разрушения, выражается уравнением:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^2 + 8R(\sigma_1 + \sigma_3) = 0, \quad (28)$$

где  $R$  — прочность данного материала на растяжение. Зная по уравнению (28) отношения главных напряжений в момент разрушения, можно уже построить график разрушения в системе координат  $\tau, \sigma$  (огibaющая Мора), описанный уравнением:

$$\tau^2 + 4R\sigma - 4R^2 = 0, \quad (29)$$

следовательно, можно составить аналитическую, а не эмпирическую характеристику разрушения в отрицательной полуплоскости (растяжение) диаграммы Мора, что нельзя сделать с помощью уравнения Кулона (см. рис. 86).

Гриффитс доказал, что растягивающие напряжения могут возникать на концах трещинок даже в том случае, когда она находится в поле сжимающих напряжений. Существует некоторый угол  $\gamma$  наклона трещинки к оси максимального сжатия, при котором зона концентрации напряжений растяжения (зона наи-

меньшего радиуса кривизны) оптимально совпадает с минимальным значением нормальных напряжений, стремящихся зажать трещину. Этот угол, определяемый уравнением:

$$\cos 2\gamma = -\frac{1}{2} \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{(\sigma_1 + \sigma_3)}, \quad (30)$$

показывает оптимальную ориентировку трещин Гриффитса при разрушении в условиях трехосного сжатия (рис. 84). Это касается, однако, лишь начального момента расширения трещины. Специальные поляризационно-оптические исследования [Grace, Bombolakis, 1963; Ноек, Bieniawski, 1966; Шамина и др., 1973] доказали, что дальнейшее расширение происходит как показано на рис. 85, а и прекращается после достижения трещиной положения параллельного к оси максимального сжатия. Одинарная трещина Гриффитса не может превратиться в макроскопическую трещину сдвига, но при дальнейшем поступлении энергии и при соответствующих соотношениях напряжений она несомненно может дать начало развитию макроскопической трещины растяжения. Когда было прослежено поведение совокупности трещин, то оказалось, что при сжа-

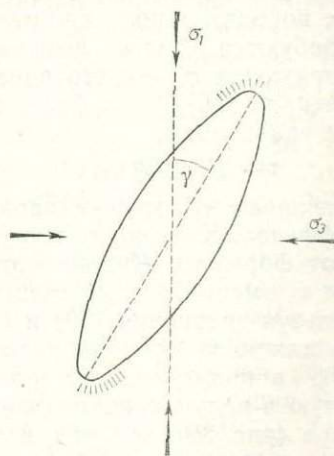


Рис. 84. Элементарная трещина Гриффитса, подверженная сжатию

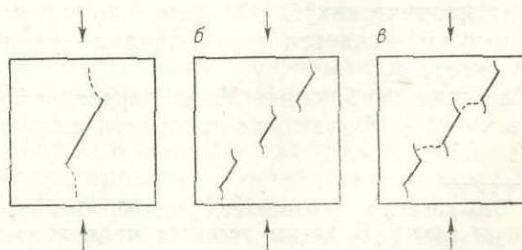


Рис. 85. Способ развития трещин Гриффитса, определенный путем поляризационно-оптических наблюдений [Grace, Bombolakis, 1963]:

а — развитие одинарной трещины (перывыставая линия), б — развитие группы трещин — первая стадия, в — развитие группы трещин — вторая стадия

тии развиваются трещины, распределяющиеся кулисообразно [Grace, Bombolakis, 1963] или в виде узких полос [Hoshino, Koide, 1970; Соболев и др., 1976], простирающие которых соответствует потенциальным поверхностям сдвига\* (рис. 85,б). Между отдельными трещинами возникают соединительные трещины (рис. 85,в) и, таким образом, окончательно формируется поверхность разрушения, занимающая положение, соответствующее поверхности сдвига [Johnson, 1970 и Scholz, 1970]. Первоначально такая поверхность характеризуется, по-видимому, весьма неровной морфологией (в небольшом масштабе) и лишь при возможном последующем скольжении вдоль этой поверхности неровности сглаживаются. Описанный процесс аналогичен во многом развитию мелких и крупных тектонических структур (см. с. 76), но не известно, обусловлено ли это сходство одинаковым механизмом развития указанных явлений или другими причинами.

Теория Гриффитса дала толчок новым экспериментальным и математическим исследованиям, которые привели к ее модификации. Между прочим, доказано [Grace, 1960], что в массивных породах в поле сжимающих напряжений требуются более высокие разрушающие напряжения  $\sigma$ , чем это предусматривается уравнением (29), и что более точно они описываются уравнением:

$$\tau = 2R + \sigma \operatorname{tg} \varphi_z, \quad (31)$$

где  $\varphi_z$  — угол внешнего трения вдоль стенок трещины Гриффитса. Как видно, это уравнение отличается от формулы Кулона единственно применением  $\varphi_z$  вместо  $\varphi$  и  $2R$  вместо сцепления\*\*. Используя уравнения (29) и (31), можно построить для всякой породы сложную (параболическую в полуплоскости растяжения, прямолинейную в полуплоскости сжатия) огибающую Мора (рис. 86), которая, как показали многочисленные опыты, характеризует условия и способ разрушения с достаточной точностью для разных целей (в том числе и для тектонических). При этом допустимым упрощением является использование величины  $\varphi$  вместо  $\varphi_z$ .

Сложная огибающая Мора пересекает ось  $-\sigma$  в точке  $-R$  (так как прочность на растя-

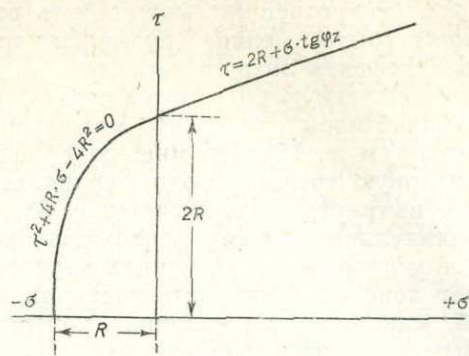


Рис. 86. Сложная огибающая Мора, составленная по теории Гриффитса

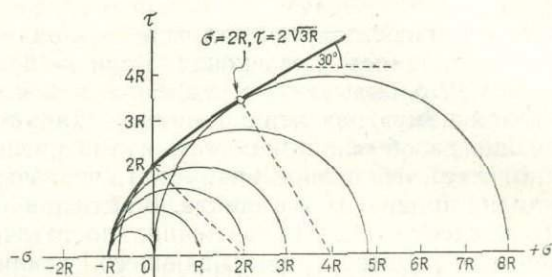


Рис. 87. Сложная огибающая Мора для  $\varphi_z = 30^\circ$  в системе координат, градуированной величинами  $R$  (прочность на одноосное растяжение), и группа кругов Мора, соответствующих разным способам разрушения [Secor, 1965]

жение не может быть превышена при растяжении), а ось  $\tau$  в точке, соответствующей  $2R$ , что вытекает из уравнения (31). При углах наклона прямолинейного отрезка, равных  $30^\circ$  (средний для массивных пород), параболический отрезок соединяется с ним не у самой оси  $\tau$ , а несколько дальше, в пределах поля сжатия (в точке с координатами:  $\sigma = 2R$ ,  $\tau = 2\sqrt{3}R$ ). Огибающая с такими параметрами представлена на рис. 87. Как видно на этом рисунке и это было доказано Д. Т. Секором [Secor, 1965], геометрические свойства такой огибающей состоят в том, что наибольший круг Мора, касающийся с ней на оси  $-\sigma$ , имеет центр в точке  $+R$  и пересекает ось  $+\sigma$  в точке  $+3R$ . Это значит, что величина  $+3R$  является наибольшей величиной максимального главного напряжения, какое может проявиться в породе, подвергающейся разрушению путем растяжения.

Этот вывод имеет важное значение при образовании трещин растяжения. Образование трещин растяжения может происходить лишь до такой глубины, где максимальное главное напряжение (чаще всего давление перекрывающих пород) достигает величины, равной трехкратной величине прочности на

\* Это касается, естественно, условий, благоприятствующих сдвигу. В других условиях могут возникать ряды трещин, определяющие растяжения или трещины промежуточного положения, как это было выявлено в зернистых агрегатах.

\*\* Последнее показывает, что величина сцепления должна приблизительно соответствовать удвоенной величине прочности на растяжение, что в общем соответствует реальным условиям.

растяжение (данной породы). Подобным образом можно определить наибольшую глубину, на которой вообще могут действовать какие-либо растягивающие усилия, следовательно, существовать зияющие трещины. Эта глубина определяется предельным значением  $\sigma_1$ , которое фиксируется кругом Мора с центром в точке  $+4R$ , пересекающим ось  $\sigma$  в точках 0 и  $+8R$  (искомое предельное значение). Необходимо помнить, что соответственно сказанному в предыдущей главе, здесь имеются в виду эффективные напряжения, следовательно, без учета порового давления невозможно даже приблизительно определить упомянутые предельные значения [Secor, 1969].

Круг Мора, о котором была речь выше, касается огибающей в точке соединения параболического и прямого отрезков. Таким образом, он определяет одновременно предельное напряженное состояние для постоянных значений угла сдвига: меньшие критические круги, стыкаясь с параболическим отрезком кривой, характеризуются все меньшим значением угла  $\Theta$  по мере перемещения в левую сторону диаграммы до упомянутого круга с центром в точке  $+R$ , с которого начинаются трещины растяжения. Как видно из рис. 87, значительные колебания угла  $\Theta$  могут проявляться единственно в узком интервале напряженных состояний, ограниченном приблизительно следующими величинами  $\sigma_1$ :

$$3R < \sigma_1 < 5R.$$

Это обстоятельство может послужить основой для важных тектонических заключений [Muehlberger, 1961].

Когда трещины Гриффитса выполнены водой, то согласно формуле (16) главные напряжения, употребленные в формулах (28) — (31), должны быть уменьшены на величину порового давления. Если максимальное главное эффективное напряжение имеет величину  $3R$  или меньшую, то даже при положительном полном значении напряжения  $\sigma_3$  поровое давление величиной  $P \geq R$  может быть причиной того, что эффективная величина этого напряжения будет составлять  $-R$ , круг Мора коснется линии разрушения на оси  $-\sigma$  и начнется образование трещин растяжения [Hubbert, Willis, 1957]. При других соотношениях эффективных напряжений касание с огибающей может произойти в другом месте и образуются трещины сдвига [Lockner, Byerlee, 1977]. Этот вид разрушения получил название *гидравлического разрушения* (англ. hydraulic fracturing). Оно привлекает все больше внимания, так как, по всей вероятности, играет основную роль в глубинном трещинообразовании [Secor, 1965, 1969], в процессе тектонического брекчи-

рования [Phillips, 1972; Masson, 1972] и, возможно, в формировании некоторых гидротермальных месторождений [Поспелов, 1969], а также некоторых видов кливажа [Price, Hancock, 1972]. С другой стороны, однако, не следует думать, что гидравлическое разрушение является причиной всякой трещиноватости. Так, например, П. и Э. Банквитцами [1973] доказано, что микротрещины в лунных породах (материал, доставленный «Луной-16»), образовавшиеся без присутствия свободной воды и в условиях вакуума, по своим морфологическим признакам не отличаются от трещин в земных породах. Если напор минерального раствора, движущегося по трещине, превышает поровое давление, то он может стать причиной оживления сброса и даже, при благоприятных соотношениях напряжений (см. рис. 87), самостоятельной причиной продолжения и расширения трещин — раскрытия пространства для оруденения [Phillips, 1972]. Явление гидравлической трещиноватости имеет несомненно важное значение в гидрогеологии, нефтяной геологии и механике горных пород.

Теоретические и экспериментальные исследования, направленные на применение теории Гриффитса в механике горных пород, привлекают все больше внимания [Bombolakis, 1968; Lajtai, 1971]. С помощью этой теории объясняется образование трещин, параллельных к плоскости  $\sigma_1\sigma_3$  поля напряжений [Cramberg, 1965; Fairhurst, Cook, 1966], а иногда и сбросов [Roering, 1968]. В более или менее модифицированной форме теория Гриффитса привлекается в последнее время для объяснения «податливого» разрушения [Romero, Gomez, 1970], а также ползучести и всяких неупругих деформаций, которые рассматриваются как постепенное сгущение различно ориентированных трещин [Scholz, 1970; Martin, 1972; Dunn et al., 1973]. Трение вдоль стенок этих трещин, зависящее от окружающего давления, должно регулировать податливость деформации.

В пользу микротрещинной интерпретации деформаций, особенно важной в случае межзернового механизма деформации, свидетельствует интересное явление *дилатации* (англ. dilatancy). Оно представляет увеличение объема породы в процессе деформации, чаще всего в фазе, предшествующей разрушению [Grase, 1969; Scholz, 1970]. Дилатация может достигать значительной величины, превышая даже 20% [Палова, 1973]. Причины дилатации могут быть разные, но чаще всего она объясняется раскрытием микротрещин [Nur, 1975; Ставрогин, 1968; Будников, Бакиев, 1976]. Распространен взгляд, что дилатация

особенно характерна для хрупких пород. Однако И. В. Лучицкий и др. [1976] приводят результаты экспериментов на разных породах, свидетельствующие о том, что раскрытие микротрещин и возрастание пористости свойственны пластической деформации, что, по мнению указанного автора, может быть использовано в поисках рудных месторождений.

В области сейсмологической проблематики развивается так называемая дислокационная теория сплошной среды [Teisseyre, 1970], анализирующая совокупности разрывов со смещением, т. е. дислокации (в негеологическом значении), которые могут превратиться в трещины Гриффитса.

Все исследования, толчком для которых послужила теория Гриффитса, привели к заключению, что для полного понимания проблемы прочности и разрушения (от которого мы еще весьма далеки) необходимо использовать элементы разных теорий. Отражение теории Гриффитса в тектонике очень разнообразно. В своем первоначальном виде эта теория была разработана применительно к упругим материалам, а так как хрупкие породы отличаются более упругим характером деформации, чем податливые, то вполне понятно, что чем большей хрупкостью обладает порода, тем большее значение приобретает растяжение, как вид разрушения («гриффитовский» характер разрушения), и тем больше отношение  $R_c : R_r$  (с. 25). В свете теории Гриффитса вскрывается роль всяких «дефектов», пор, трещин и т. п. в ослаблении породы. Эта теория нашла свое подтверждение при некоторых полевых наблюдениях над тектоническими раз-

рывами [Roberts, 1965; Williams, 1967] и в экспериментах. Например, когда отдельные кристаллы галита подвергались длительному растворению, то уцелевшая внутренняя часть, лишенная трещин, проявляла чрезвычайно высокое сопротивление сжатию (до 3000 кгс/см<sup>2</sup>). С точки зрения рассматриваемой теории, мелкозернистые породы должны в общем обладать большей прочностью, чем крупнозернистые, так как в последних межзерновые трещины длиннее, следовательно, величина  $l$  в формуле (27) будет больше и, таким образом, будет возрастать растягивающее напряжение  $\sigma_{max}$  на концах трещинок. Это предположение соответствует действительности. Важное значение в исследованиях поверхностей сдвига имеет концепция о многофазном, а не мгновенном развитии сдвига, выдвигаемая продолжателями теории Гриффитса [Lajtai, 1971].

#### 4. ТЕОРИЯ РАЗРУШЕНИЯ РЕЙНЕРА — ВЕЙССЕНБЕРГА

Рассмотренные выше и многие другие теории разрушения, с тектонической точки зрения, страдают одним большим недостатком — они не учитывают фактора времени, который во многих тектонических процессах играет решающую роль. Вопрос сводится к тому, чтобы не только деформацию, предшествующую разрушению, но и само разрушение рассматривать как реологическую проблему. До сих пор нет такой комплексной теории, которая смогла бы удовлетворительно объяснить деформацию и разрушение пород во времени, как в количественном (прочность) так и в качественном (податливость и геометрия) аспектах. Интересная попытка частичного решения этой проблемы была предпринята М. Рейнером и К. Вейссенбергом [Рейнер, 1963]. Согласно их взгляду, разрушение какого-либо тела наступает, когда работа упругой деформации достигает определенного предела. Чтобы разрушить породу, необходимо «вложить» в нее определенное количество энергии, сообщаемой большими силами, действующими кратковременно, или слабыми, действующими соответственно долго (рис. 88). Такой энергетический подход к проблеме разрушения был экспериментально обоснован К. Моги [Mogi, 1971, 1975]. Вопросы, связанные с энергетическим балансом вообще, приобретают все большее значение в тектонических исследованиях [Гзовский и др., 1973]. Исследования в этой области достигнут, вероятно, в будущем большей степени достоверности.

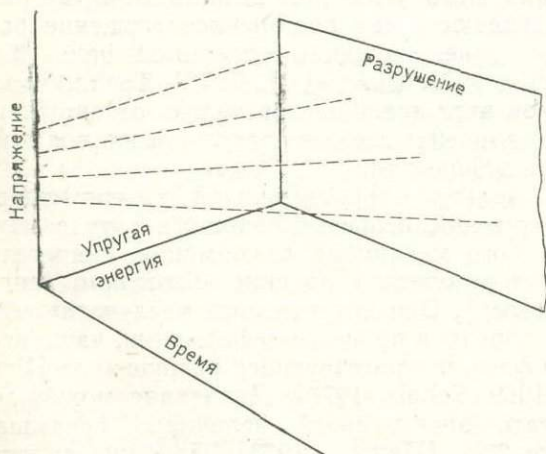


Рис. 88. Схема, изображающая теорию разрушения Рейнера — Вейссенберга.

Прерывистые линии — разные деформации, предшествующие разрушению

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Александров К. С., Рыжова Т. В., Беликов Б. П., Шабанова Л. А. Анизотропия упругих свойств горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6.
- Арбатов А. А., Назаров Д. А. Гравитационное уплотнение пород и его структурообразующая роль. — Сов. геология, 1972, № 8.
- Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Госгиптехиздат, 1963.
- Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., Недра, 1964.
- Будников В. А., Бакиев М. Х. Экспериментальные методы и основные результаты изучения дилатансии в горных породах. Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, Фан, 1976.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
- Ержанов Ж. С., Сагинов А. С., Гуменюк Г. Н., Векслер Д. А., Нестеров Г. А. Ползучесть осадочных горных пород. Теория и эксперимент. Алма-Ата, Наука, 1970.
- Кузнецов Г. Н. Механические свойства горных пород. М., Углетехиздат, 1947.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород и их значение для теории рудообразования. Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, Наука, 1976.
- Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов. М., Мир, 1971.
- Мози К. Разрывы и течения в горных породах. Верхняя мантия. М., Мир, 1975.
- Ошакпаев Т. А. Челкарский соляной купол-гигант. Алма-Ата, Наука, 1974.
- Павлова Н. Н. Теоретические исследования процесса трещинообразования в горных породах при объемно-напряженных состояниях. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., Наука, 1973.
- Поспелов Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии. — Геология и геофизика, № 11 и 12, 1969.
- Рейнер М. Деформация и течение. Введение в реологию. Изд-во нефт. горно-топл. лит. М., 1963.
- Ржевский В. В. Физико-технические параметры горных пород. М., Наука, 1975.
- Соболев Г. А., Шамина О. Г., Мячкин В. И., Костров Б. В. Лабораторное изучение предвестников разрушения. Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, Фан, 1976.
- Ставрогин А. Н. Анализ экспериментальных результатов по деформации и разрушению горных пород. Горное давление, сдвигание горных пород и методика маркшейдерских работ. Л., 1968.
- Шамина О. Г., Осокина Д. Н., Томашевская И. С., Воларович М. П., Цветкова Н., Павлов А. А., Гущенко О. И., Степанов Б. В., Кудряшова В. В. Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов. Предвестники землетрясений. ВНИИГИ, Люберцы, 1973.
- Akai K., Mori H. Ein Versuch über Bruchmechanismus von Sandstein unter mehrachsigen Spannungszustand. Proc. 2. Congr. Int. Soc. Rock Mech. Beograd, 1970.
- Bankwitz P. & E. Bruchflächenanalyse an Luna-16-Material. Gerlands Beitr. Geophysic 82/6 1973.
- Behrens M., Wurster P. Tektonische Untersuchungen an Molasse-Geröllen. Geol. Rundschau, Bd 61, H. 3, 1972.
- Blacic J. D. Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. Tectonophysics, v. 27, N 3, 1975.
- Birkenmajer K. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałowym. T. 4. Wyd. Geol., Warszawa, 1958.
- Blanchet P. H. Development of fracture analysis as exploration method. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 41, N 8, 1957.
- Bombolakis E. G. Photoelastic study of initial stages of brittle fracture in compression. Tectonophysics, v. 6, N 6, 1968.
- Boretti-Onyszkiewicz W. Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. Biul. Geol. UW, t. 10, 1968.
- Borg I., Handin J. Experimental deformation of crystalline rocks. Tectonophysics, v. 3, N 4, 1966.
- Brace W. F. An extension of the Griffith theory of fracture to rocks. Journ. Geoph. Res., v. 65, N 10, 1960.
- Brace W. F. The mechanical effects of pore pressure on fracturing of rocks. Geol. Surv. Can. Paper 68—52, 1969.
- Brace W. F., Bombolakis E. G. A note on brittle crack growth in compression. Journ. Geoph. Res., v. 68, N 12, 1963.
- Brzosko Z. Nowy reologiczny model gruntów. Biul. Geol. UW, t. 11, 1969.
- Byerlee J. D. Frictional characteristics of granite under confining pressure. Journ. Geoph. Res., v. 72, N 14, 1967.
- Clark S. P. (red.). Handbook of Physical Constants. Geol. Soc. Am. Mem. 97, 1966.
- Clifton H. E. Tectonic polish of pebbles. Journ. Sedim. Petr., v. 35, N 4, 1965.
- Czerwińska A. Reoelektryczne urządzenie analogowe. Prz. Geol. N 1, 1974.
- Donath F. A. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. Geol. Soc. Am. Bull., v. 72, N 6, 1961.
- Donath F. A. Strength variation and deformational behavior in anisotropic rock. State of stress in the earth's crust. Amer. Elsevier Publ. Co, New York, 1964.
- Donath F. A., Cohen C. I. Anisotropy and failure in rocks. Geol. Soc. Am. Bull., v. 71, N 12, pt. 2, 1960.
- Donath F. A., Failor R. T., Tobin D. G. Deformational mode fields in experimentally deformed rock. Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, N 6, 1971.
- Donath F. A., Fruth L. S. Dependence of strain-rate effects on deformation mechanism and rock type. Journ. Geol., v. 79, N 3, 1971.
- Drescher A., de Josseling de Jong G. Elastooptyczne badanie prawa płynięcia osrodka sypkiego. XIII Polska Konferencja Mechaniki Ciała Stałego. Jaszowiec, 1970.
- Dunn D. E., LaFountain L. J., Jackson R. E. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. Journ. Geoph. Res., v. 78, N 14, 1973.
- Edmond O., Murrell S. A. F. Experimental observations on rock fracture at pressures up to 7 kbar and the implications for earthquake faulting. Tectonophysics, v. 16, N 1/2, 1973.
- Elliot D. Deformation paths in structural geology. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, N 9, 1972.
- Evans R. H. The elasticity and plasticity of rocks and artificial stone. Proc. Leeds Phil. Lit. Soc., v. 3, pt. 3, 1936.
- Fairhurst C., Cook N. G. W. The phenomenon of rock splitting parallel to the direction of maximum compression in the neighbourhood of a surface. Proc. 1 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lisboa, 1966.
- Fortunat W. Własności techniczne skał z uwzględnieniem ich zwiastności w procesie odciążania się oraz w wypaleniu. Biul. IG 234, 1972.
- Gallagher J. J., Friedman M., Handin J., Sowers G. M. Experimental studies relating to microfracture in sandstone. Tectonophysics, v. 21, N 3, 1974.

Gay N. C. Virgin rock stresses at Doornfontein Gold Mine, Carletonville, South Africa. *Journ. Geol.*, v. 80, N 1, 1972.

Gill G. E. Mc, Raney J. A. Experimental study of faulting in an anisotropic, inhomogeneous dolomitic limestone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, N 10, 1970.

Gramberg J. Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology. *Engin. Geol.*, v. 1, N 1, 1965.

Griggs D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. *Journ. Geol.*, v. 44, N 5, 1936.

Griggs D. T. Creep of rocks. *Journ. Geol.*, v. 47, N 3, 1939.

Griggs D. T. Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallisation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 51, N 7, 1940.

Griggs D. T., Blacic J. D. Quartz: Anomalous weakness of synthetic crystals. *Science* 147, 1965.

Griggs D. T., Handin J. Observations of fracture and hypothesis of earthquakes. *Geol. Soc. Am. Mem.* 79, 1960.

Griggs D. T., Turner F. I., Heard H. C. Deformation of rocks at 500° to 800°C. *Geol. Soc. Am. Mem.* 79, 1960.

Gubrynowiczowa J. Wytrzymałość materiałów. PWN, Warszawa, 1969.

Gzowsky M. V., Grigoryev A. S., Gushchenko O. I., Mikhailova A. V., Nikonov A. A., Osokina D. N. Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformations mechanisms of the earth's crust. *Tectonophysics*, v. 18, N 1/2, 1973.

Hahn S. J., Ree T., Eyring H. Mechanism for the plastic deformation of Yule marble. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 78, N 6, 1967.

Handin J., Fairbairn H. W. Experimental deformation of Hasmark dolomite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 66, N 10, 1955.

Handin J., Hager R. V. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 41, N 1, 1957.

Handin J., Hager R. V., Friedman M., Feather J. N. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 47, N 5, 1963.

Handin J., Stearns D. W. Sliding frictions of rock. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 45, N 1, 1964.

Hattori I., Mizutani S. Computer simulation of fracturing of layered rock. *Engin. Geol.*, v. 5, N 4, 1971.

Heard A. C. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. *Geol. Soc. Am. Mem.* 79, 1960.

Heard H. C. Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble. *Journ. Geol.*, v. 71, N 2, 1963.

Heard H. C., Carter N. L. Experimentally induced «natural» intragranular flow in quartz and quartzite. *Am. Journ. Sc.*, v. 266, N 1, 1968.

Heard H. C., Raleigh C. B. Steady-state flow in marble at 500° to 800°. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 4, 1972.

Hoek E., Bieniawski Z. T. Fracture propagation mechanism in hard rock. — *Proc. 1 Congr. Int. Soc. Rock Mech.* Lisboa, 1966.

Hoeppener R. Stellung des Experimentes im Rahmen tektonischer Forschung. *Geol. Rundschau* Bd 61, H. 3, 1972.

Holmes C. D. Tidal strain as a possible cause of microseisms and rocks jointing. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 74, N 11, 1963.

Hoshino K., Koide H. Process of deformation of the sedimentary rocks. — *Proc. 2 Congr. Int. Soc. Rock Mech.* Beograd, 1970.

Howard J. H. The role of displacements in analytical structural geology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, N 12, 1968.

Hubbert M. K. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 62, N 4, 1951.

Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 70, N 2, 1959.

Hubbert M. K., Willis D. G. Mechanics of hydraulic fracturing. *Am. Inst. Mech. Engin. Trans.*, v. 210, 1957.

Jaeger J. C. The frictional properties of joints in rock. *Geof. Pura e Applic.*, v. 43, 1959.

Jaeger J. C. Shear failure of anisotropic rocks. *Geol. Mag.*, v. 97, N 1, 1960.

Jaeger J. C. Elasticity, fracture and flow (with engineering and geological applications). Methuen, London, 1969.

Jaeger J. C., Cook N. G. W. Fundamentals of rock mechanics. Chapman and Hall, London, 1971.

Johnson A. M. Physical processes in geology. Freeman and Copper, San Francisco, 1970.

Kármán T. von Festigkeitversuche unter allseitigem Druck. *Zeitschr. Ver. Deutsch. Ing.* Bd 55, N 42, 1911.

Kirchmayer M. Das Symmetrie-Konzept von Curie 1884 in der Makrogefügekunde. *Neues Jahrb. Geol. Pal.* Bd 122, H. 3, 1965.

Kisiel I. Reologia w budownictwie. Arkady, Warszawa, 1967.

Kisiel I. Dociekania z reologii gruntów i skał. Ossolineum, Wrocław, 1970.

Kowalski W. C. Wytrzymałość na ściskanie budowlanych skał senońskich przelomowego odcinka Wisły środkowej na tle ich litologii. *Riul. Geol. UW* t. 1, cz. 1, 1961.

Kowalski W. C. Strength and shape of failure surface at axial compression of sandstones. *Bull. Ac. Pol. Sc.*, v. 20, N 2, 1972.

Kulhawy F. H. Stress deformation properties of rock and rock discontinuities. *Engin. Geol.*, v. 9, N 4, 1975.

Lajtai E. Z. A theoretical and experimental evaluation of the Griffith theory of brittle fracture. *Tectonophysics*, v. 11, N 2, 1971.

Lajtai E. Z. A mechanistic view of some aspects of jointing in rocks. *Tectonophysics*, v. 38, N 3/4, 1977.

Langer M. Rheologie der Gesteine. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 119, 1970.

Laubscher H. P. Die Mobilisierung klastischer Massen. *Eclogae Geol. Helv.*, v. 54, N 2, 1961.

Leon A. Über die Rolle des Trennungsbruches im Rahmen der Mohr'schen Anstrengungshypothese. *Dei Bauingenieur* Bd 15, N 31, 32, 1934.

Lockner D., Byerlee J. D. Hydrofracture in Weber sandstone at high confining pressure and differential stress. *Journ. Geoph. Res.*, v. 82, N 14, 1977.

Martin R. J. Time-dependent crack growth in quartz and its application to the creep of rocks. *Journ. Geoph. Res.*, v. 77, N 8, 1972.

Masson H. Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae Geol. Helv.*, v. 65, N 1, 1972.

Michel D. Lois de rupture d'un schiste ardoisier présentant une lineation dans la plan de schistosité. *Proc. 2 Congr. Int. Soc. Rock Mech.* Beograd, 1970.

Mimran Y. Fabric deformation induced in Cretaceous chalks by tectonic stresses. *Tectonophysics*, v. 26, N 3/4, 1975.

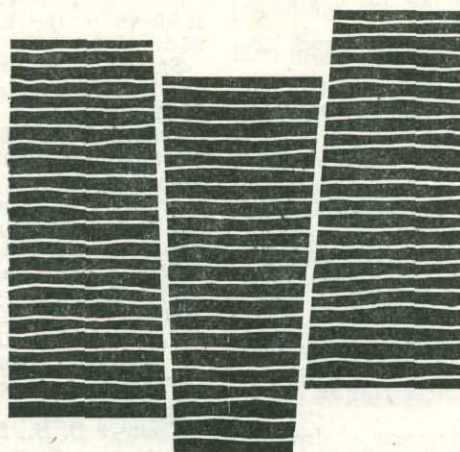
Mogi K. Effect of the triaxial stress system on the failure of dolomite and limestone. *Tectonophysics*, v. 11, N 2, 1971.

Mogi K. On the pressure dependence of strenght of rocks and the Coulomb fracture criterion. *Tectonophysics*, v. 21, N 3, 1974.

Muehlberger W. R. Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Journ. Geol.*, v. 69, N 2, 1961.

- Murrell S. A. F. Rheology of the lithosphere—experimental indications. *Tectonophysics*, v. 36, N 1—3, 1976.
- Murrell S. A. F., Ismail I. A. H. The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures. *Tectonophysics*, v. 31, N 3/4, 1976.
- Nadai A. Theory of flow and fracture of solids. McGraw-Hill, New York, 1950.
- Nur A. A note on the constitutive law for dilatancy. *Geof. Pura e Applic.*, v. 113, N 1/2, 1975.
- Paulitsch P. (Ed.). Experimental and natural rock deformation. Springer-Verlag, Berlin, 1970.
- Paterson M. S. Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 69, N 4, 1958.
- Phillips D. W. Tectonics of mining. *Colliery Eng.*, August, 1948.
- Phillips W. J. Hydraulic fracturing and mineralization. *Geol. Soc. Lond. Journ.*, v. 128, pt. 4, 1972.
- Plessman W. Lösung, Verformung, Transport und Gefüge. *Zeitsche. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 115, T 2—3*, 1966.
- Price N. J. Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, v. 96, N 2, 1959.
- Price N. J. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press, Oxford, 1966.
- Price N. J. Fluids in the crust of the earth. *Sc. Prog.* 62, 1975.
- Price N. J., Hancock P. L. Development of fracture cleavage and kindred structures. 24th Int. Geol. Congr. sect. 3, 1972.
- Raleigh C. B., Paterson M. S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journ. Geoph. Res.*, v. 70, 1965.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 1967.
- Reiner M. Reologia teoretyczna. PWN, Warszawa, 1958.
- Roberts J. C. Quartz microfracturing in the North Crop of the South Wales Coalfield. *Geol. Mag.*, v. 102, N 1, 1965.
- Robertson E. C. Experimental study of the strength of rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 66, N 10, 1955.
- Robinson L. H. The effect of pore and confining pressure on the failure process in sedimentary rock. *Quart. Color. School Mines.*, v. 54, N 3, 1959.
- Rodrigues F. P. Anisotropy of rocks. Most probable surfaces of the ultimate stresses and of the moduli of elasticity. Proc. 2 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Beograd, 1970.
- Roering C. The geometrical significance of natural enechelon crack-arrays. *Tectonophysics*, v. 5, N 2, 1968.
- Romero S. U., Gomez B. B. Brittle and plastic failure of rocks. Proc. 2 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Beograd, 1970.
- Rutter E. H. The influence of interstitial water on the rheological behaviour of calcite rocks. *Tectonophysics*, v. 14, N 1, 1972.
- Salustowicz A. Zarys mechaniki górotworu. Slask, Katowice, 1965.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. T 1, 2. Springer-Verlag, Wien—Innsbruck, 1948—1950.
- Scholz C. H. Mechanism of creep in brittle rock. *Journ. Geoph. Res.*, v. 73, 1968.
- Scholz C. The role of microfracturing in rock deformation. Proc. 2 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Beograd, 1970.
- Scholz C. H. Static fatigue of quartz. *Journ. Geoph. Res.*, v. 77, N 11, 1972.
- Secor D. T. Role of fluid pressure in jointing. *Am. Journ. Sc.*, v. 263, N 8, 1965.
- Secor D. T. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the Earth's crust. *Geol. Surv. Can. Paper* 68-52, 1969.
- Stearns D. W. Fracture as a mechanism of flow in naturally deformed layered rocks. *Geol. Surv. Can. Paper* 68-52, 1969.
- Teisseyre H. Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tkonischen Forschung. *Freib. Forschungsh. C* 57, 1959.
- Teisseyre R. Crack formation and energy release caused by the concentration of dislocations along fault planes. *Tectonophysics*, v. 9, N 6, 1970.
- Thiel K. Badania własności fizycznych i mechanicznych skał podłoża zapory w Niedzicy. *Oprac. IOMB, Warszawa*, 1966.
- Timoshenko S., Goodier J. N. Teoria sprężystości. Arkady, Warszawa, 1962.
- Tokarski A. O rozmieszczeniu typów tektonicznych polskiego cechsztynu solinarnego. *Pr. Inst. Geol.* 30, 1963.
- Trollope D. H., Brown E. T. Effective stress criteria of failure of rock masses. Proc. 1 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Lisboa, 1966.
- Trurnit P. Analysis of pressure solution contacts and classification of pressure-solution phenomena. Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, Berlin, 1968.
- Trurnit P. Die relative Druck-Löslichkeit detritischer Mineralien und Gesteine. *Geologie Jg* 18, H. 1, 1969.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, 1963.
- Vetter U. R., Meissner R. O. Creep in geodynamic processes. *Tectonophysics*, v. 42, N 1, 1977.
- Volarovich M. P. Erforschung elastischer Gesteinseigenschaften beim hohen Druck. *Freib. Forschungsh. C* 81, 1960.
- Vyalov S. S. Creep in rock. Proc. 2 Congr. Int. Soc. Rock Mech. Beograd, 1970.
- White S. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, v. 39, N 1—3, 1977.
- Whitten C. A. Crustal movement in California and Nevada. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 37, N 4, 1956.
- Williams E. Joint patterns at Dalrymole Hill, Northeast Tasmania. *Geol. Mag.*, v. 104, N 3, 1967.
- Willis B. and R. Geological structures. McGraw-Hill, New York, 1934.
- Wojno T. J., Pentlakowa Z. Własności techniczne skał. *Wyd. Geol. Warszawa*, 1956.
- Wolters R. Bruchfestigkeiten und verformungen von Gesteinen im Hinblick auf ingenieurgeologische und tektonische Fragen. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 119*, 1970.
- Youash Y. Tension tests on layered rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, N 2, 1969.

## ТЕКТОНИКА РАЗРЫВОВ



### I. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

*Разрывное смещение* — разрыв, разлом, сброс (англ. fault; нем. Verwerfung, Verschiebung, Bruch, Sprung, Störung) — это разрыв сплошности пород вдоль некоторой поверхности и перемещение по этой поверхности (рис. 89). В практике часто слово «разрыв» применяется в качестве синонима «поверхности разрывного смещения».

Процесс образования разрывных смещений, по аналогии с термином «складкообразование», можно называть *разрывообразованием* (англ. faulting).

В польской геологической литературе часто вместо терминов «разрывное смещение» и «разрыв» употребляется слово *дислокация*. Реже в таком значении это слово применяется в английском (dislocation), немецком (Dislokation), русском и других языках. Вместе с тем в геологии издавна используется термин «дислокация» в более широком значении, как всякое нарушение первичных условий залегания горных пород. Такая многозначность этого термина уменьшает его определенность, хотя в настоящее время все более четко проявляется тенденция использования термина «дислокация» применительно к разрывам и флексурам.

*Поверхность разрывного смещения* — поверхность разрыва, сброса (англ. fault surface; нем. Verwerfungsfläche) — это поверхность, по которой произошло перемещение блока пород. В общем виде она не является плоской и поэтому ее не следует называть плоскостью разрыва. Во многих случаях и сам термин «поверхность разрывного смещения» лишь приближенно отражает истинные условия, ибо перемещения часто происходят в более или менее широкой полосе, занятой продуктами механического дробления пород или пересеченной второстепенными разрывами (рис. 90). В таких случаях говорят о *зоне разрыва* (англ. fault zone; нем. Verschiebungszone).

*Крылья разрыва* (англ. fault walls, fault sides; нем. Flügel) — участки массива горных пород, разделенные поверхностью разрыва сместителем (рис. 91). В практике под определением крыльев разрыва подразумеваются участки, непосредственно примыкающие к поверхности разрыва. В зависимости от направления относительного перемещения в вертикальной плоскости различают *поднятое крыло* (англ. upthrown side, upthrow; нем. gehobener Flügel), которое подверглось относительному поднятию, и *опущенное крыло* (англ. downth-



Рис. 89. Серия мелких ступенчатых сбросов, пересекающих единый пласт глинистых пород кейпера. Залив Блю-Энкор в районе Бристоль, Англия. Длина линейки 25 см (фото В. Ярошевского)

rown side, downthrow; нем. gesenkter Flügel), которое подверглось относительному опусканию. Необходимо отметить, что здесь имеется в виду направление относительного перемещения, точнее говоря — движение по отношению к внешней (не связанной с разрывом) системе ориентирования. Так, например, небольшие грабены в пределах Предсудетской моноклинали (рис. 92) представляют несомненно результат погружения этих участков, а не поднятия смежных обширных площадей моноклинали или одновременного перемещения тех и других элементов в противоположных направлениях. Решать такие вопросы можно путем сопоставления разрывных смещений с условиями осадконакопления: когда, например, образование разрывов способствовало трансгрессии моря на данной площади, то можно полагать, что эта площадь подверглась «абсолютному» погружению. Термины «поднятое крыло» и «опущенное крыло» относятся к таким разрывам, которые характеризуются некоторой, хотя бы небольшой, вертикальной составляющей перемещения. В отношении разрывов со смещением пород в горизонтальной плоскости для определения крыльев можно использовать лишь географические критерии

или, в некоторых случаях, два ниже рассмотренных понятия.

Крылья разрывов со слабо наклонной или горизонтальной поверхностью можно определять на основании их положения по отношению к этой поверхности: над ней — *висячее крыло* (англ. hanging wall; нем. Hangendes); под ней — *лежащее крыло* (англ. footwall; нем. Liegendes). Эти термины не зависят от направлений относительного перемещения крыльев и, таким образом, висячее крыло мо-

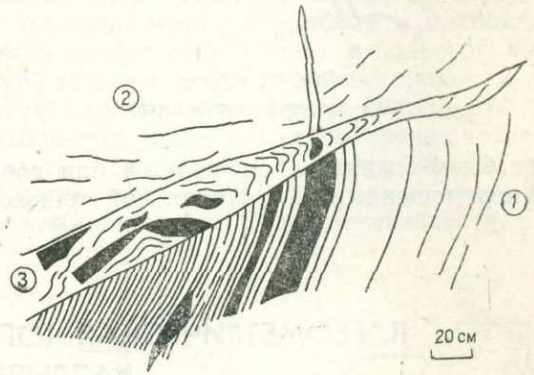


Рис. 90. Выполнение сместителя между крыльями пологого сброса. Смерчинская долина в Татрах:

1 — биотитовый гнейс с кварц-полевошпатовыми включениями, 2 — гранит, 3 — катаклазированный гнейсовый материал

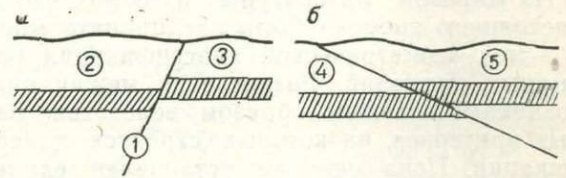


Рис. 91. Основные элементы разрывных смещений на примере сброса а и взброса б:

1 — поверхность разрывного смещения, 2 — опущенное (одновременно и висячее) крыло, 3 — поднятое (одновременно и лежащее) крыло, 4 — опущенное (одновременно и лежащее) крыло, 5 — поднятое (одновременно и висячее) крыло

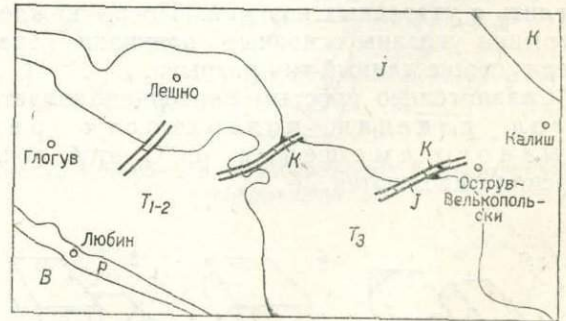


Рис. 92. Небольшие грабены в пределах Предсудетской моноклинали, юго-западная Польша (по карте В. Пожарыского, с упрощениями и небольшими изменениями). В — Предсудетский блок (докембрий и палеозой), Р — пермь,  $T_{1-2}$  — нижний и средний триас,  $T_3$  — кейпер, J — юра с рэтом, К — мел

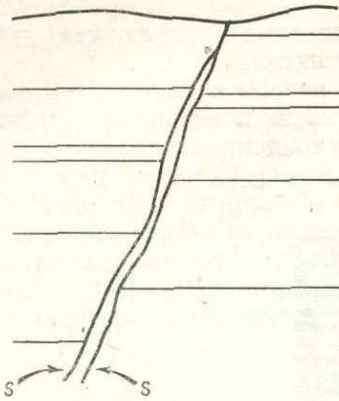


Рис. 93. Сброс.  
s — поверхности сместителя

жет быть поднятым, опущенным или вообще не перемещенным в вертикальной плоскости.

То же относится и к лежащему крылу (см. рис. 91 и 95).

Ограничения крыльев, примыкающих друг к другу вдоль разрыва, называются *поверхностями сместителя* (англ. faces of fault; нем. Wandflächen) — рис. 93. Если эти поверхности на каком-то участке не соприкасаются, имеет место *раздвиг*, т. е. перемещение крыльев разрыва в направлении, перпендикулярном к поверхности сместителя (англ. fault fissure; нем. Verwerfungsspalte). Сместитель может быть открыт или заполнен эпигенетически образованными минералами или продуктами механического дробления поверхностей разрыва.

На геологических картах, а иногда и в поле можно наблюдать разрывы (поверхности разрывов), хорошо выраженные на поверхности земли. Такой след (линия пересечения с поверхностью) называется *линией разрыва* (англ. fault line; нем. Verwerfungslinie).

## II. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ (ОПИСАТЕЛЬНАЯ) ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

### 1. КЛАССИФИКАЦИЯ

Из мировой литературы известно, что до настоящего времени было предпринято много попыток геометрической классификации разрывных смещений. Разногласия между ними возникают главным образом вследствие разных критериев, на которых строятся классификации. Пока еще не установлен единый подход, который мог бы составить основу всесторонней и достаточно детальной систематики всех разрывных смещений. В связи с этим следует опираться на несколько признаков и их комбинации. Ниже рассматриваются группы разрывных смещений, которые можно выделить с указанных позиций. После каждого термина указаны основные признаки, характеризующие данный тип разрыва.

Сравнительно простым критерием является угол падения поверхности разрывного смещения  $\alpha$ . С этой точки зрения выделяются.

1. *Вертикальный разрыв* (англ. vertical fault):  $\alpha=90^\circ$ .

2. *Наклонный разрыв* (англ. inclined fault):  $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ .

а. *Крутопадающий разрыв* (англ. high-angle fault):  $45^\circ < \alpha < 90^\circ$ .

б. *Пологопадающий разрыв* (англ. low-angle fault):  $0^\circ < \alpha < 45^\circ$ .

3. *Горизонтальный разрыв* (англ. horizontal fault):  $\alpha=0^\circ$ .

Следует иметь в виду, что перечисленные термины определяют поверхность перемещения по разрыву, но вовсе не определяют направления этого перемещения. Последнее учитывается широко известным классификационным критерием, которым является отношение направления относительного перемещения близлежащих точек разрыва к ориентировке его поверхности. Близлежащими точками разрыва мы называем такие пары точек по обе стороны поверхности разрыва (на стенках разрыва), которые до перемещения соприкасались друг с другом. Этот критерий позволяет выделить следующие разрывные смещения.

1. *Сброс* (англ. dip-slip fault): направление относительного перемещения параллельное линии падения поверхности разрыва (рис. 94):

а) *нормальный сброс* (англ. normal fault, normal-slip fault): поверхность разрыва наклонена в сторону опущенного крыла (рис. 94,а);

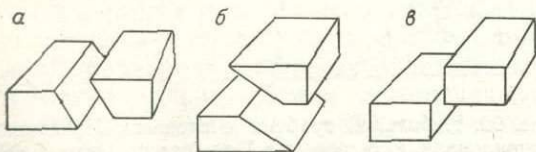


Рис. 94. Разрывные смещения: сброс а, взброс б и ступенчатый (вертикальный) сброс в

б) *взброс* — *обращенный сброс* (англ. *reverse fault, reverse-slip fault*): поверхность разрыва наклонена в сторону поднятого крыла (рис. 94,б);

в) *вертикальный сброс*: поверхность разрыва вертикальна (рис. 94,в). Сбросы этого типа до сих пор не выделялись под отдельным названием, однако они встречаются довольно часто и без их учета классификация будет неполной.

2. *Сдвиг* (англ. *strike-slip fault, wrench fault\**): направление относительного перемещения параллельно простиранию поверхности разрыва (рис. 95). Следовательно, это направление лежит в горизонтальной плоскости. Для подразделения сдвигов требуется дополнительный критерий — установление относительного перемещения и обусловленного им поворота крыльев. В соответствии с этим различаются:

а) *левый сдвиг* (англ. *sinistral fault, left-hand fault, left-slip fault*): направление относительного перемещения вызывает поворот в левую сторону (против часовой стрелки — рис. 95,а);

б) *правый сдвиг* (англ. *dextral fault, right-hand fault, right-slip fault*): направление относительного перемещения вызывает поворот в правую сторону (по часовой стрелке — рис. 95,б).

3. *Сбросо-сдвиг* (англ. *oblique slip fault*): направление относительного перемещения располагается между линиями простирания и падения поверхности разрыва (рис. 96):

а) *нормальный сбросо-сдвиг* (англ. *oblique-normal-slip fault*): поверхность разрыва наклонена в сторону опущенного крыла (рис. 96,а);

б) *взбросо-сдвиг* (англ. *oblique-reverse-slip fault*): поверхность разрыва наклонена в сторону поднятого крыла (рис. 96,б);

в) *вертикальный сбросо-сдвиг*: поверхность разрыва вертикальная (рис. 96,в).

Для практических целей удобно распространить определения сброса и сдвига на случаи, когда направление относительного перемещения отклоняется несколько от линии падения или простирания поверхности разрыва не более чем на  $10^\circ$  [Rickard, 1972; там же приведена практическая диаграмма классификации разрывных смещений].

Несколько другую классификационную основу имеет термин *надвиг* (англ. *trust*,

*overthrust*), хотя обычно считают, что надвиги представляют частные случаи взбросов. В польской литературе понятие «надвиг» имеет более широкое значение и обозначает тектоническое перемещение какой-то массы горных пород в целом по отношению к нижележащим массам на значительное расстояние, по горизонтальной или слабо наклонной поверхности (см. рис. 169 и 170). В таком понимании надвиг может образоваться за счет взброса, а также за счет опрокинутой складки или разрыва произвольного происхождения. В общем смысле надвиги имеют промежуточное значение между взбросами и покровами. Термин надвиг используется в польской литературе также и для определения процесса, называемого *шарьяжем* (франц. *charriage*).

Выше под понятием направления относительного перемещения подразумевалась прямая линия, полученная путем соединения пары близлежащих точек. В действительности, раз-

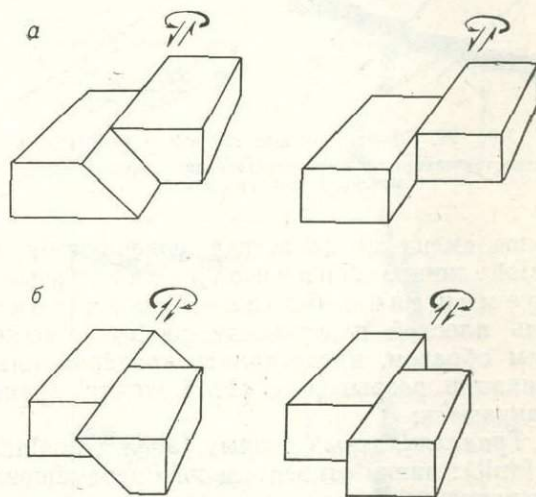


Рис. 95. Сдвиги: левые а — наклонный и вертикальный, правые б — наклонный и вертикальный

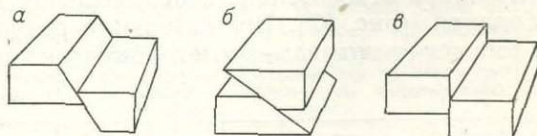


Рис. 96. Сбросо-сдвиг а, взбросо-сдвиг б и вертикальный сбросо-сдвиг в

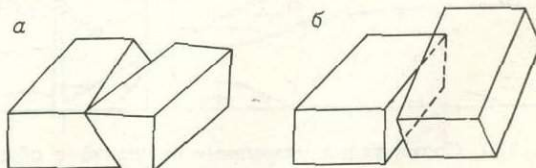


Рис. 97. Вращательные разрывы: шарнирный а (наклонный), осевой б (вертикальный)

\* Второй термин применяется по отношению к сдвигам с крутопадающей или вертикальной поверхностью разрыва. Употребляется также термин *transcurrent fault*, который, однако, следует применять лишь в отношении к поперечным сдвигам или, согласно предложению Р. Фройнда [1974], к нетрансформным сдвигам (см. с. 121).

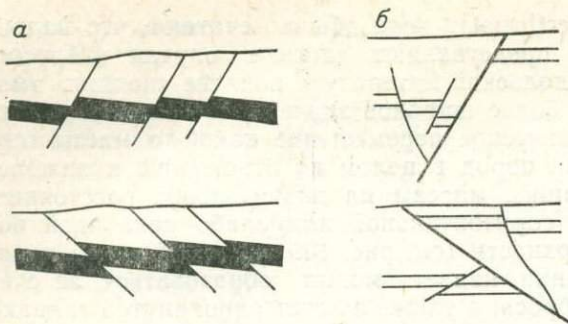


Рис. 98. Антитетические сбросы и взбросы:  
 а — самостоятельные, б — сопровождающие главный сброс (отмеченный жирной линией)

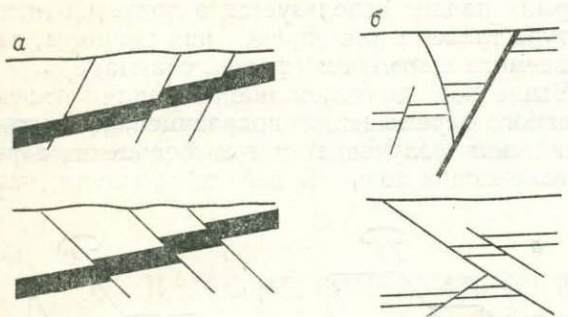


Рис. 99. Гомотетические сбросы и взбросы:  
 а — самостоятельные, б — сопровождающие главный сброс (отмеченный жирной линией)

рывное смещение не всегда совершается по прямой линии. Линия относительного перемещения близлежащих точек вдоль плоской поверхности разрыва может, таким образом, представлять критерий классификации разрывов. С этой точки зрения различаются:

1. *Трансляционный разрыв* (англ. translational fault): линия относительного перемещения прямолинейная или прямолинейно-ломаная (см. рис. 94, 95, 96).

2. *Вращательный разрыв* (англ. rotational fault): линия относительного перемещения дугообразная (рис. 97). Вращательные разрывные смещения подразделяются обычно на два

вида в зависимости от числа направлений (одно или два) относительных перемещений:  
 а) *шарнирный разрыв* (англ. hinge fault): одно направление относительного перемещения вдоль всего разрыва (рис. 97,а);

б) *осевой разрыв* (англ. pivotal fault, scissors fault): два противоположных направления относительного перемещения вдоль одного разрыва (рис. 97,б).

Два следующих классификационных термина были предложены Г. Клоосом [1928], но лишь сейчас они находят применение в связи с практическим значением. Эти термины определяются по-разному (см. сноску на с. 99) [Wagenbreth, 1964], однако наибольшее практическое значение имеют два критерия, наиболее близкие приоритетным понятиям: отношение направления разрывного смещения к падению слоев или отношение направления смещения по подчиненному разрыву к направлению по главному разрыву, который сопровождается этим подчиненным разрывом. По этим критериям выделяются следующие положения.

1. *Антитетический разрыв* (нем. Antithetische Verwerfung): разрывное смещение уменьшает гипсометрический эффект наклона слоев (рис. 98,а) или гипсометрический эффект проявления главного разрыва (рис. 98,б).

2. *Гомотетический разрыв* (нем. homothetische Verwerfung, synthetische Verwerfung): разрывное смещение увеличивает гипсометрический эффект наклона слоев (рис. 99,а) или гипсометрический эффект проявления главного разрыва (рис. 99,б).

Эти две категории не охватывают, разумеется, всех разрывных смещений, так как существует множество разрывов, которые не являются ни антитетическими, ни гомотетическими.

Следующим критерием геометрической классификации разрывных смещений, имеющим существенное значение при анализе мелкомасштабных геологических карт, является

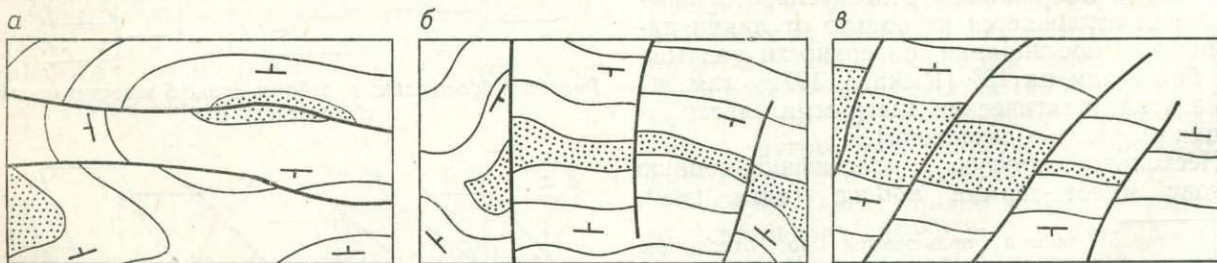


Рис. 100. Соотношения разрывных смещений с общей структурой — изображение на карте (точками помечены ядра антиклиналей и синклиналей):  
 а — продольные разрывные смещения (сдвиг и сброс), б — поперечные разрывные смещения (сбросо-сдвиг, сдвиг и осевой сброс), в — диагональные (ступенчатые) сбросы

отношение простирания поверхности разрыва к общему структурному направлению (простираанию осей складок, региональному простираанию слоев, сланцеватости и т. п.). На геологических картах участков с пологим рельефом принято, что линии разрывных смещений соответствуют простираанию поверхностей разрыва. Это значительно облегчает установление соотношений между разрывами и общей структурой. На этом основании можно выделить:

1. *Продольное разрывное смещение* (англ. longitudinal fault): простираание поверхности разрыва параллельное или почти параллельное к общему структурному простираанию (рис. 100,а).

2. *Поперечное разрывное смещение* (англ. transverse fault): простираание поверхности разрыва перпендикулярное или почти перпендикулярное к общему структурному простираанию (рис. 100,б).

3. *Диагональное (косое) разрывное смещение* (англ. oblique fault): простираание поверхности разрыва определяется как промежуточное между параллельным и перпендикулярным направлениями по отношению к общему структурному направлению (см. рис. 100,а).

При определении соотношений между разрывными смещениями и другими структурами в полевых условиях или при анализе крупномасштабных геологических карт более удобным критерием классификации разрывных смещений является отношение простираания поверхности разрыва к местному структурному направлению (местное простираание слоев, сланцеватости и т. п.) (рис. 101). Согласно этому критерию можно выделить:

1. *Разрывное смещение по простираанию* (англ. strike fault): простираание поверхности разрыва параллельное местному структурному направлению.

2. *Разрывное смещение по падению* (англ. dip fault): простираание поверхности разрыва перпендикулярное к местному структурному направлению.

3. *Разрывное смещение диагональное* (англ. diagonal fault): простираание поверхности разрыва располагается между параллельным и перпендикулярным направлениями по отношению к местному структурному направлению.

Классификационным критерием может быть и соотношение между направлениями падения поверхности разрыва и пластов (рис. 102). По этому признаку иногда выделяют:

1. *Согласнопадающее разрывное смещение* (англ. similarly inclined fault): направление падения поверхности разрыва в общем соглас-

ное с направлением падения пластов; в разрезах, параллельных к плоскости падения поверхности разрыва (т. е. вертикальной плоскости с указанной линией падения), эти падения обращены в одну сторону.

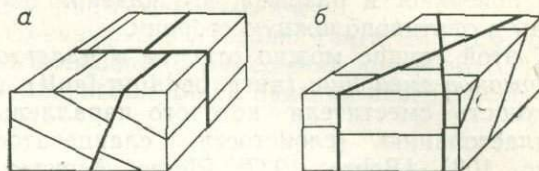


Рис. 101. Соотношения разрывных смещений с местной структурой:

а — наклонный сброс по простираанию и образовавшийся позже вертикальный сброс по падению, б — две диагональных (сопряженных) сдвига

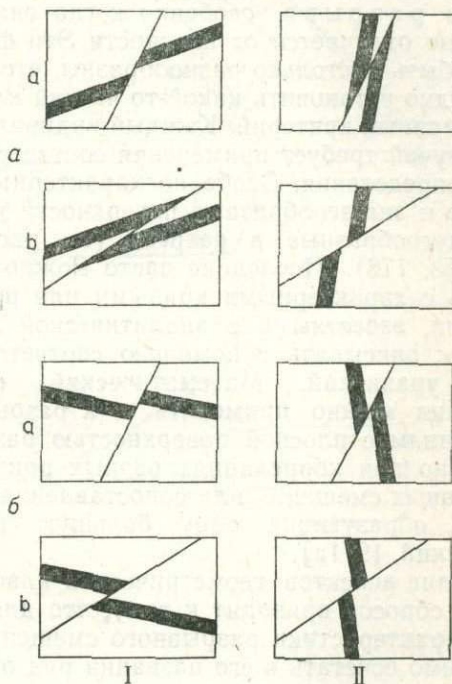


Рис. 102. Соотношения наклона разрывных смещений с кажущимся наклоном слоев (в разрезе вдоль плоскости падения поверхностей разрывов): согласнопадающие а и несогласнопадающие б разрывные смещения: I — разрывы с более крутым наклоном, чем падение слоев, II — разрывы с более пологим наклоном, чем падение слоев; а — сбросы, в — взбросы

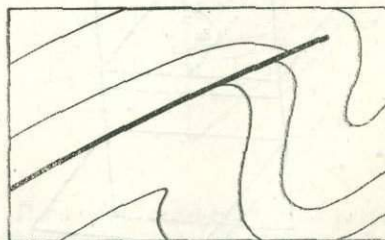


Рис. 103. Пластовое разрывное смещение в крыле наклонной антиклинали

2. *Несогласнопадающее разрывное смещение* (англ. counter inclined fault): направление падения поверхности разрыва в общем противоположное направлению падения пластов; в разрезах, параллельных к плоскости падения поверхности разрыва, эти падения обращены в противоположную сторону.

К этой группе можно отнести и *пластовое разрывное смещение* (англ. bedding fault), поверхность сместителя которого параллельна напластованию (слоистости, сланцеватости) (рис. 103). [Behre, 1937; Pierce, Armstrong, 1966]. Даже с учетом такого типа разрывных смещений приведенное подразделение не является исчерпывающим.

Важным геометрическим признаком разрывных смещений является форма поверхности разрыва, особенно когда она значительно отличается от плоскости. Эти формы могут быть настолько разнообразны, что весьма трудно установить какой-то четкий классификационный критерий. Каждый индивидуальный случай требует применения соответствующего определения. Особенно характерны волнистые и зигзагообразные поверхности в плане и дугообразные в разрезе (см. рис. 141, 142, 153, 176). Последние часто можно сравнивать с характерными кривыми или поверхностями, известными в аналитической геометрии, и описывать с помощью соответствующих уравнений. Математический способ описания можно применять и к разрывным смещениям с плоской поверхностью разрыва, особенно при корреляциях разных признаков разрывных смещений или сопоставлениях разрывов, образующих одну большую группу [Гзовский, 1971а].

Обилие аспектов геометрической классификации сбросов приводит к тому, что для полной характеристики разрывного смещения необходимо сочетать в его названии ряд определений, основанных на разных критериях, дополняя их часто числовыми параметрами. Такое сочетание следует производить в определенной последовательности, например в той, которая принята в выше приведенном обзоре.

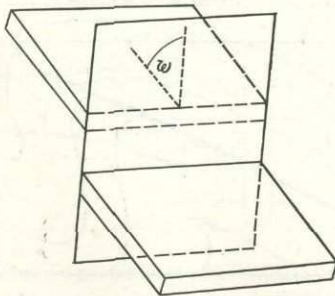


Рис. 104. Угол падения сбросовой поверхности

Итак, можем говорить о крутопадающем, правом, антитетическом, диагональном сбросо-сдвиге или о пологопадающем, осевом, гометическом продольном взбросе. Количественная характеристика должна, по мере возможности, охватывать хотя бы ниже рассмотренные параметры поверхности разрывного смещения и параметры перемещения по этой поверхности. Когда имеется возможность установить эти параметры, то отпадает потребность в некоторых качественных определениях. Пример полной количественной характеристики района, пересеченного разрывными смещениями, проведенной с помощью метода регрессии и критерия наименьших квадратов, предложил У. Р. Джеймс [James, 1970].

## 2. ПАРАМЕТРЫ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВНОГО СМЕЩЕНИЯ

Если можно принять, что поверхность разрывного смещения представляет плоскость, то для определения ее пространственной ориентировки достаточно указать азимут простирания, направление и угол падения. Рекомендуется пользоваться упрощенной формулой: азимут линии падения и угол падения. Положение поверхностей, которые при данной детальности изучения нельзя принять в качестве плоскости, можно описать путем соответствующего числа замеров, производимых на отдельных участках поверхности, каждый из которых рассматривается как плоскость (т. е. указывается положение плоскостей касательных к отдельным участкам). Когда форму поверхности разрывного смещения можно описать на языке аналитической геометрии (написать уравнение поверхности), то для определения положения этой поверхности в пространстве достаточно указать ориентировку принятой системы координат (например,  $x$  — горизонтальная линия

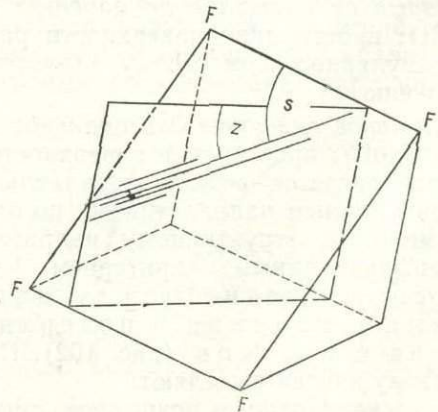


Рис. 105. Угол склонения  $s$  и угол погружения  $z$  тектонических штрихов на поверхности разрывного смещения FFFF

с азимутом  $0^\circ$ ,  $y$  — горизонтальная линия с азимутом  $90^\circ$ ,  $z$  — вертикальная линия).

В некоторых геометрических конструкциях может иметь значение *угол встречи* — меньший из двух двугранных углов между поверхностью разрыва и поверхностями напластования (рис. 104). Для определения позиции всяких линейных структур, наблюдающихся на поверхности разрывного смещения (например, тектонических штрихов), используются два других угловых параметра: *угол склонения* (англ. *pitch, take*) — угол между направлением простирания поверхности и данной линейной структурой и *угол погружения* (англ. *plunge*) — угол между линейной структурой и горизонтальной плоскостью, замеряемый на вертикальной плоскости, проходящей через данную линейную структуру (рис. 105).

### 3. ПАРАМЕТРЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПО РАЗРЫВУ

Наряду с параметрами поверхности разрывного смещения, важное значение в горной и геологоразведочной практике, а также в генетических интерпретациях имеет характеристика перемещения по разрыву. Для составления такой характеристики применяется ряд параметров, которые являются производными следующих основных понятий.

*Скольжение* (англ. *slip*): действительное перемещение крыльев разрыва, измеряемое вдоль поверхности разрыва.

*Разобшение* (англ. *separation*): кажущееся перемещение слоя, пересеченного разрывом, измеряемое в разных плоскостях (определяемых отдельно).

Слово «слой» в данных определениях относится как к действительным слоям, так и к другим геологическим телам, пересеченным разрывом (жилы и пр.).

Два следующих основных термина характеризуют составляющие скольжения и разобшения, но чаще всего они рассматриваются самостоятельно.

*Размах* (англ. *throw*): вертикальная составляющая перемещения крыльев разрыва или частей слоя, пересеченного разрывным нарушением.

*Зияние* (англ. *heave*): горизонтальная составляющая разобшения крыльев разрыва или частей слоя, пересеченного разрывным нарушением.

Из перечисленных основных терминов выводятся следующие важнейшие параметры (в скобках указаны обозначения параметров на рис. 106).

*Суммарное перемещение* (англ. *net slip*;  $AB, DE$ ): действительное перемещение крыль-

ев разрыва (расстояние между двумя первоначально смежными точками).

*Смещение по простиранию* (англ. *strike slip*;  $AC$ ): горизонтальная составляющая перемещения крыльев разрыва (в сдвиге равная суммарному перемещению).

*Смещение по падению* (англ. *dip slip*;  $CB$ ): составляющая перемещения крыльев разрыва, параллельная линии падения поверхности раз-

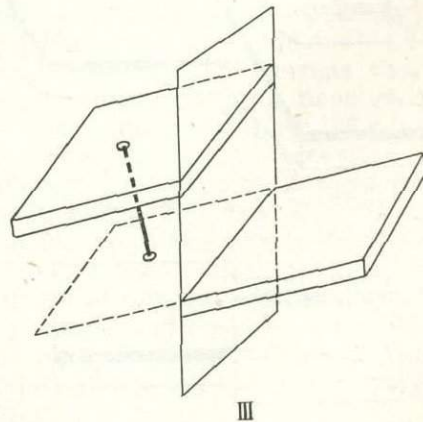
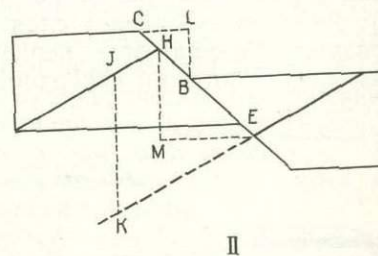
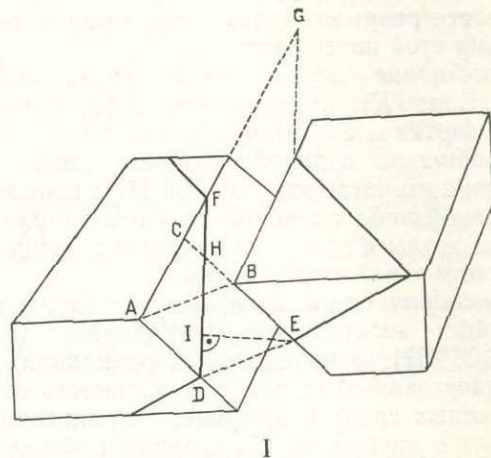


Рис. 106. Параметры перемещения по разрыву на примере сбросо-сдвига (объяснения в тексте):

I — блок-диаграмма сбросо-сдвига, II — разрез в плоскости передней грани блок-диаграммы опущенного крыла, III — блок-диаграмма другого разрыва, показывающая нормальное (одновременно и стратиграфическое) разобнение

рыва (в сбросе равная суммарному перемещению).

*След перемещения* (англ. trace slip; *ID*): составляющая перемещения крыльев разрыва, параллельная следу слоя на поверхности разрыва.

*Разобшение по простиранию* (англ. strike separation; *FG*): перемещение следов слоя на поверхности разрыва, измеряемое в направлении простирания этой поверхности.

*Разобшение по падению* (англ. dip separation; *HE*): перемещение следов слоя на поверхности разрыва, измеряемое в направлении падения этой поверхности.

*Разобшение вертикальное* (англ. vertical separation; *JK*): перемещение слоя, измеряемое в вертикальном направлении.

*Разобшение перпендикулярное* (англ. perpendicular separation; рис. 106 III): перемещение какой-либо поверхности (кровли или подошвы жилы и т. п.), измеряемое в перпендикулярном к ней направлении.

*Разобшение стратиграфическое* (англ. stratigraphic separation, stratigraphic throw; рис. 106 III): разобшение, перпендикулярное к напластованию свиты, т. е. мощность разновозрастных слоев в профиле, соприкасающихся друг с другом по обе стороны поверхности разрыва.

*Разобшение нормальное* (англ. perpendicular slip; *IE*): перемещение следов слоя на поверхности разрыва, измеряемое перпендикулярно к этим следам по этой поверхности.

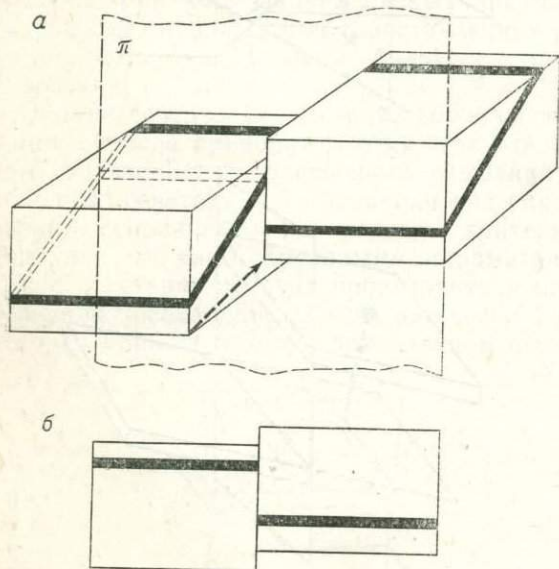


Рис. 107. Возможность противоположного направления размаха слоя и размаха разрывного смещения на примере вертикального сбросо-сдвига:

*а* — блок-диаграмма сдвига (стрелка показывает суммарное перемещение), *б* — разрез по плоскости; опущенное крыло сбросо-сдвига является одновременно «поднятым крылом» слоя

*Размах разрывного смещения* (англ. vertical slip, throw slip; *LB*): вертикальная составляющая смещения по падению (и суммарного перемещения).

*Размах слоя* (англ. throw; *HM*): вертикальная составляющая разобшения по падению.

*Горизонтальное смещение по разрыву* (англ. horizontal dip slip, heave slip; *CL*): горизонтальная составляющая смещения по падению.

*Горизонтальное смещение слоя* (англ. heave, heave separation; *ME*): горизонтальная составляющая разобшения по падению.

Необходимо различать параметры перемещения крыльев разрыва и параметры перемещения слоя (и других протяженных тел), так как в общих условиях они не совпадают (см. рис. 106), а иногда отличаются даже направления перемещений, рассматриваемые в определенных разрезах (рис. 107). Особенно важно осознавать, что термины «сброс» и «взброс» основываются на отношении наклона поверхности разрыва к направлению действительно перемещения крыльев разрыва (т. е. к векторам скольжения), а не к направлению кажущегося перемещения слоя (т. е. к векторам разобшения). Как показано на рис. 107, направление разобшения по падению (здесь равного размаху слоя) в сбросо-сдвиге может быть обратное по отношению к смещению по падению (здесь равному размаху разрывного смещения). Более того, один и тот же сброс, не являющийся вовсе осевым сбросом, на всем своем протяжении может показывать противоположные направления разобшения по падению, когда этот сброс пересекает слои с падением в обратном направлении (например, в складчатой форме). Основываясь на применяемом многими геологами критерии кажущегося перемещения, такой сброс следовало бы одновременно назвать и взбросом или же ошибочно считать его осевым сбросом. Единственно правильным решением является применение рассмотренных терминов к действительному перемещению (скольжению).

В связи с тем, однако, что в полевой практике чаще всего удастся наблюдать только кажущееся перемещение (разобшение), а направление скольжения можно определить лишь в редких случаях, нужны и термины для описания кажущегося перемещения. Лучше всего применять здесь ранее рассмотренные термины, дополняя их словом «разобшение»: *разрыв со сбросовым разобшением* (англ. normal-separation fault), *взбросовым разобщением* (англ. reverse-separation fault), *вертикальным разобщением*.

Упомянутые ранее термины левый и правый (сдвиги) можно применять и для характери-

стики отдельных параметров разрывных смещений, например правое разобшение, левое скольжение, а также для определения параметров кажущихся перемещений на геологической карте.

В некоторых работах используется термин «амплитуда сброса» в значении принятого нами термина «вертикальное разобшение». Однако в отношении ряда других тектонических форм амплитуда является некоторой мерой величины (амплитуда складки, амплитуда надвига и др.), в то время как вертикальное разобшение в некоторых сбросах со значительным действительным перемещением может быть ничтожно (см. рис. 102), а в пластом сбросе и вовсе отсутствует. Поэтому термин *амплитуда сброса* лучше применять в значении эквивалента суммарного перемещения.

Приведенные выше рассуждения касаются разрывных смещений с четко выраженной поверхностью разрыва. По отношению к зонам разрывов (и к флексурам) понятие смещения заменяется понятием *общего (суммарного) перемещения* (англ. shift) — см. гл. VII и рис. 211. В зависимости от характера разрывов имеют свои отличия общие перемещения. Остальные термины, касающиеся разрывных смещений, можно в данном случае применять с добавлением слов «зона разрыва», «зональный» и т. п. (размах зоны разрыва, зональный размах слоя, зональное разобшение по простиранию и др.).

#### 4. ПАРАМЕТРЫ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Во многих случаях (наклонные сбросы горных районов) в картографическом изображении проекция линии разрывного смещения на плоскость карты не совпадает с простиранием поверхности разрыва. В данном случае ранее рассмотренные термины следует применять с добавлением «картографический».

**Картографическое разобшение** (англ. map separation): расстояние между выходами слоя, пересеченного разрывным смещением, измеренное по линии разрыва на карте (рис. 108, а)

**Картографическое смещение**: расстояние между выходами слоя, пересеченного разрывом, измеренное перпендикулярно к линии разрыва на карте (рис. 108, б).

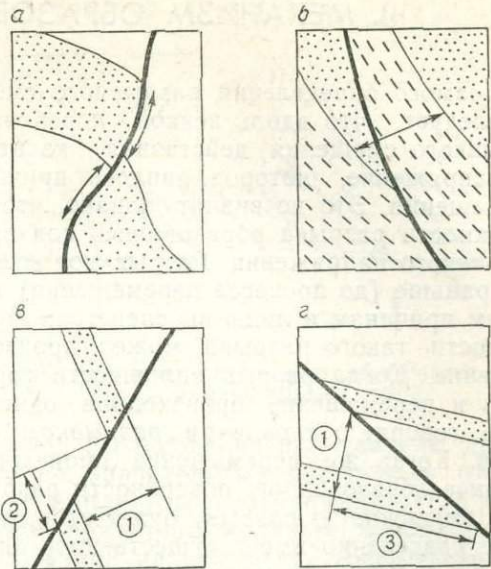


Рис. 108. Параметры картографического изображения разрывных смещений:

а — картографическое разобшение, б — картографическое смещение, в и г: отход (1), сдвигание (2) и перекрытие (3)

Разумеется, существует много частных случаев, когда указанные общие параметры разрывного смещения могут непосредственно применяться и в характеристике его картографического изображения. Например, в равнинном районе картографическое разобшение соответствует разобшению по простиранию, а в сдвигах — суммарному перемещению.

В практике широко используются, кроме того, следующие термины.

**Отход** (англ. offset): расстояние между выходами слоя, пересеченного разрывным смещением, измеренное на карте перпендикулярно к простиранию слоя (рис. 108, в, г).

**Сдвигание** (англ. gap): величина кажущегося сокращения выходов слоя, пересеченного разрывным смещением (см. рис. 108, в, г).

**Перекрытие** (англ. overlap): величина кажущегося удлинения выходов слоя, пересеченного разрывным смещением (см. рис. 108, в).

Два последних термина можно применять и для характеристики разрывных смещений в разрезе по плоскости падения слоев. Когда имеется в виду картографическое изображение, следует эти термины пояснять словом «картографический» (например, картографическое сдвигание).

### III. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВНОГО СМЕЩЕНИЯ

Из самого определения разрывного смещения следует, что вдоль всякой поверхности разрывного смещения действовало касательное напряжение, которое явилось причиной перемещения. Это не значит, однако, что все поверхности разрыва образовались под влиянием такого напряжения. Разрыв мог возникнуть раньше (до процесса перемещения) и по другим причинам и лишь впоследствии по поверхности такого разрыва может произойти смещение. Когда разрыв сплошности горной среды и перемещение происходили одновременно, говорят о *первичном разрывном смещении*. Когда же перемещение происходило по ранее образованной поверхности разрыва, тогда смещение по разрыву будет вторичным. Такое разделение имеет существенное значение при анализе процессов смещения по разрыву и хотя часто его нельзя провести на практике, но тем не менее мы будем его придерживаться в дальнейшем, учитывая конечно, все его ограничения.

#### 1. ПЕРВИЧНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Разрывные смещения такого типа образуются в среде, которая лишена ранее возникших разрывов, или в среде, в которой такие разрывы существуют, но их характер и ориентировка по отношению к осям напряжений не благоприятствуют использованию образующимися разрывными смещениями. Позиция первичных разрывных смещений, таким образом, зависит в основном от системы напряжений и угла внутреннего трения данной среды. Некоторое влияние может оказать анизотропия этой среды (см. с. 53). До тех пор, пока не проявляется влияние анизотропии, в данной группе разрывных смещений будут преобладать обыкновенные сбросы и сдвиги. Как уже было сказано (с. 18), типичная система напряжений у поверхности земли имеет прямоугольную ориентировку по отношению к последней (см. рис. 132,а). Глубже возможные отклонения от такой ориентировки чаще всего проявляются в виде поворота осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  в вертикальной плоскости вокруг горизонтальной оси  $\sigma$  (рис. 132,б). В таких условиях в изотропной среде могут образовываться «чистые» сбросы и сдвиги (см. рис. 72 и 124).

Так как первичные смещения по разрывам не используют ранее образовавшихся дильзюнктивных поверхностей, то часто непосредственно перед возникновением главной поверхности разрыва образуется ряд мелких кулисо-

образно расположенных трещин, за счет которых потом возникает поверхность смещения разрыва (см. рис. 85 и с. 60). Такое развитие процесса разрыва наблюдалось в многочисленных экспериментах [Riedel, 1929; Cloos, 1955; Tchalenko, 1970 и др.], проводимых в разных условиях и на разных материалах (рис. 109,а) и горных породах. Полевые наблюдения (рис. 109,б) [Shainin, 1950; Шихин, 1960; Буртман и др., 1963; Roering, 1968; Jagoszewski, 1972a] также подтверждают, что здесь имеем дело с разнообразными условиями деформации. Предполагается, что в более «податливых» условиях разрывам предшествуют преимущественно кулисообразные трещины отрыва, а в «хрупких» условиях — трещины скалывания. Последние, вследствие более крутого падения по отношению к плоскости сме-

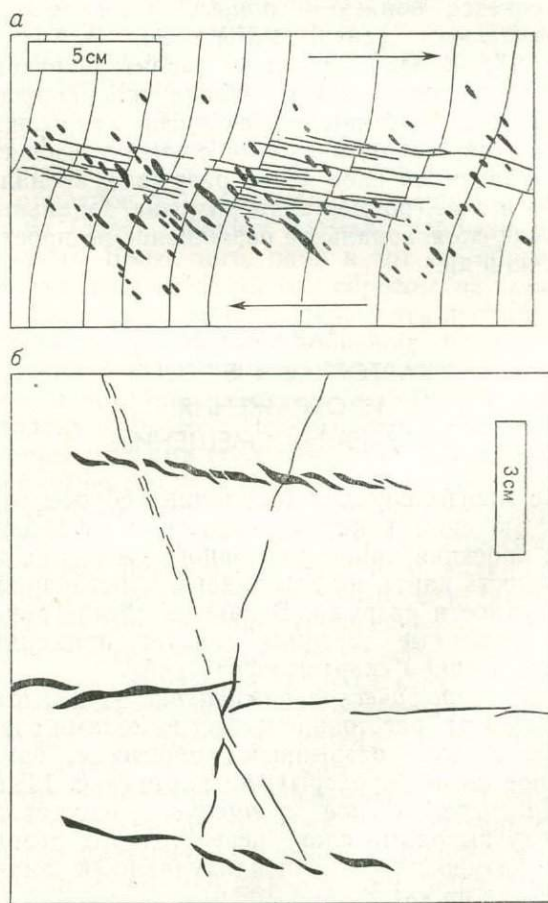


Рис. 109. Ряды кулисообразных трещин, предшествующих образованию разрыва:

а — полученные экспериментально во влажной глине, по фотоснимку из работы Е. Клооса [Cloos, 1955], б — наблюдавшиеся на поверхности песчанкового слоя в долине ручья Лапшанка в Предкарпатье (по неопубликованным данным Л. Мастелли)

щения, могут быть причиной более интенсивного дробления. Этим можно объяснить тот факт, что сбросы, образовавшиеся в таких условиях, часто сопровождаются широкой зоной брекчирования, несмотря на небольшую амплитуду смещения.

С точки зрения механизма образования поверхности смещения разрыва и перемещения по этой поверхности, первичные разрывные смещения можно подразделить на разрывы хрупкого (англ. brittle faults) и вязкого типов (англ. ductile faults).

#### РАЗРЫВНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ХРУПКОГО ТИПА

Разрывные смещения хрупкого типа представляют поверхности разрушения, образующиеся на отрезке упругой деформации, когда касательное напряжение превысит прочность на сдвиг. Как мы уже знаем, в трехосном напряженном состоянии (в общем случае, т. е. когда  $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ ) такое условие достигается по двум совокупностям поверхностей, симметрически расположенных по отношению к оси главных напряжений, причем эти поверхности пересекаются вдоль оси  $\sigma_2$ , а в направлении оси  $\sigma_1$  образуют угол  $2\theta = 90^\circ - \varphi$  (где  $\varphi$  — угол внутреннего трения, составляющий в среднем  $30^\circ$ ).

При образовании разрывных смещений хрупкого типа перемещение концентрируется, как правило, на одной поверхности в каждой из сопряженных совокупностей или даже на одной поверхности одной совокупности. Это обусловлено большой скоростью разрушения хрупкого типа, которая, согласно теории Гриффитса, близка скорости звука. Благодаря такой скорости вдоль первых появившихся поверхностей разрыва происходит смещение и полная или частичная разрядка касательных напряжений, что препятствует развитию следующих потенциальных поверхностей перемещения. По мнению Ю. С. Шихина [1960], такой механизм является причиной привилегированного развития одного из сопряженных направлений разрывных смещений. Достаточно, чтобы поверхность разрушения в одной совокупности незначительно опередила своим развитием сопряженную совокупность и тогда дальнейшее развитие «запаздывающей» совокупности значительно затрудняется или вовсе прекращается (рис. 110). Следует, однако, иметь в виду, что преобладающее или исключительное развитие одной совокупности разрывов может быть обусловлено влиянием анизотропии среды (с. 53).

Из представленных данных следует, что разрывные смещения хрупкого типа часто распо-

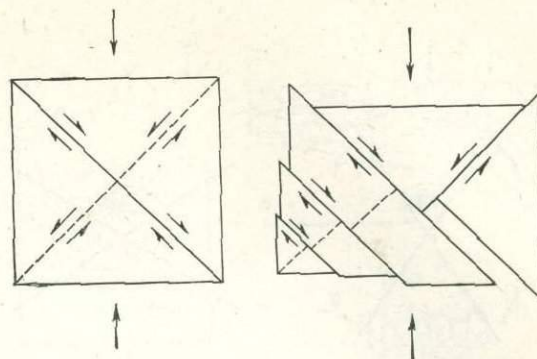


Рис. 110. Механизм селективного образования сопряженных трещин (Шихин, 1960)

лагаются изолированно или удалены друг от друга на значительные расстояния (относительно амплитуды перемещения). Их характерным признаком является однонаправленность, а при наличии двух сопряженных направлений разрывы одного обычно развиты намного отчетливее, чем другого (см. рис. 64). Однонаправленная совокупность разрывных смещений в едином поле напряжений обуславливает и одинаковое направление перемещений, поэтому в этой группе разрывных смещений часто наблюдаются ступенчатые сбросы (см. рис. 182) и соответствующие им сдвиги (см. рис. 195).

Вполне понятно, что разрывы хрупкого типа свойственны «хрупким» условиям деформации. В таких условиях породы подвергаются интенсивному дроблению и в связи с этим сбросы указанного типа часто сопровождаются широкими зонами трещиноватости и дробления окружающих пород, а трещины сбросов выполнены обломками или брекчией. Как известно, хрупкому характеру деформации противодействуют высокие абсолютные значения напряжений (см. рис. 40), которые свойственны преимущественно взбросам и надвигам (см. с. 106, рис. 146). Поэтому разрывные смещения хрупкого типа представлены чаще всего нормальными сбросами и сдвигами.

К разрывным смещениям хрупкого типа на территории Польши относится большинство сбросов Силезско-Краковской возвышенности и неглубокие сбросы, развитые в мезозойском чехле других регионов вне Карпат.

#### РАЗРЫВНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ВЯЗКОГО ТИПА

Разрывные смещения вязкого типа представляют поверхности разрушения, образующиеся на отрезке необратимой деформации, когда деформация в зонах, подверженных сдвигу, превысит вязкость материала в данных условиях. Расположение зон сдвига по

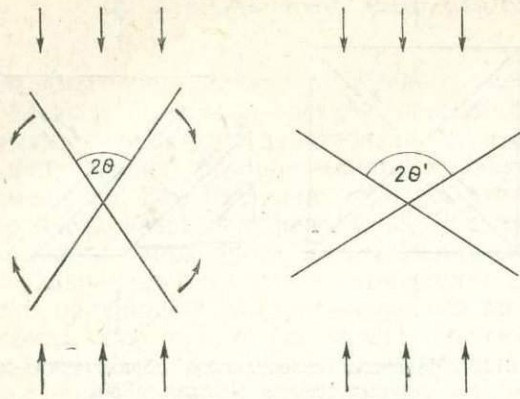


Рис. 111. Вращение поверхностей сопряженных трещин в «вязких» условиях деформации

отношению к осям напряжений подчиняется, как правило, критерию Кулона—Мора. Однако небольшая обычно величина угла  $\varphi$  в «податливых» условиях деформации обуславливает то, что угол  $2\theta$  достигает величины  $90^\circ$  и в этих условиях может еще увеличиваться за счет последующего поворота (рис. 111) [Freund, 1970]. Теория разрушения Гриффитса к разрывам этого типа не применима. Х. Оде [Odé, 1960] оспаривает даже применение критериев хрупкого разрушения ко всяким разрывным смещениям, которые, по его мнению, являются результатом разной скорости течения вязко-пластической массы.

Разрушение при образовании разрывов вязкого типа развивается постепенно, начиная с кульминационной точки графика функции  $\sigma/\varepsilon$  (соответствующей предельной прочности—рис. 25). Очевидно, сбросы вязкого типа могут возникать и при меньших нагрузках, но действующих длительное время, т. е. вследствие ползучести. В таких случаях на-

чало процесса разрушения соответствует излому на графике функции  $\varepsilon/t$  в начале III фазы ползучести (см. рис. 53). В обоих случаях образование разрывов приходится на отрезок ускоренной деформации, названный нами расслаблением (текучестью) материала. Такое расслабление проявляется также и в материалах, в которых разрыв не происходит до самой точки разрушения. Таким образом, хотя разрывы несомненно являются фактором текучести, но истинная причина этого явления должна заключаться в уменьшении самого сопротивления пластическому течению, т. е. в вязкости. Уменьшение вязкости с наращиванием нагрузки было описано уже на с. 40. Ускоренная фаза ползучести III показывает, что вязкость может уменьшаться и при постоянной нагрузке под влиянием фактора времени. В общем, можно говорить о некоторых критических величинах нагрузок или времени их действия (различных по отношению к разным материалам и разным условиям деформации), выше которых вязкость, изменявшаяся до этого довольно медленно, проявляет резкое понижение, достигая аномально низкого значения (рис. 112,а сравни с рис. 56,б).

Такое понижение вязкости в горных породах можно объяснить текстурными преобразованиями. Это явление действительно наблюдалось во время петрографического исследования образцов пород на разных стадиях деформации. Было выявлено, что после появления первых признаков текстурной ориентировки в направлении движения процесс упорядочения текстуры развивается лавинообразно—ориентировка вызывает ускорение движения, а ускоренное движение усиливает вращение анизометрических компонентов породы, стремящихся расположиться параллельно к плоскости движения. Внешние эффекты этого процесса видны на простом опыте, представленном на рис. 112,б. За текстурной перестройкой следует появление мелких сдвигов, первоначально рассеянных по всей массе породы, затем развивающихся в более узкой зоне и, наконец, формируется одна поверхность разрушения, на которой концентрируется все дальнейшее движение. Происходит концентрация перемещения, конечным результатом которой (в случае более широких зон течения) является система главных сдвигов, перемежающихся с второстепенными сдвигами, возникшими на ранних стадиях концентрации. Эти сдвиги являются генетическим эквивалентом разрывов вязкого типа.

В свете представленных замечаний становятся понятными характерные признаки раз-

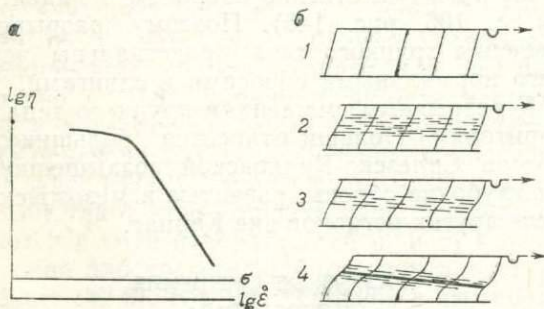


Рис. 112. Механизм образования разрывных смещений вязкого типа, по В. В. Белоусову и К. И. Кузнецовой [1948], с небольшими дополнениями:

а—снижение вязкости с возрастанием нагрузки и сопутствующее этому снижению увеличение скорости деформации. б—образование сдвигов и постепенная концентрация движения по мере развития остаточной деформации, которой способствует структурная перестройка (цифры обозначают последовательные стадии опыта)

рывных смещений рассматриваемого типа. Такие разрывы группируются, как правило, в целые серии и часто сопровождаются многочисленными параллельными трещинами и разрывами подчиненного значения. Часто наблюдаются характерные пучки разрывов и трещин, разделенные ненарушенными зонами. Разрывные смещения этого типа весьма часто образуют сопряженные системы, за исключением взбросов и надвигов, а также геологической среды с сильно выраженной анизотропией, ориентированной соответственно осям напряжений (см. с. 53). Вместо крупно-обломочного материала дробления в таких случаях часто наблюдаются мелко-обломочная брекчия, тектоническая мука и милониты. На стенках разрывов встречаются мелкие складки волочения и макроскопически заметные признаки текстурной ориентировки (параллельной к этим стенкам); часто наблюдаются приразломные пластические изгибы слоев. По своему простиранию разрыв вязкого типа может пересекать участки с разными стадиями процесса концентрации скольжения. Отсюда происходят частые разветвления, раздвоения и т. п., а на концах разрыва, где амплитуда смещения затухает и концентрация движения минимальная, образуются многочисленные ответвления (рис. 113). На продолжении разрывов вязкого типа развиваются обычно структуры полностью или частично пликативные: на продолжении сбросов — флексуры, взбросов — асимметричные антиклинали, сдвигов — резкие изменения простирания слоев или флексурные складки с крутопадающей осью.

Разрывные смещения вязкого типа знаменуют, естественно, «податливые» условия деформации. В связи с этим (по причине, указанной на с. 106) к этой категории разрывных смещений относятся взбросы и надвиги. На территории Польши к структурам этого типа относятся, по всей вероятности, Свентокшиский надвиг и ряд надвигов флишевых Карпат.

#### ВОЗМОЖНОСТИ И ЗНАЧЕНИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗРЫВОВ ХРУПКОГО И ВЯЗКОГО ТИПОВ

Описанные типы разрывных смещений представляют крайние случаи, между которыми существует ряд промежуточных форм; с именно такими промежуточными формами обычно приходится встречаться в полевых условиях. Поэтому неудивительно, что чаще всего не удается отнести тот или иной сброс к одному из «чистых» типов. Легче определить является ли данный сброс более «хруп-

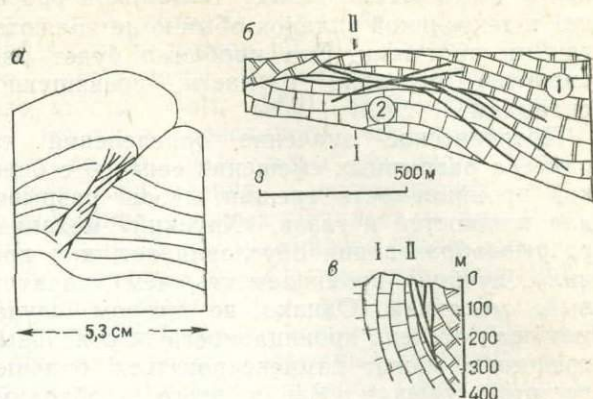


Рис. 113. Разрывы вязкого типа:  
а — полученные экспериментально, по Е. И. Чертковой [1950].  
б и в — наблюдавшиеся в горах Каратау (б — план, в — раз-  
рез; 1 — девон, 2 — карбон) [Белоусов, 1960]

ким» или более «податливым». Но будет лучше, если удастся определить характер всей системы разрывов данного района (при условии, что эта система едина по своему генезису).

Такая оценка может иметь важное теоретическое и практическое значение. С теоретической точки зрения интерес представляет то, что разрывы вязкого типа, особенно сбросы и сдвиги, возникают, как правило, на ранних фазах диастрофических циклов (большая глубина, небольшая скорость деформаций). Типичный «хрупкий» механизм, наоборот, знаменует заключительные фазы диастрофизма — особенно период тектонической инверсии. В платформенных областях разрывы хрупкого типа группируются преимущественно в самом верхнем структурном ярусе, в то время как в более глубокозалегающих ярусах должен проявляться более «податливый» механизм нарушений. Современные разрывы в сейсмически активных зонах относятся к «хрупкому» типу, по крайней мере, они так проявляются на поверхности. Разумеется, при изучении всех указанных закономерностей необходимо учитывать и другие факторы, влияющие на характер деформаций, прежде всего литологический состав данной геологической среды. Существует общая закономерность, согласно которой разрывные смещения рассмотренных двух крайних типов образуются после складкообразования в складчатых областях (в пределах одного и того же диастрофического цикла), так как разрывы вязкого типа завершают пластические деформации, а разрывы хрупкого типа указывают на то, что данная среда не способна больше подвергаться деформациям разрушение перед началом необратимой деформации). Однако в действитель-

ности соотношения между тектоникой разрывов и тектоникой складок обычно не являются такими простыми. Эта проблема будет рассмотрена отдельно в части, посвященной складкам.

Практическое значение определений характера разрывных смещений связано с оценкой проницаемости трещин и зон разрывов для жидкостей и газов. «Хрупкий» механизм разрывообразования обуславливает, как правило, лучшую проницаемость, чем «податливый» механизм. Однако во втором случае меньшая степень проницаемости по отдельным трещинам может компенсироваться большей густотой трещин. Ввиду этого необходимо производить детальный тектонический анализ какого-нибудь характерного участка данной системы разрывов и затем экстраполировать результаты наблюдений на смежные районы со сходными литологическими и структурными чертами. Второй практический аспект рассматриваемой проблемы состоит в возможности предположений относительно характера складчатых структур, развивающихся на продолжении «податливых» разрывов большой амплитуды. Наконец, изучение механизма разрывообразования имеет большое значение для сейсмологии.

## 2. ВТОРИЧНЫЕ И ОМОЛОЖЕННЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Когда какая-либо поверхность механического несогласия (трещина, поверхность пласта, поверхность контакта между породами разного типа) попадает в поле напряжений соответственной величины, она может быть использована для смещения (сдвига, сброса), если будут удовлетворены геометрические условия, рассмотренные на с. 000 (см. рис. 117). Величину напряжений, необходимых для создания сдвига, можно определить, как и в отношении первичных разрывов, на основании конструкции Мора и уравнения Кулона, причем в данном случае отдельные параметры относятся к самой поверхности несогласия (касательное напряжение, нормальное напряжение, сцепление, трение здесь внешние). Очевидно, что разрывное смещение по предопределяющей поверхности произойдет лишь в том случае, когда перемещаемые блоки будут иметь ту или иную свободу движения.

Последствия использования ослабленной поверхности в качестве поверхности смещения имеют существенное значение. В общем случае, когда эта поверхность не параллельна ни одной из трех осей главных напряжений,

направление максимального касательного напряжения не совпадает (как в случае первичных сбросов) ни с плоскостью  $\sigma_1\sigma_3$ , ни с перпендикулярной к ней плоскостью (см. рис. 114). Следовательно, когда плоскость  $\sigma_1\sigma_3$  в соответствии с ранее рассмотренными закономерностями располагается вертикально или горизонтально, то ось относительного перемещения, отражающая направление максимального касательного напряжения, располагается в некотором промежуточном направлении между плоскостью падения и плоскостью простираения поверхности разрывного смещения. Описанные выше соотношения соответствуют сбросо-сдвигу. Таким образом, насколько в группе первичных разрывных смещений сбросо-сдвиги должны встречаться крайне редко, настолько среди вторичных разрывов они могут наблюдаться весьма часто. Следует, однако, заметить, что и в данной группе встречаются «чистые» сбросы или сдвиги, так как очень часто поверхности, предопределяющие смещение, располагаются вертикально (например, большинство трещин отрыва) и в связи с этим в любом напряженном поле они параллельны по крайней мере одной из осей главных напряжений (частный случай). Поэтому в областях юной дизъюнктивной тектоники можно наблюдать характерные тектонические штрихи на плоскостях отрыва, более древних, чем рассматриваемые разрывные смещения.

Направление (ось) скольжения по поверхностям вторичных разрывных смещений описывается уравнением, приведенным М. Х. П. Боттом [Bott, 1959]:

$$\operatorname{tg} \omega = \frac{n}{lm} \left[ m^2 - (1 - n^2) \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_z} \right], \quad (32)$$

где  $\omega$  — угол падения (см. рис. 105) оси максимального касательного напряжения (=оси относительного перемещения = тектонических штрихов) на поверхности вторичного разрывного смещения, которую изображает плоскость  $XYZ$  (рис. 114);  $l, m, n$ , — направляющие косинусы плоскости  $XYZ$  (=координаты вектора, перпендикулярного к этой плоскости = площади треугольников:  $OYZ=1, OZX=m, OXY=n$ ;  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$  — значения трех главных напряжений).

Решение уравнения (32) без известных  $l, m$  и  $n$  невозможно, так как направляющие косинусы любой анализируемой непараллельной поверхности будут разные, следовательно, с увеличением числа уравнений (составляемых для очередных поверхностей разрывов) будет возрастать количество неизвестных. Если же нам удастся определить каким-либо способом (путем анализа общей тек-

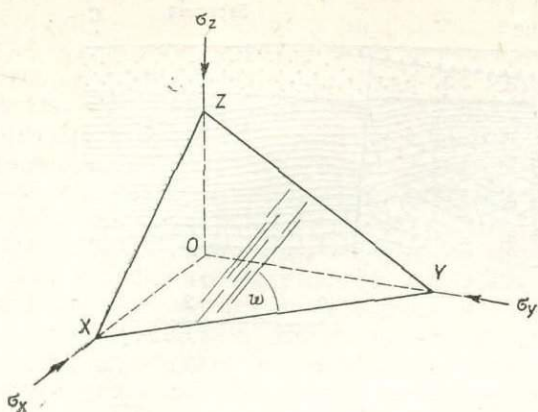


Рис. 114. Положение плоскости, использованной вторичным разрывным смещением (следы смещения выражены тектоническими штрихами)

тонической обстановки, исследования мелких структур и др.) систему осей напряжений на данной площади и в данное время, то можно найти значения направляющих косинусов отдельных поверхностей. На основании замеров углов падения тектонических штрихов на трех непараллельных поверхностях вторичных разрывов можно вычислить относительные (неименованные) значения главных напряжений. Это имеет важное значение также и потому, что в случае вторичных разрывных смещений, как это следует из уравнения (32), величина промежуточного напряжения уже не безразлична для направления скольжения.

Уравнение Ботта определяет основные условия геометрии смещения по поверхностям вторичных разрывов. Однако оно не учитывает механических свойств поверхности смещения и поэтому в промежуточной обстановке между типичной дизъюнктивной поверхностью и сплошной изотропной геологической средой могут быть некоторые отклонения от этого уравнения. Очевидно, такие промежуточные условия представляют довольно распространенное явление. Они должны проявляться, например, в породах с четкой ориентированной текстурой и даже в трещиноватых породах, в которых трещины залечены минерализацией.

Из сказанного следует, что на практике далеко не всегда можно провести четкое подразделение разрывов на первичные и вторичные. Когда разрывное смещение имеет четко выраженные черты сбросо-сдвига, то можем с большой вероятностью предполагать, что оно предопределялось поверхностью механического несогласия или, по крайней мере, сильной анизотропией пород в отношении

прочности на сдвиг. Сильно скрученные поля напряжений, которые тоже могут быть причиной таких разрывов [Williams, 1958], вероятно, ограничены районами интенсивной складчатости [Bott, 1959]. Примером крупных структур описанного типа являются флексурно-сбросовые зоны северного мезозойского обрамления Свентокшиских гор, формирование которых началось в раннемеловое время, а в ларамийской фазе окончательно развились зоны разрывных смещений типа сбросо-сдвигов (см. рис. 201).

К упомянутой группе частично первичных и частично вторичных разрывных смещений относятся *омоложенные разрывы* (англ. rejuvenated faults). Использование ранее существовавших сбросов последующими смещениями представляет частое явление, так как поверхности сбросов, в отличие от других разрывов, характеризуются выдержанностью на большом протяжении и, таким образом, создают большую свободу нового перемещения смежных блоков. Омоложение может происходить многократно. Известны многочисленные глубинные разломы в земной коре, которые в течение многих геологических периодов «оживали» под влиянием очередных фаз тектонических движений.

В качестве примера можно назвать Судетский краевой сброс, представлявший собой первоначально флексуру, образовавшуюся во время герцинского орогенеза, а в эпоху альпийской складчатости — претерпевшую коренную перестройку с изменением направления смещения на обратное. «Вторичные» перемещения могут, разумеется, иметь другое направление [Rutland, 1968; Youssef, 1968] и склонение [Beufner, 1972], чем «первичные» движения. Конечные параметры омоложенного разрывного смещения представляют равнодействующую параметров всех перемещений вдоль данной поверхности или зоны. Об этом необходимо помнить при геометрическом и механическом анализе разрывов такого типа. Если мы, например, анализ производим на основании приразломных микроструктур, то определенные по ним направление и склонение перемещения будут характеризовать лишь один из эпизодов эволюции разлома (как правило, последний), часто не самый важный и даже противоположный по отношению к общему характеру данной структуры. В таком случае иногда удается восстановить предыдущие фазы перемещения по разлому на основании изучения последовательности минерального выполнения трещины и зафиксированных в нем следов движения (рис. 115). При этом следует иметь в виду, что перемещения минерального материала в зоне раз-

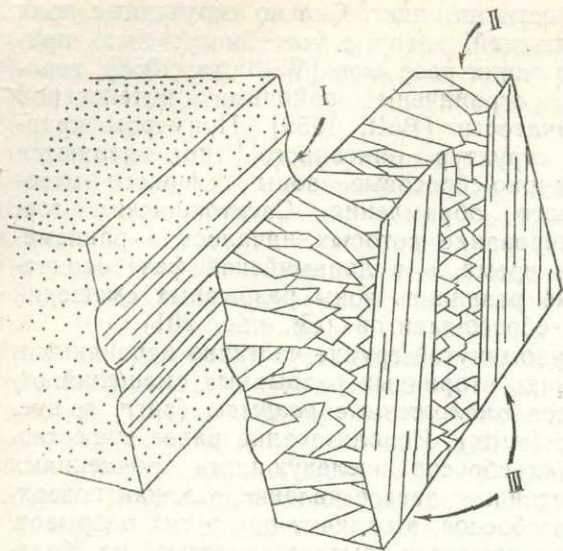


Рис. 115. Явления в зоне разрыва, позволяющие определить три фазы эволюции смещения:

I — первое перемещение по разрыву (ранние тектонические штрихи на стенке разрыва, отпечатки которых наблюдаются на образовавшейся позже минеральной оболочке); II — раскрытие разрыва (кристаллизация кальцитовой оболочки); III — второе перемещение по разрыву (поздние тектонические штрихи, срезающие вершины кристаллов кальцита). Данные основаны на действительном примере, наблюдавшемся в районе г. Островец-Свентокшиски. Кальцитовая оболочка для наглядности показана отдельно

рыва часто имеют ламинарный характер и в связи с этим могут возникнуть мнимые разновозрастные «генерации» структур скольжения, тем более убедительные, что направления смежных структур могут быть разные [Jaroszewski, 1968]. Сходные эффекты могут давать самостоятельно перемещающиеся блоки в зоне разлома [Dzutyński, 1953]. Кроме того, существуют причины, которые могут вызывать действительные изменения направления перемещения по разрыву на ограниченном участке, связанные с самим механизмом разрывообразования; упругое противодействие после главного смещения, наблюдающееся в сейсмических зонах [Scholz, 1972], и процессы разгрузки [Bock, 1972]. Указанные причины объясняют разнонаправленные и даже скрещивающиеся тектонические штрихи, наблюдавшиеся на стенках современного разлома в Иране [Gansser, 1969]. Отличить такую обстановку от действительной многофазности разлома можно лишь путем наблюдений на большом пространстве.

Сложные геометрические формы создаются такими омоложенными разрывными смещениями, которые в младшей фазе движения охватывают породы, не затронутые предыдущей, более древней фазой движений. Самой распространенной причиной обстановки, представленной на рис. 116, является осадкона-

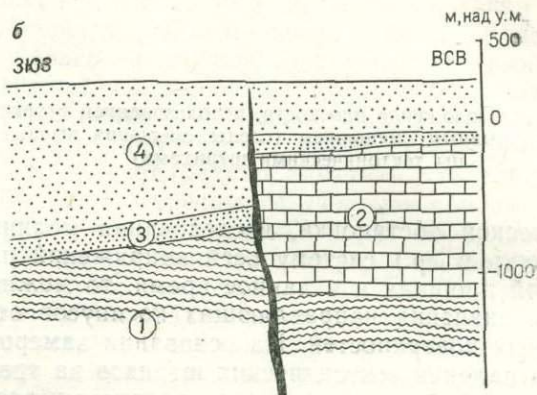
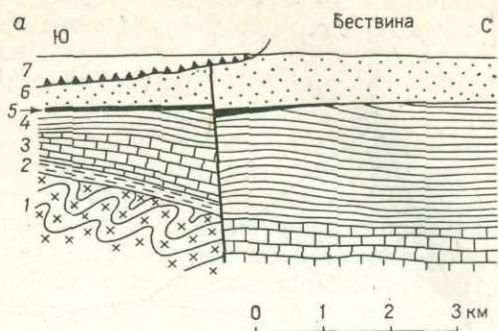


Рис. 116. Примеры омоложенных разрывов с одинаковым (а) и обратным (б) направлением смещения по сравнению с предыдущим смещением (в обоих разрезах вертикальный масштаб равен горизонтальному):

а — сброс у края Карпат в районе г. Бельско [Neu, 1968]: 1 — метаморфические породы (докембрий — кембрий), 2 — нижний девон, 3 — средний и верхний девон, нижний карбон, 4 — верхний карбон, 5 — нижний тортон — дембовецкие конгломераты, 6 — нижний тортон — подгисовый горизонт, 7 — Подсилезский надви; б — разрывное смещение по краю Розточа в районе с. Любачув [Neu, 1969]: 1 — палеозой, 2 — мезозой, 3 — тортон, 4 — сармат

копление на размытой поверхности разрывной структуры и последующее оживление этой структуры. Естественно, что в данном случае амплитуда смещения, установленная по верхнему ярусу, будет отличаться от амплитуды, определенной в нижнем ярусе (рис. 116,а), а направления смещения могут быть противоположные (рис. 116,б). Так как рассматриваемые условия представляют довольно распространенное явление [Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970; Jawor, 1970], следует с большим вниманием относиться к экстраполяции характерных параметров какого-либо разрывного смещения на участки или глубины, недоступные для непосредственных наблюдений или геофизического изучения.

Омоложение разрывного смещения рассмотренного типа, «индуцированное» более древним тектоническим планом, может привести к тому, что поверхность разрыва с унаследо-

ванной ориентировкой попадет в младшем структурном ярусе в такое напряженное поле, которое не соответствует этой ориентировке. В таком случае создается такая же механическая обстановка, как при формировании типичных вторичных разрывов, и вполне возможно, что произойдет сбросо-сдвиг по поверхности разрыва, который на данном участке является первичным разрывом.

Когда несогласие, предшествующее образованию вторичного разрывного смещения, не является плоскостью, то условия, необходимые для смещения, могут удовлетворяться лишь на отдельных, благоприятно ориентированных участках. Решающее значение имеет распределение максимальных касательных напряжений. Эта проблема детально исследовалась М. В. Гзовским [1971б] и др. на поляризационно-оптических моделях. Рис. 117, охватывающий также плоские несогласия, представляет некоторое обобщение условия образования вторичных разрывных смещений. На рисунке первичная поверхность несогласия не является плоской, а поля максимальных касательных напряжений не составляют уже прямого продолжения этой поверхности, но группируются вблизи нее, попеременно по обе стороны. Когда эти напряжения достигнут достаточной величины и произойдут сдвиги, соединяющие поля максимальных напряжений, то в типичном случае эти сдвиги будут располагаться косо по отношению к общему простиранию первичной поверхности, используя местами некоторые участки этой поверхности, характеризующиеся благоприятным простиранием. Большой интерес к этим проблемам (особенно среди советских тектонофизиков) вполне обоснован их важным значением в прогнозировании сейсмических толчков, с одной стороны, и оруденения, приуроченного к зонам разрывов, — с другой.

### 3. ЗАТУХАНИЕ РАЗРЫВОВ. СИНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ РАЗРЫВЫ

*Затухание разрывов* (англ. fading out) в вертикальном и горизонтальном направлениях необходимо учитывать при экстраполяции параметров отдельных разрывных смещений на участки, лишенные непосредственных данных. Почти все разрывные смещения, если они не соединяются с другим разрывом или не примыкают к такой среде, где развитие разрывов невозможно (атмосфера, гидросфера, астеносфера и др.), постепенно затухают. Затухание связано с рассеянием энергии разрывного смещения, что может совершаться путем:

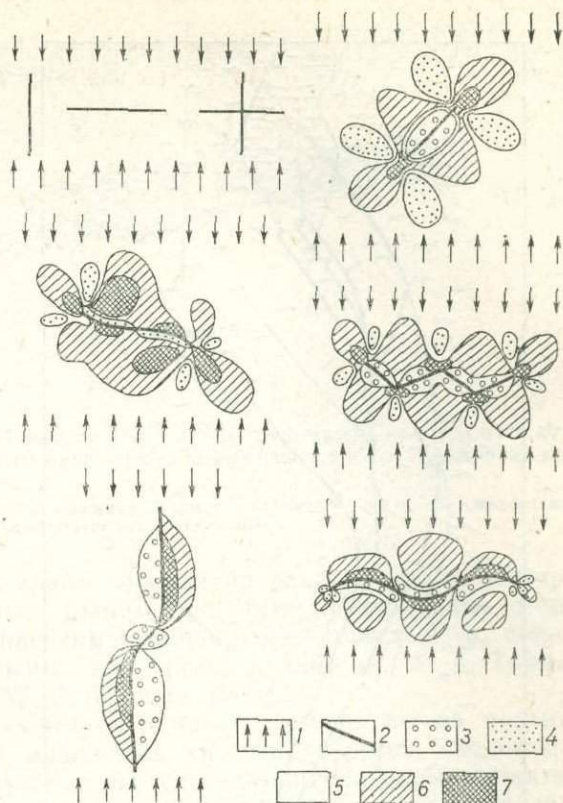


Рис. 117. Влияние ранее образованных дизъюнктивных поверхностей на распределение максимальных касательных напряжений, определенные путем моделирования [Гзовский, 1971б]:

1 — направления максимальных главных нормальных напряжений, 2 — ранее образованные дизъюнктивные поверхности разной формы, 3 — сильное уменьшение касательных напряжений, 4 — слабое уменьшение касательных напряжений, 5 — отсутствие влияния дизъюнктивных поверхностей на величину касательных напряжений, 6 — слабое увеличение касательных напряжений, 7 — сильное увеличение касательных напряжений



Рис. 118. Тектонические нарушения в северо-восточном мезозойском обрамлении Свентокхиских гор [Pozaryski, 1948] — пример затухания разрывов в виде перехода в пликативные деформации.

Буквенные индексы — общепринятые

а) превращения разрывного смещения в пликативную деформацию — флексуру, складчатую форму (случай, характерный для разрывов вязкого типа), рис. 118;

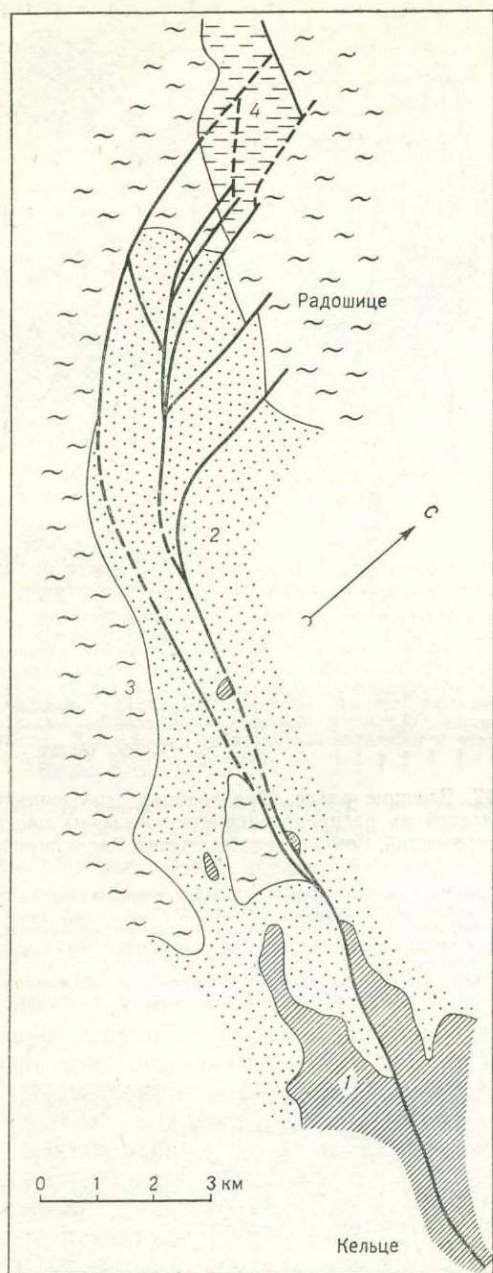


Рис. 119. Сброс к северо-западу от г. Кельце, являющийся продолжением так называемой Свентокшиской дислокации, — пример затухания сброса в виде его разветвления на ряд мелких сбросов:

1 — палеозой, 2 — нижний и средний триас, 3 — верхний триас, 4 — юра

б) рассредоточения смещения по разрыву на ряд мелких подвижек (разрывы вязкого типа), часто сопровождаемых интенсивной трещиноватостью (разрывы хрупкого типа), рис. 119;

в) некоторого уплотнения пород одного из крыльев разрыва, компенсирующего эффект смещения; вполне вероятно, что такое уплот-

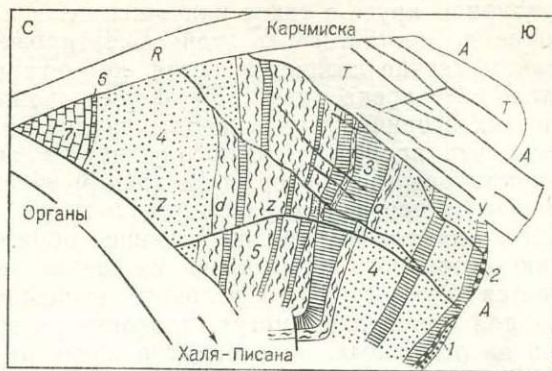


Рис. 120. Разрывы в блоке Здзари в Косцелиской долине, Татры (упрощенная зарисовка по фотоснимку с геологической обработкой М. Вас. К. Grochocka, 1965) — пример затухания разрывов в итоге уплотнения пород, возможно при участии растворения под давлением:

T — «вершинный» средний триас, A — «вершинный» альб, R — нижний Реглевый пэдвиг. Более детальные обозначения указаны лишь в главной части блока Здзари (верхняя свита): 1 — нижний триас; анзийский ярус; 2 — базальная брекчия, 3 — доломиты, 4 — зернистые известняки, 5 — червячные известняки, 6 — доггер, 7 — мальм

нение происходит в результате растворения под давлением (разрывы обоих типов), рис. 120.

Следует иметь в виду и то, что амплитуды шарнирных разрывных смещений уменьшаются по направлению к оси вращения и, таким образом, происходит «затухание» смещения по чисто геометрическим причинам (см. рис. 97).

Особенным видом разрывов, затухающим иногда на небольшом пространстве, являются *синседиментационные разрывы* (англ. growth faults, synsedimentary faults). Они представляют разрывные смещения внутри или по перифериям седиментационных бассейнов, активные во время осадконакопления в этих бассейнах. Синседиментационные разрывные смещения обуславливают погружение дна и влияют на его внутреннюю конфигурацию [Shelton, 1968]. Количество слоев, пересеченных таким разрывом, зависит от времени его действия. В слоях, образовавшихся в конце жизни разрыва, он представляется все слабее и вскоре после прекращения движения неровности дна (образующиеся при смещениях сбросового типа) полностью сглаживаются (рис. 121, сравни с рис. 116,б). Это происходит благодаря тому, что на площади сброшенного крыла осадконакопление развивается более быстрыми темпами [Koimn, Dickey, 1967; Cloos, 1968], к тому же неконсолидированный осадок на висячем крыле может перемещаться течениями или гравитационным путем на сброшенное крыло.

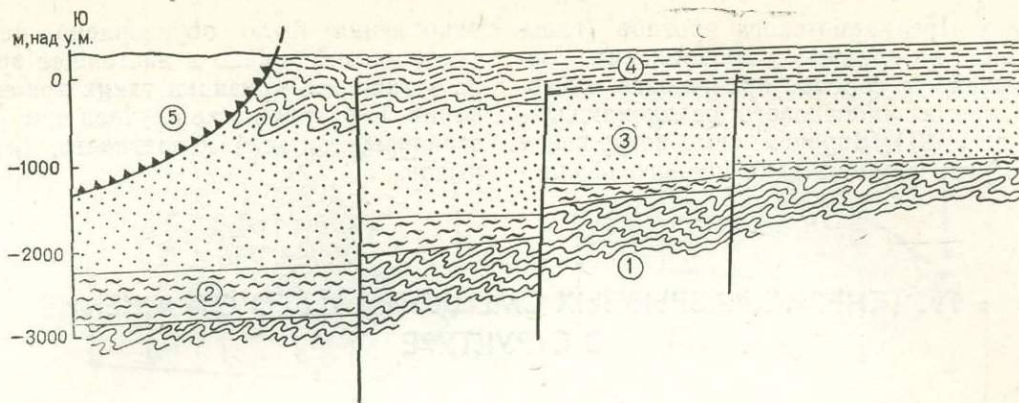


Рис. 121. Разрез через зону Карпатского надвига южнеег. Пшеворск [Ney, 1968], на котором наблюдаются ступенчатые синседиментационные сбросы, активные во время миоценового осадконакопления в Предкарпатском прогибе:

1 — эокембрий, 2 — тортон, 3 — нижний сармат — бугловский ярус, 4 — нижний сармат — волинский ярус, 5 — Карпатский надвиг. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковые

Диагностическим признаком синседиментационных сбросов является большая мощность осадочного слоя опущенного крыла сброса и сравнительно малая мощность осадочного слоя (до полного отсутствия слоя) поднятого крыла сброса. Разрывы без четко выраженного смещения в таких условиях неразличимы. В некоторых случаях отложения в опущенном крыле проявляют признаки межформационных конгломератов, брекчий (рис. 122) или оползневых структур. Вполне вероятно, что значительное количество подводных оползней, наблюдающихся в разных формациях, образовалось впоследствии синседиментационной разрывной тектоники, а отсутствие четко выраженной поверхности разрывного смещения можно объяснить ее «размывом»

в слабо консолидированном осадке. Интересные данные на тему взаимосвязи между синседиментационными сбросами и подводными оползнями приведены У. А. Томасом [W. A. Thomas, 1968].

Следует отметить, что не всегда различия в мощностях крыльев сбросов свидетельствуют о их синседиментационном характере. Такие явления могут наблюдаться и в обычном сбросе вследствие эрозии после его образования, неравномерного уплотнения и растворения под давлением или же вследствие медленного сползания литифицированной осадка с поднятого крыла на опущенное (рис. 123).

Синседиментационные разрывные смещения обнаружены во многих районах Польши.

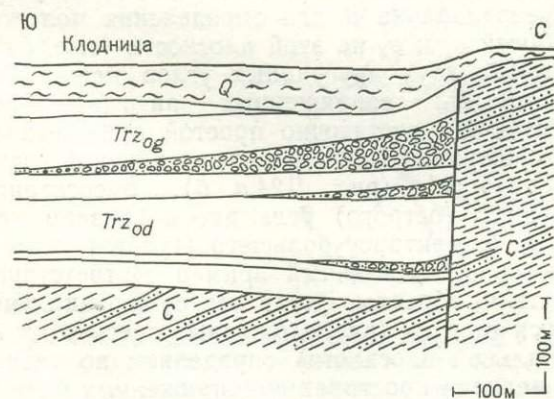


Рис. 122. Осадочные брекчи, образовавшиеся в результате оползневых процессов в опущенном крыле синседиментационного сброса (Клодницкий сброс в Верхней Силезии) [Alexandrowicz, 1964].

В составе брекчи преобладают породы карбона. Они образовались в результате многократных движений по сбросу в опольском веке (ранний тортон): C — карбон, Trz<sub>od</sub> — третичная система, нижнеопольский подъярус, Trz<sub>og</sub> — третичная система, верхнеопольский подъярус, Q — четвертичная система

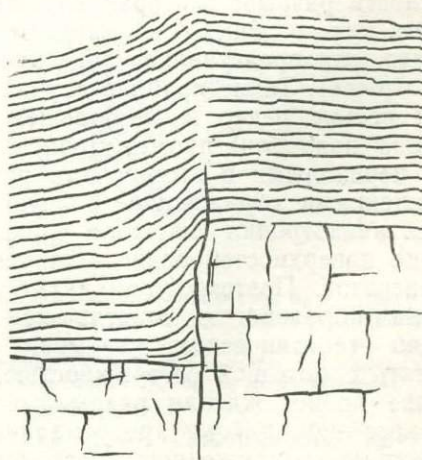


Рис. 123. Сброс в юрских известняках, переходящий во флексурный изгиб в меловых мергелях. Бонарка близ Кракова [Ksiazkiewicz, 1972a]. Заметна большая разница мощностей мергелей в крыльях разрыва

В пределах Предкарпатского прогиба (главным образом на границе с Люблинским Розточем) выявлены сбросы, проявившие активность во время миоценового осадконакопления (см. рис. 121). Впрочем, само погружение этого и других районов интенсивного осадко-

накопления было обусловлено разрывными смещениями, однако в настоящее время трудно установить признаки таких краевых дислокаций. В большинстве случаев они были представлены, по всей вероятности, зонами разрывов.

#### IV. ГЕНЕЗИС РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ

##### 1. ПРИНЦИПЫ МЕХАНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

###### ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Разрывные смещения представляют собой естественные поверхности сдвига, поэтому и закономерности разрушения путем сдвига являются одновременно основными закономерностями образования разрывных смещений. Следует, однако, сделать оговорку, что при рассмотрении тектонических разрывов закономерности сдвигов проявляются как в отношении смещений, происходивших одновременно с образованием разрыва (первичное разрывное смещение), так и в случае, когда разрыв сплошности среды и перемещение происходили не одновременно (вторичное смещение). Во втором случае механика смещения может значительно отличаться от механики сдвига, описанной теориями разрушения и изученной на основании трехосных испытаний, не говоря уже о происхождении самой поверхности разрыва, которая вообще может не иметь ничего общего со сдвигом (когда, например, она представляет поверхность трещины отрыва). Такие крайние случаи наблюдаются весьма редко и наибольшее распространение получили промежуточные формы между первичными и вторичными разрывными смещениями, отражающие разную степень влияния анизотропии сплошной среды на отклонение поверхностей сдвигов от теоретических расчетов. Поэтому упомянутые закономерности образования сдвигов при интерпретации тектонических разрывов следует применять с большой осторожностью.

Анализ происхождения разрывных смещений какого-либо района предусматривает реконструкцию напряженного состояния (состояний), в котором образовались данные разрывы, и путем применения общих закономерностей механики разрывообразования прогнозирование характерных признаков или же

вообще присутствия разрывных структур вне сферы непосредственных наблюдений. В таких исследованиях, кроме геометрии самих разрывных смещений, используются их соотношения с другими структурами и мелкими приразломными трещинами. Ниже рассмотрены важнейшие генетические выводы, вытекающие из геометрической характеристики разрывов.

###### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕРВИЧНЫХ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Наиболее благоприятны для механической интерпретации такие условия, когда присутствуют по крайней мере два первичных сопряженных разрыва. Даже если эти разрывы не пересекаются, нетрудно построить линию их пересечения на стереографической сетке. Эта линия соответствует положению оси  $\sigma_2$  искомого напряженного состояния (с. 52). Оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  лежат в плоскости, перпендикулярной к  $\tau_2$ . Итак, если определенная таким образом ось  $\sigma_2$  горизонтальная, то плоскость  $\sigma_1\sigma_3$  будет вертикальна и для определения положений осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  на этой плоскости (т. е. биссектрисы двух двугранных углов между поверхностями сопряженных разрывов — см. с. 50 и 52) достаточно простой арифметической операции с величинами падений этих поверхностей (рис. 124, а, б). Биссектрису меньшего (острого) угла рассматриваем как ось  $\sigma_1$ , биссектрису большего (тупого) угла — как ось  $\sigma_3$ . Описанный пример соответствует «чистым» сбросам. Когда ось  $\sigma_2$  вертикальна, то оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  (расположенные здесь в горизонтальной плоскости) определяем по разности величин простирания сопряженных разрывов (рис. 124, в). Такие разрывные смещения соответствуют «чистым» сдвигам.

Несколько более сложен случай, когда ось  $\sigma_2$  наклонна, что соответствует сбросо-сдвигам (рис. 124, г). С целью точного определения положений осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , находящихся в данном случае в наклонной плоскости, удобнее всего воспользоваться стереографической сет-

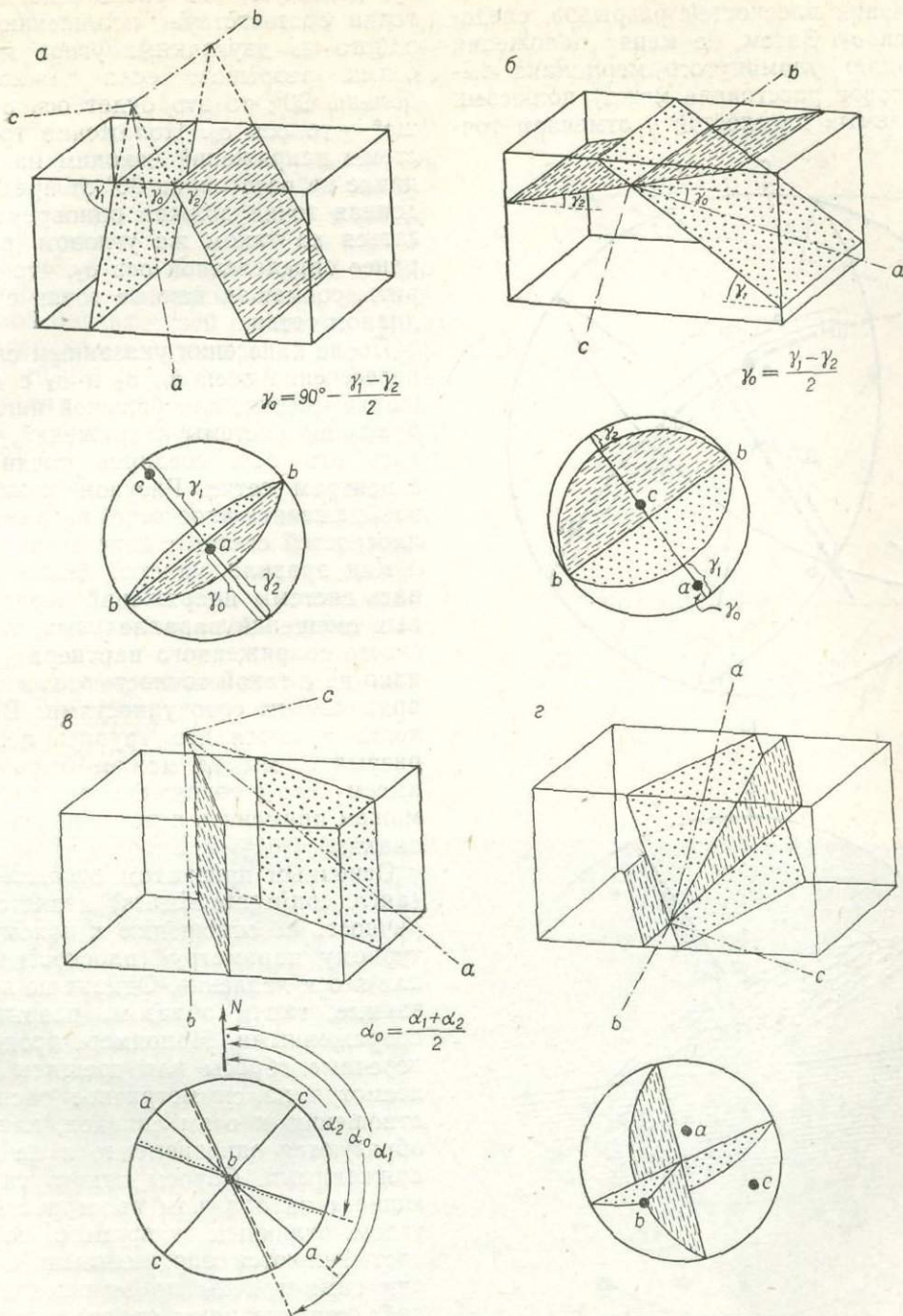


Рис. 124. Плоскости сопряженных разрывов и соответствующие им оси напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  — четыре характерных варианта (изображенные в виде блок-диаграмм и стереографических проекций на нижнее полушарие): а — сбросы, образовавшиеся в системе напряжений, несколько повернутой по отношению к типовой системе, б — взбросы, образовавшиеся в системе аналогично описанной выше; в — сдвиги (типичная система напряжений); г — сбросо-сдвиги (система напряжений, повернутая по отношению к типичной); а, б, с — оси напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  (соответственно)

кой с наложенным на нее кругом из восковки. При этом нет необходимости чертить дуги, соответствующие плоскостям сбросов, как это рекомендуется в разных руководствах; на рис. 125,а они показаны лишь для наглядности. Построения производятся следующим об-

разом (рис. 125). Поверхности двух сопряженных разрывов, приведенные к плоскостям, изображаются на восковке в виде полюсов. Путем вращения восковки эти полюса совмещаем с общим меридианом сетки и на экваторе отсчитываем  $90^\circ$  от этого меридиана. По-

лученная точка соответствует положению линии пересечения плоскостей разрывов, следовательно оси  $\sigma_2$ . Затем, не меняя положения восковки, вдоль упомянутого меридиана вычисляем угловое расстояние между полюсами рассматриваемых плоскостей и отмечаем точ-

ку, делящую это расстояние пополам. Эта точка соответствует положению биссектрисы одного из двугранных углов между плоскостями разрывов; если вычисленный угол больше  $90^\circ$ , то это будет ось  $\sigma_1$ , если меньше\* — то ось  $\sigma_3$ . Положение третьей оси системы напряжений находим на том же меридиане на расстоянии  $90^\circ$  от предыдущей. Найденная точка должна одновременно располагаться на таком же угловом расстоянии от ранее определенной оси  $\sigma_2$ , что можно проверить, совмещая данные точки с общим меридианом сетки.

После нанесения указанным способом точек пересечения осей  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  с данным полушарием сетки, для большей наглядности изображения системы напряжений, можно начертить эти оси, соединяя точки пересечения с центром сетки. Рисунок можем дополнить изображением плоскостей разрывов и главных плоскостей системы напряжений (рис. 125, б).

Как правило, удается также реконструировать системы напряжений первичных разрывных смещений параллельных, т. е. лишенных своего сопряженного партнера (рис. 126), однако не с такой точностью, как в случае с сопряженными совокупностями. Впрочем, даже когда имеются две группы пересекающихся разрывов, мы не можем быть уверены, что имеем дело с сопряженными разрывами и что можем применить к ним единый механический анализ.

Основным признаком *сопряженных сдвигов* (англ. conjugate shears) является их симметричность по отношению к какому-либо структурному параметру (плоскости или линии) или к оси давления. Однако не все взаимосвязанные, таким образом, разрывы являются сопряженными. Например, продольные и поперечные сбросы или трещины в складках, несмотря на симметричное расположение по отношению к осям складок, как правило, не образуются одновременно и не являются сопряженными. Сбросы одного типа, пересекающиеся на большом пространстве под одним углом, отличным от прямого, по всей вероятности являются сопряженными, особенно, если они симметричны по отношению к какому-либо структурному направлению. Все же и такая обстановка может создаваться в итоге случайного пересечения двух разновозрастных групп разрывных смещений. Самым надежным критерием определения сопряженности разрывов является последовательно противо-

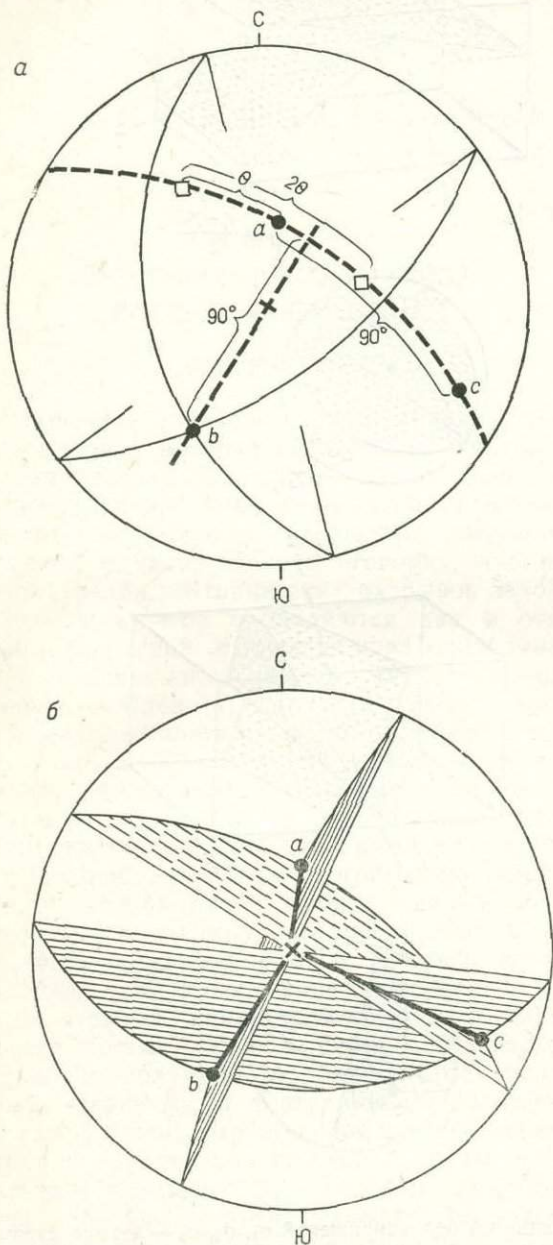


Рис. 125. Схема реконструкции системы напряжений на основании сопряженных сбросо-сдвигов с помощью стереографической сетки (сбросо-сдвиги с такой же пространственной ориентировкой как на рис. 124, з). Проекция на нижнее полушарие:

а — схема конструкции, б — проекция осей напряжений и главных плоскостей. Квадраты — полюса поверхностей разрывов, кружки — точки выхода осей главных напряжений, крестик — центр сетки; а, б, с — оси напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  (соответственно);  $\theta$  — угол сдвига. Дуги поверхностей разрывов на рис. 125, а отмечены лишь для наглядного представления их положений

\* Напомним, что угол между нормальными к плоскостям (т. е. между полюсами в стереографической проекции) является дополнением до  $180^\circ$  соответствующего двугранного угла между самими плоскостями.

положительное направление относительного перемещения по этим разрывам (рис. 72, сравни с рис. 21), а в некоторых случаях способ их пересечения. Если в местах пересечения двух групп разрывов наблюдается прерывание или перемещение поверхностей то одной, то другой группы, или наоборот, эти поверхности стыкуются, не пересекаясь (рис. 127). Можно полагать, что эти группы разрывов одновозрастны, т. е. образовались в одном и том же поле напряжений. Характерной чертой сопряженности разрывов является также дугообразный переход поверхностей смещения одной группы в поверхности другой (см. рис. 127) [Jaroszewski, 1972a] и деформации сжатия в вершинах взаимно проникающих друг в друга сбросовых клиньев [Хлобустов, 1958; Майданович, 1972].

На практике часто случается, что мы не можем доказать сопряженное образование тех или иных разнонаправленных разрывных смещений. В случаях, когда они обладают одинаковыми геометрическими признаками, производится механический анализ (считая их

Рис. 126. Приближенное определение системы напряжений на основании одинарной группы разрывных смещений:

$ss$  — усредненное положение данной группы разрывов,  $\alpha$  — интервал теоретически возможных положений оси  $\sigma_1$ , большая стрелка — наиболее вероятное положение

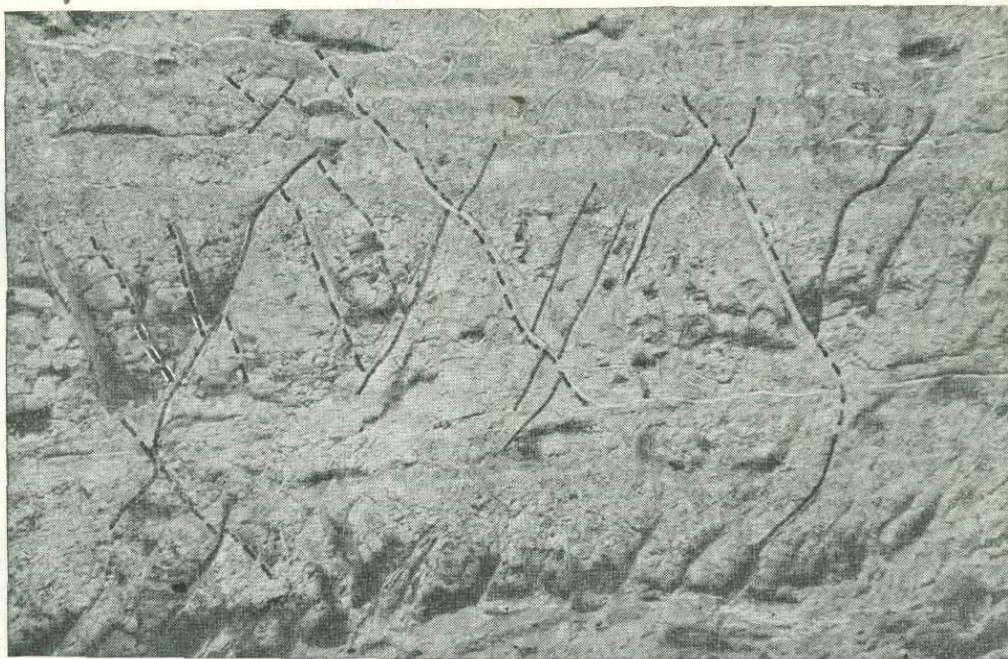
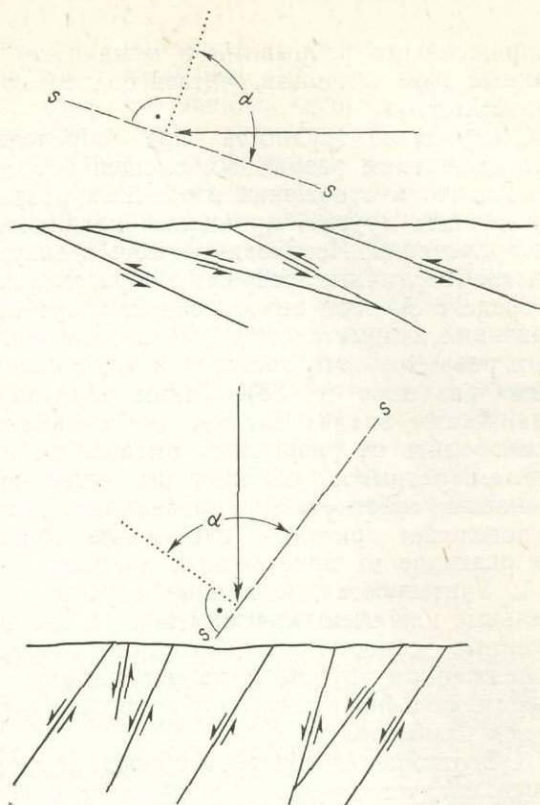


Рис. 127. Система сопряженных сбросов и трещин сдвига в разрезе. Выделены сбросы и трещины, характеризующиеся четко выраженными признаками сопряженности: взаимные перемещения, примыкания, дугообразные переходы одной группы в другую.

Некоторые разрывы заполнены гипсовыми жилами. Породы кейпера в районе залива Блю-Энкор, Бристоль, Англия. Высота стенки около 5 м (фото В. Ярошевского)

сопряженными разрывами и помня, что сделанные выводы нельзя считать полностью достоверными).

Следующая трудность при определении происхождения разрывных смещений состоит в том, что в отношении вторичных разрывов применимы другие принципы механической интерпретации. Необходимо иметь в виду, что многие первичные разрывы, образовавшиеся в среде с сильной анизотропией, могут иметь признаки кинематического механизма вторичных разрывов. Это касается и «индуцированных» разрывов (с. 83). Таким образом, механический анализ следует по возможности производить по разрывным смещениям и системам разрывов, обладающих четко выраженными «первичными» признаками. Для их определения пригодны следующие правила, вытекающие из приведенных данных.

1. Учитываются наклонные сбросы, вертикальные или очень крутые сдвиги и такие наклонные сбросо-сдвиги, которые образуют сопряженные группы с направлениями смещения, перпендикулярными к линиям пересечения разрывов.

2. В отношении «чистых» сбросов и сдвигов тоже следует искать и использовать сопря-

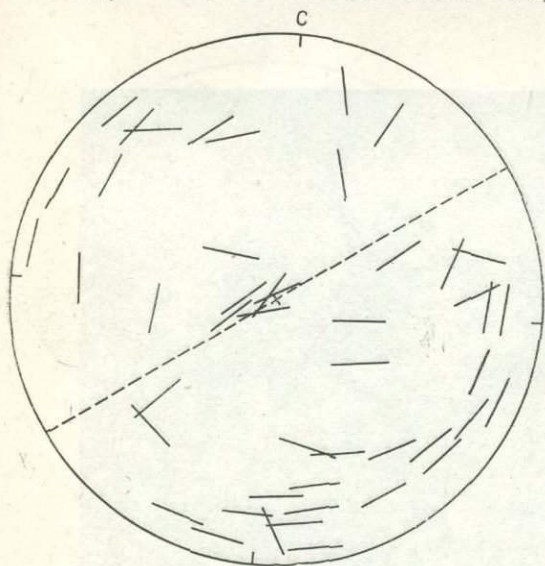


Рис. 128. Диаграмма ориентировки мелких структур скольжения в триас-лейасовых породах северо-восточного мезозойского обрамления Свентокшиских гор. Проекция на верхнее полушарие равноплощадной сетки по данным В. Ярошевского [Jaroszewski, 1972a], с упрощениями.

В середине каждой черты располагается полюс данного тектонического зеркала, ориентировка черты определяет азимут тектонических штрихов, находящихся на данном зеркале. Группы структур со сходной ориентировкой изображены в объединенном виде, при этом не учитывались штрихи на вертикальных зеркалах (по окружности сетки). Прерывистой линией обозначена ось максимального ларамийского сжатия. На диаграмме видно, что наиболее достоверным показателем главного сжатия являются штрихи на горизонтальных и пологих поверхностях сбросов

женные поверхности, что повышает достоверность анализа и сокращает вероятность перехода в анализ вторичных разрывов, которые встречаются и в данной категории разрывных смещений.

3. Следует исключать из анализа такие районы, которые характеризуются четко выраженными признаками механической анизотропии (сбросы, трещины, резко выраженная текстурная ориентировка и пр.), более древними, чем рассматриваемые разрывы, или по своим направлениям совпадающими хотя бы с одним из анализируемых сбросов (когда, например, совпадают только простирания).

4. Следует проанализировать возможность «индуцированного» влияния более древних разрывных структур на систему анализируемых разрывных смещений.

Особое место в механической интерпретации разрывных смещений занимают вертикальные и горизонтальные смещения. Вертикальные разрывы во всех типичных системах напряжений параллельны по крайней мере к одной из трех главных осей напряжений (с. 81). В связи с этим такие разрывы (даже вторичные) не подчиняются типичному механизму вторичных смещений; вертикальные тектонические штрихи на стенках такого разрывного смещения (ступенчатый сброс) достоверно определяют вертикальное положение главной плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ , горизонтальные штрихи (вертикальный сдвиг) — горизонтальное положение плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ . При типовой системе напряжений вертикальный сброс должен иметь «вторичный» генезис, так как в этих условиях вдоль вертикальных плоскостей, вследствие их параллельности к оси вертикального напряжения, не проявляются вертикальные касательные напряжения, способные образовать первичный сброс. Вертикальный сдвиг в типовом напряженном поле с одинаковой вероятностью может быть вторичным или первичным. В равной степени как вторичными, так и первичными могут быть вертикальные сбросо-сдвиги (косые тектонические штрихи), однако они всегда свидетельствуют о нетипичной (скрученной) системе напряжений.

Горизонтальные разрывные смещения чаще всего образуются как вторичные или обуславливаются напластованием пород. Как первичные они могут возникать лишь в условиях повернутой системы напряжений. Когда все же система не была повернута (ромбическая симметрия — см рис. 132,а) или же повороту подвергались только оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  (вокруг горизонтальной оси  $\sigma_2$ ; моноклиная симметрия — см. рис. 132,б), то направление перемещения тектонических штрихов по горизонтальному

разрыву определяет ориентировку вертикальной плоскости  $\sigma_1\sigma_3$  (рис. 128).

В связи с этим горизонтальные разрывные смещения являются ценным показателем в механическом анализе, так как указанным условиям соответствует большинство наблюдающихся в природе примеров (например, в складчатых горных системах, где горизонтальные смещения и надвиги встречаются нередко). Даже в том случае, когда эти условия не соблюдаются и следует учитывать проявление полностью повернутых систем напряжений (триклинная симметрия — см. рис. 132, в), направления смещения по горизонтальному разрыву должны отражать единую региональную ориентировку оси  $a$  горизонтального тектонического перемещения. Поэтому горизонтальные разрывные смещения являются важным критерием в исследовании тектогенеза шарьяжей и надвигов.

Сделанные выше замечания касаются не только строго вертикальных и горизонтальных разрывных смещений, они могут быть распространены и на разрывы, плоскость которых отклоняется от указанных положений на несколько градусов. Существует мнение, что в отношении пологих разрывов угол падения  $30^\circ$  является пределом, выше которого непосредственное определение направления тектонического перемещения по тектоническим штрихам на поверхностях этих разрывов не дает достоверных данных [Jaroszewski, 1965].

Реконструкция поля напряжений, в котором образовались разрывы какого-либо района, будет тем достовернее, чем больше разрывов будет охвачено анализом. Отдельный сброс или пара сопряженных сбросов могут дать нам представление лишь о местной системе напряжений в ближайшем окружении данной структуры. Для характеристики поля напряжений во время разрывообразования на более обширной площади необходимо иметь большее количество данных, которые затем в зависимости от степени однородности анализируемой совокупности обрабатываются статистически или исследуются в отдельности и наносятся на карту для изображения горизонтальной дифференцированности поля напряжений. Если существует соответствующий объем глубинной информации, то можно установить и вертикальную дифференцированность, изображая ее на разрезах и блок-диаграммах. Статистическую обработку можно упростить путем применения в построениях (см. рис. 124) равноповерхностной проекции, вместо равноугольной. Тогда полученные данные, например точки пересечения осей напряжений, изображаются непосредственно в виде изолиний (статистическое изображение). Ра-

зумеется, совместные статистические и другие анализы должны основываться лишь на таких разрывных смещениях, которые образовались в рамках одной тектоногенной эпохи в условиях единого механического режима.

Системы разрывов часто бывают неоднородными и иногда на первый взгляд кажутся даже хаотическими. Это обусловлено, с одной стороны, наложением друг на друга разновозрастных разрывов, а с другой — механическими причинами, которые рассматриваются в следующем разделе. В таких случаях необходимо попытаться найти пару сопряженных разрывов или другие разновозрастные участки системы разрывов и на основании их механического анализа делать более обобщенные выводы по отдельным возрастным категориям.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВТОРИЧНЫХ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Возможности механической интерпретации вторичных разрывных смещений весьма ограничены. Как мы знаем, формула Ботта не дает возможности восстанавливать системы напряжений и позволяет лишь определять соотношения между величинами главных напряжений, если их направления определены по другим предпосылкам. Когда нам известны склонение и направление относительного перемещения по поверхности вторичного разрыва, то можно применить принципы интерпретации первичных однонаправленных разрывов (с. 52 и рис. 126). Однако в данном случае эти принципы имеют лишь ориентировочное, качественное значение. Можем, например, определить, с какой стороны плоскости, являющейся нормалью к оси движения, располагалась ось максимального напряжения ( $\sigma_1$ ), но мы не в состоянии указать хотя-бы приближенную позицию этой оси, ни даже наметить главные плоскости. Используя эмпирические закономерности сдвига в анизотропной среде (с. 53), можно лишь весьма приблизительно судить, что ось  $\sigma_1$  располагалась вне полуконуса с осью, перпендикулярной к поверхности скольжения, и с телесным углом  $30-45^\circ$  (рис. 129) \*. Ось  $\sigma_2$  в общем слу-

\* Несмотря на такой общий характер данных о положении оси  $\sigma_1$ , теоретически возможно определить точное положение этой оси путем сопоставления многих разнонаправленных поверхностей вторичных смещений, происходивших в едином поле напряжений, при известных направлениях и склонениях этих смещений. Этот способ, используемый до сих пор лишь в определениях качественного типа [Ragan, 1973], заслуживает математического обоснования. Другую возможность дают замеры ориентировки приразломных стилолитов [Arthaud, Mattauer, 1970].

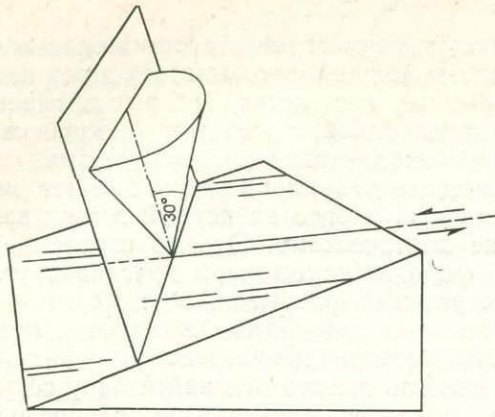


Рис. 129. Интервал вероятных положений оси  $\sigma_1$  по отношению к плоскости, оси и направлению перемещения по вторичному разрыву (объяснения в тексте)

чае не будет здесь параллельна линии пересечения возможных разнонаправленных поверхностей одновременного смещения, ни перпендикулярна к оси относительного переме-

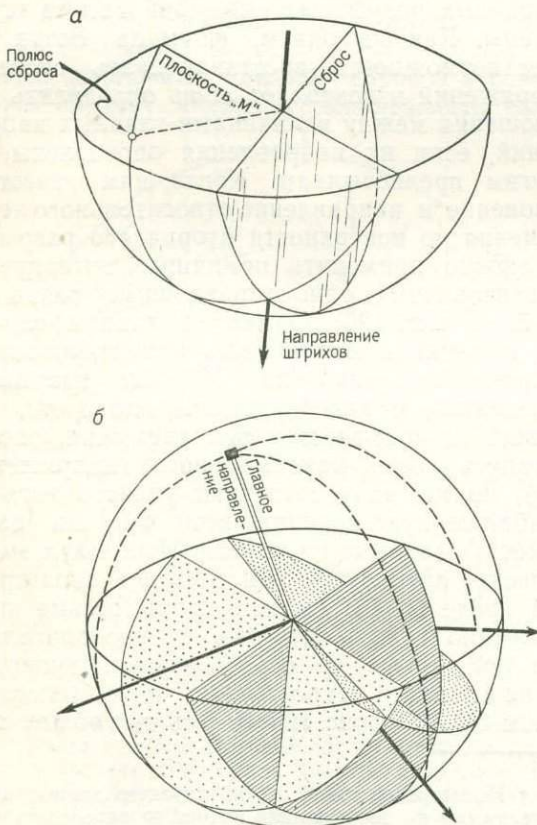


Рис. 130. Определение главных направлений разрывного смещения:

а — определение плоскости «М», на которой располагаются направления штрихов и полюс поверхности разрывного смещения; б — плоскости М (дуги, отмеченные прерывистой линией) трех произвольно взятых разрывов (закрашенные плоскости), пересекающиеся вдоль одного из главных направлений разрывного смещения

щения. Если же тем или иным способом определены положения осей главных напряжений, то на основании характеристики поверхностей смещений можно восстановить соотношения величин этих напряжений, используя расчеты Ботта [Bott, 1959] или графические построения Уоллеса [Wallace, 1951].

Насколько реконструкция системы напряжений, обусловивших смещение вдоль вторичного разрыва, представляет трудную или нерешимую задачу, настолько возможно детально определить структурные последствия этого смещения. Как показано на рис. 72, смещение по разрыву, происходящее в какой-либо части литосферы, обязательно вызовет сокращение данного участка в некотором направлении и его удлинение в направлении перпендикулярном; в направлении, перпендикулярном к двум предыдущим, сколько-нибудь заметное сокращение или удлинение не происходит. Ф. Артод [Arthaud, 1970] разработал и испытал простой метод определения направлений удлинения, сокращения и нейтрального (названных главными направлениями деформации и обозначенных соответственно  $X, Y, Z$ ) на основании замеров зеркал скольжения и тектонических штрихов, отражающих совокупность разнонаправленных вторичных разрывных смещений. Этот метод основывается на закономерности, согласно которой в горных породах, подверженных разрывным деформациям, главные направления располагаются на пересечении плоскостей, перпендикулярных к отдельным разрывам (зеркалам) и пересекающихся с ними по направлениям относительного перемещения (тектоническим штрихам) — рис. 130. В связи с этим определение направлений  $X, Y, Z$  производится следующим образом (рис. 131).

1. На стереографической сетке отмечаются полюса зеркал (поверхностей разрывов), точки пересечения тектонических штрихов и соответствующее им направление движения.

2. Соединяем большими дугами точки проекции отдельных разрывов и соответствующих им штрихов. Эти дуги, представляющие плоскости  $M$  (см. рис. 130, а), пересекутся в 1—3 точках, являющихся точками пересечения искомых главных направлений.

3. Каждой из полученных точек соответствует большая дуга, отдаленная от нее на  $90^\circ$ , — полоса полюсов, пересекающихся в этой точке плоскостей  $M^*$ . В этой полосе лежат

\* Можно не рисовать отдельные дуги для каждой плоскости  $M$ , ограничиваясь нанесением их полюсов, путем совмещения их с общим меридианом сетки (нахождения полосы полюсов  $M$ ) определять положение главного направления деформации, соответствующего данной полосе.

два остальных главных направления. При достаточном количестве замеров, как правило, удается получить два главных направления (две перпендикулярные полосы полюсов  $M$ ). Третье направление, перпендикулярное к двум предыдущим, лежит на пересечении указанных двух полос.

4. Виды полученных главных направлений ( $X$ ,  $Z$  или  $Y$ ) определяются по направлениям анализируемых смещений (см. рис. 131).

Представленный метод, используемый в принципе для структурных целей (характеристика деформаций), не лишен и генетического значения. Оказывается, что в более простых условиях можно увязать направления  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  с осями симметрии пластических деформаций ( $A$ ,  $B$ ,  $C$  — см. табл. 1). По всей вероятности, можно будет также выявить более тесные связи между осями местного разрывного смещения и направлениями главных напряжений. В общем смысле ось сокращения должна быть близка оси максимального напряжения ( $\sigma_1$ ), а ось удлинения, напротив, оси минимального напряжения ( $\sigma_3$ ). Наблюдения над приразломными стилолитами [Arthaud, Mattauer, 1970] показали, что в местных условиях указанные связи очень близки.

Описанный метод, основывающийся в основном на использовании данных вторичных разрывов, находит применение и в отношении первичных разрывов, характеризующихся достаточной дифференцированностью направлений. Благодаря этому можно избегать всегда затруднительной селекции двух групп разрывов, а также статистически определять первичные сопряженные разрывы: они проявляются на диаграммах в виде скопления полюсов плоскостей  $M$  вокруг точки проекции направления  $Y$ .

## 2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКЕ

На формирование различных тектонических явлений, в том числе и разрывных смещений, влияют два основных условия: 1) односторонний контакт литосферы со сферами относительно небольшой плотности (атмосфера и гидросфера), 2) развитие всех тектонических процессов в гравитационном поле Земли.

Первое обстоятельство обуславливает то, что типичное земное поле напряжений по отношению к поверхности Земли имеет прямоугольную симметрию, которую можно назвать ромбической (рис. 132, *a* сравни со с. 18), и второе — главное напряжение, которое действует вдоль вертикальной или круто наклоненной оси, имеет положительное значение (сжа-

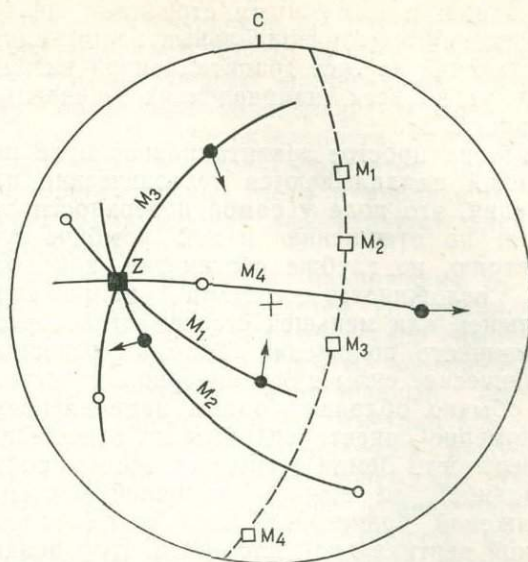


Рис. 131. Пример определения одного из главных направлений деформации (здесь направления сокращения  $Z$ ) на основании совокупности разрывов. Проекция на верхнее полушарие стереографической сетки.

Пустые кружки — полюса поверхностей разрывов, закрашенные кружки — точки пересечения штрихов, связанных с этими поверхностями, и направление перемещения верхнего крыла (стрелки),  $M_1$ — $M_4$  — дуги и полюса плоскостей  $M$  отдельных разрывов,  $Z$  — точка пересечения дуг плоскостей  $M$  (соответствует полюсу полосы их полюсов), соответствующая направлению сокращения (по интерпретации на основании направления перемещений). Направления  $X$  и  $Y$  располагаются где-то в полюсе полюсов плоскостей  $M$ .

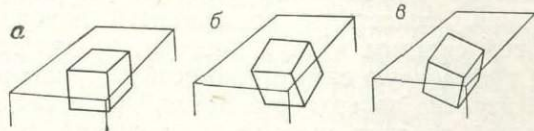


Рис. 132. Схема систем напряжений в земной коре (оси трех главных напряжений выражены гранями куба) с разной симметрией по отношению к горизонтальной поверхности Земли (представленной верхней плоскостью блока):

*a* — типичная система (ромбическая симметрия по отношению к поверхности Земли), *b* — система, повернутая в вертикальной плоскости (моноклиная симметрия), *v* — система, повернутая в двух вертикальных плоскостях (триклиная симметрия)

тие) \*. Оба обстоятельства сказываются в том, что чем ближе к поверхности Земли, тем легче происходит расширение (расслабление) литосферы. Вследствие уменьшения гравитационной нагрузки уменьшается также в направлении к поверхности значение тех горизонтальных напряжений, которые обусловлены этой нагрузкой (см. рис. 33, 38). До тех пор, пока не действуют тектонические факторы, а рассматриваемая часть литосферы характеризуется в горизонтальной плоскости

\* Не считая местных растягивающих напряжений по крутым направлениям, возникающих в отдельных структурах при их формировании.

однородным и изотропным строением, значения упомянутых горизонтальных напряжений, возникающих за счет гравитационной нагрузки, будут во всех направлениях одинаковы (см. рис. 2, 3).

Когда на простое гравитационное поле напряжений накладываются тектонические напряжения, это поле у самой поверхности сохраняет по отношению к ней ромбическую симметрию, но глубже обстановка, как правило, осложняется — система напряжений в большей или меньшей степени отклоняется от типичного положения. Так как основные тектонические силы в ограниченном пространстве обычно обладают одним направлением, закономерно ориентированным по отношению к поверхности Земли (вертикальное или горизонтальное), то поворот типичной системы напряжений происходит чаще всего только в одной вертикальной плоскости. Ему подчиняются две оси главных напряжений (обычно  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ), а третья ось (обычно  $\sigma_2$ ) сохраняет неизменное горизонтальное положение. Этот вид симметрии системы напряжений относительно поверхности Земли можно назвать *моноклинным* (рис. 132, б).

В частном случае проявления пары тектонических сил, действующих в горизонтальной плоскости, происходит поворот первичной системы напряжений в горизонтальной плоскости, с сохранением ромбического вида симметрии относительно поверхности Земли. Наконец, существует возможность поворота типовой системы в двух плоскостях, что создает *триклинную* симметрию осей напряжений относительно поверхности Земли\* (рис. 132, в). Сильный поворот системы напряжений, придающий ей триклинную симметрию, чаще всего проявляется в ограниченных масштабах, в местных тектонических структурах — брахиантиклиналях, куполах или в пределах их участков, например на периклинальных окончаниях складок. Поворот может проявляться также вторично по отношению к указанным структурам, например при вскрытии формирующегося соляного купола или вблизи вращательной дислокации. В более широком масштабе такой поворот может произойти в результате сильно выраженной неоднородности геологического строения или гравиметрической аномалии. Так, вычислено, что один из гранитных батолитов Англии, дающий аномалию величиной —40 мгал, мог повернуть типичную систему напряжений на  $10^\circ$  [Bott,

1959]. Слабые триклинные повороты поля напряжений (не влияющие существенным образом на геометрию разрывов) представляют, очевидно, довольно распространенное явление в связи с обыкновенными отклонениями тектонических сил [Williams, 1958].

Кроме изменений симметрии первичной системы напряжений и, разумеется, изменений их абсолютной величины тектонические влияния часто вызывают и дифференцированность их относительных значений. Особенно это проявляется при горизонтальном давлении. В тех местах, где оно действовало, значения главных напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  почти всегда были разными. Действие вертикальных сил всегда сопровождается максимальными вертикальными или крутопадающими напряжениями, а горизонтальные напряжения (а также пологие) могут быть равными.

Как уже указывалось (с. 52), способ разрушения определяется не силами, а напряжениями. Исходя из этого, приведенный ниже генетический обзор разрывных смещений основан на анализе тектонических полей напряжений.

А. Плоскость  $\sigma_1\sigma_3$  вертикальная; сбросы и взбросы:

а. Ромбическая симметрия поля напряжений:

ось  $\sigma_1$  вертикальная; сбросы,  
ось  $\sigma_3$  горизонтальная; взбросы.

б. Моноклинная симметрия поля напряжений; сбросы и взбросы.

Б. Плоскость  $\sigma_1\sigma_3$  горизонтальная (ромбическая симметрия поля напряжений); сдвиги.

В связи с ограниченным распространением систем напряжений с триклинной симметрией эти системы здесь не учитываются. Не рассматриваются также вторичные разрывы, о которых говорилось уже неоднократно. По таким же соображениям не учтены здесь и разрывы типа сбросо-сдвигов.

Попытка самой общей количественной характеристики глубинных зон земной коры, в которых могут возникать разрывные смещения (в том числе и трещины отрыва) разного типа, в зависимости от величины тектонических напряжений, наложенных на гравитационное поле, и от нескольких физических параметров, была предпринята С. Стояновым [1970]. Несмотря на ряд упрощений и не вполне достоверных компонентов его вычислений, результаты заслуживают внимания. Они подтверждают общее заключение, вытекающее из качественного анализа полей напряжений, а именно, что малые глубины способствуют развитию взбросов, средние — сдвигов, а максимальные — сбросов. Это, однако, не значит, что при существовании соответствующей

\* В применяющихся далее названиях симметрии полей напряжений для упрощения пропускаются слова «относительно поверхности Земли». Следует, однако, отметить, что во всех случаях имеется в виду симметрия именно в таком значении, а не внутренняя симметрия.

шего поля напряжений разрывные смещения любого типа не могут образоваться во всех глубинных интервалах.

### СБРОСЫ И ВЗБРОСЫ

Сбросы и взбросы образуются при вертикальном положении главной плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ ; ось  $\sigma_2$  при этом горизонтальна. Положение осей двух крайних напряжений в плоскости  $\sigma_1\sigma_3$ , определяющее способ разрушения, обусловлено видом симметрии поля напряжений.

#### Ромбическая симметрия поля напряжений

##### Сбросы

Условия образования. В условиях ромбической симметрии поля напряжений сбросы возникают в таких случаях, когда вертикальной осью системы является ось  $\sigma_1$ , т. е. ось максимального главного напряжения (см. рис. 72,а). Ось  $\sigma_3$  занимает, таким образом, горизонтальное положение, а поверхности сбросов в таких условиях должны характеризоваться крутым падением. Так как первичные сбросы образуются в итоге разрушения путем сдвига, то возможность их образования (появления поверхностей смещения) предопределяется разностью напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , а не абсолютными величинами этих напряжений. Все указанные напряжения, таким образом, могут обладать положительными значениями, следовательно, в образовании сбросов необходимо участие растяжения по оси  $\sigma_3$ . Поэтому не следует называть сбросы разрывами растяжения, тем более, что максимальное главное напряжение в данном случае всегда имеет положительное значение (в условиях трехосного растяжения разрушение пород не происходит в результате сдвига). Все же растяжение по оси  $\sigma_3$  несомненно способствует образованию сбросовых смещений, ибо чем меньше значение  $\sigma_3$ , тем меньшая разность напряжений необходима для разрушения (с. 56), иначе говоря — тем легче происходит разгрузка в направлении этой оси. Однако такое содействие тоже имеет свои границы: по мере уменьшения алгебраического значения  $\sigma_3$  (т. е. увеличения растяжения) уменьшается угол сдвига вплоть до появления (при значении равном прочности на растяжение)\* одинарной поверхности разрушения за счет растяжения, которая уже не является сбросом (в соответствии с определе-

нием). Так как большинство горных пород характеризуется низкой прочностью на растяжение (см. табл. 2), то и предел эффективных растягивающих напряжений, которые могут обусловить образование сбросов, весьма узок\*\*. В действительности, значительное большинство сбросов образуется, вероятно, при положительных, хотя и небольших, значениях минимального эффективного главного напряжения.

Основным фактором напряжения  $\sigma_1$  при сбросообразовании является гравитационная нагрузка. В условиях ромбической симметрии системы напряжений (ось  $\sigma_1$  вертикальная) она представляет единственный фактор, в условиях моноклинической симметрии к воздействию массы пород добавляется некоторая составляющая за счет тектонических напряжений. Поэтому название гравитационных сбросов не следует распространять на все нормальные сбросы. Несомненно гравитационный фактор имеет решающее значение в процессах образования крутопадающих сбросов, независимо от симметрии поля напряжений. В связи с тем что образование всяких разрывных смещений обусловлено разностью напряжений ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), а величина гравитационной нагрузки ( $\sigma_1$ ) в период формирования сбросов, как правило, уже стабилизирована или даже уменьшается (эрозия), то образование сбросов в каком-то моменте диастрофического цикла вызывается обычно понижением алгебраической величины  $\sigma_3$ . Причиной такого понижения может быть проявление активного растяжения, например в вершинной части формирующейся антиклинали (см. рис. 127), над развивающимся соляным куполом (см. рис. 188) или, в большом масштабе, между раздвигающимися блоками литосферы. По мнению С. Стоянова [1970], активное растяжение играет важнейшую роль в процессе сбросообразования. Можно полагать, однако, что наиболее частой причиной уменьшения  $\sigma_3$  является поднятие более или менее крупных участков и сопровождающая его разгрузка (рис. 133; сравни с рис. 12,а). Для образования сбросов поднятие должно происходить настолько быстро, чтобы поступающая вслед эрозия не успела сократить мощность перекрывающих данную структуру пород до такой степени, чтобы уравновесить эффект снижения  $\sigma_3$  и препятствовать увеличению разности напряжений. Исследуя эту зависимость, можно, очевидно, сделать ряд интересных палеогеографических заключений.

\*\* Этот интервал может несколько увеличиться, если наращивание окружающего давления с глубиной повысит прочность на растяжение (см. с. 30).

\* Данной породы и в определенных условиях.



Рис. 133. Схема образования сбросов в результате разгрузки, сопровождающей поднятие блока литосферы (стадии I, II и III). Под рассматриваемыми блоками помещены диаграммы Мора, соответствующие последовательным напряженным состояниям

В некоторых районах констатировано современное или весьма недавнее образование сбросов в связи с общим поднятием площади.

Кроме вышеприведенных, типичных причин увеличения разности напряжений, вызывающего сбросообразование, возможна, хотя и редко, такая обстановка, когда это увеличение происходит за счет роста  $\sigma_1$ . Не упоминая о роли тектонического фактора, влияющего на рост  $\sigma_1$  (эта роль будет рассмотрена в главе, посвященной полям напряжений моноклиной системы), следует обратить внимание на сбросы, ограничивающие древние седиментационные бассейны, выполненные мощными отложениями. Такие сбросы, как правило с опущенными крыльями со стороны бассейна, часто являются синседиментационными сбросами, образовавшимися под влиянием массы быстро накапливавшихся осадков, а не вследствие активного поднятия смежных участков (вероятно, оба фактора часто действовали совместно) — рис. 134. На территории Польши такое происхождение следует приписать некоторым дислокациям по периферии Верхнесилезского и Нижнесилезского угольных бассейнов, некоторым участкам об-

рамления миоценового Предкарпатского прогиба и, возможно, зонам разрывов и флексур, ограничивающим Датско-Польский прогиб, польский участок которого в настоящее время считают авлакогеном — крупный синседиментационный грабен в пределах платформы, выполненный мощными толщами отложений.

Все-таки чаще, особенно в отношении мелких сбросов, интенсивное осадконакопление на опущенном крыле являлось скорее следствием, чем причиной сбросового смещения [Себулл, 1970]. Во всяком случае это касается несомненно всех синседиментационных взбросов. Благоприятные условия для образования сбросов под влиянием тяжести накапливающихся осадков не по периферии (см. рис. 134), а в центральной части бассейна, существуют прежде всего в неуплотненных отложениях и вдоль более древних разрывов в породах основания. В плотных, нетрещиноватых породах способность к сбросообразованию понижается вследствие повышенного сцепления. Возрастающие массы отложений сопровождается ростом окружающего давления, которое, в отличие от ранее рассмотренной обстановки в перифе-

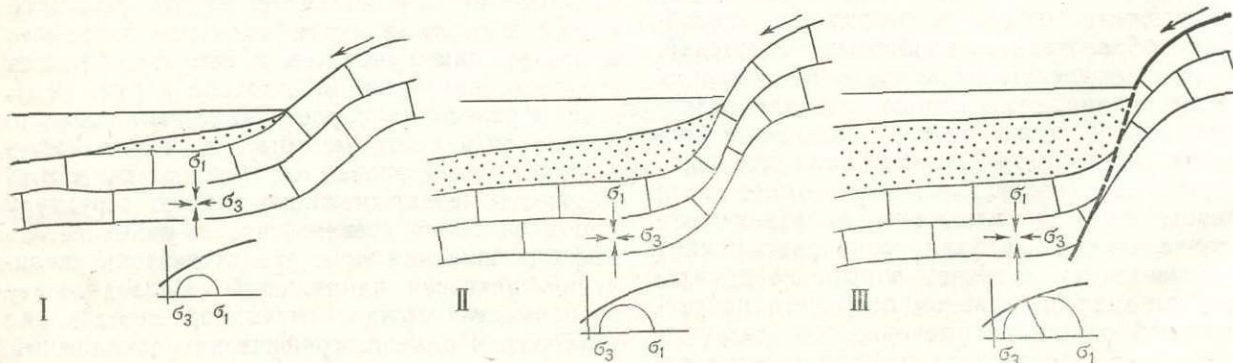


Рис. 134. Схема образования синседиментационного сброса под давлением накапливающихся отложений (стадии I, II и III).

Стрелкой показано направление сноса материала в бассейн. Под разрезами помещены диаграммы Мора, соответствующие последовательным напряженным состояниям. Не учитывается возрастание  $\sigma_3$ , обусловленное увеличением гравитационной нагрузки, так как в прибрежной зоне бассейна оно уравнивается флексурным растяжением слоев

рической зоне, в центральной части бассейна распределяется равномерно. В связи с возрастанием величины коэффициента Пуассона при повышенных давлениях наращивание окружающего давления с глубиной происходит все быстрее (см. рис. 33), поэтому разность напряжений возрастает лишь до некоторой глубины, а ниже уменьшается.

Исходя из расчетов, проведенных на примере песчаника из Пеннант (рис. 135), можно полагать, что на такой критической глубине разность главных напряжений в среднеплотных породах слишком мала для того, чтобы вызвать разрушение. Обстановка может измениться под влиянием исключительно высокого порового давления; в примере на рис. 135 для разрушения потребовалось бы давление, выраженное коэффициентом  $\lambda \approx 0,6$  (см. с. 34), даже независимо от возможного влияния этого давления на величину сцепления и угла внутреннего трения. Сбросы, образовавшиеся под нагрузкой отложений вдоль зоны аномального порового давления, описаны Р. Х. Мончем [Moench, 1970]. Можно ожидать, что исследование указанных явлений в увязке с седиментацией и тектонической эволюцией бассейнов откроет новые возможности познания в области подводных оползней, подводных эффузивов и других проблем.

Синседиментационные сбросы центральных зон бассейнов могут возникать по разным причинам: в связи с общим поднятием площади бассейна (сбросы, приуроченные к отложениям, знаменующим обмеление или регрессию), синседиментационным складкообразованием [Михалев, 1971], изменениями в распределении масс, обусловленными пластическим течением осадков [Shelton, 1968]. В определенных геотектонических условиях может также проявляться обыкновенное растяжение.

Как уже упоминалось, растягивающие напряжения способствуют образованию сбросов, но не является необходимым условием. Однако проявление растяжения по оси имеет существенное практическое значение, так как с этим связана возможность раскрытия сбросовых трещин при действии растягивающих усилий после завершения сбросового смещения. Такие трещины способствуют миграции рудообразующих растворов, углеводородов и т.п. [Smith, 1966]. Возможность проявления растягивающих напряжений в момент разрушения зависит от глубины. Для каждого типа пород существует некоторая предельная глубина, ниже которой при любых напряженных состояниях не могут проявиться активные растягивающие напряжения. Эта глубина зависит от порового давления воды и прочности

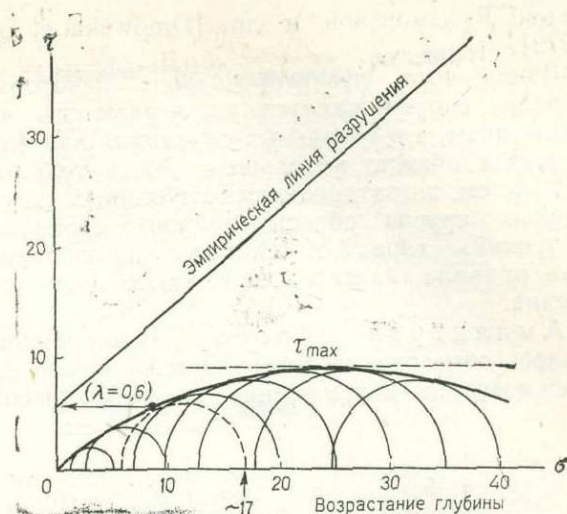


Рис. 135. Разные напряженные состояния (выраженные с помощью кругов Мора), обусловленные гравитационной нагрузкой, и полученная эмпирически кривая разрушения сдвигом — для пеннантского песчаника (по автору, на основании данных Н. Дж. Прайса)

Шкала в тыс. фунтов/кв. дюйм.

Стрелка показывает первую возможность достижения касательности кругов Мора с линией разрушения, благодаря появлению порового давления около 10 000 фунтов/кв. дюйм (при  $\sigma_1 \approx 17 000$  фунтов/кв. дюйм;  $\lambda \approx 0,6$ )

данных пород на растяжение (с. 60 и рис. 87). В отношении сбросов в водонасыщенных породах при нормальном давлении М. К. Хьюберт [Hubbert, 1951] привел формулу, определяющую эту предельную глубину  $z$  для прочности на одноосное сжатие  $R_c$ , т. е. величины, которую легче измерить, по сравнению с прочностью на растяжение, и которая больше соответствует рассматриваемому способу разрушения (сдвиг):

$$z = \frac{R_c}{g(\gamma_s - \gamma_w)(1 - p)}, \quad (33)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $\gamma_s$  — плотность скелета пород,  $\gamma_w$  — плотность воды,  $p$  — пористость пород.

Подставляя в эту формулу наиболее частые значения  $R_c$ ,  $\gamma_s$ , и  $p$ , получим, например, что в юных, неконсолидированных отложениях, насыщенных водой, сбросы могут образовываться при участии растяжения до глубины не более десятков метров. В консолидированных осадочных породах это будет уже величина порядка сотен метров, в кристаллических породах — тысяч метров. Сбросы, распространенные глубже, должны были образоваться при положительных значениях всех трех главных напряжений, разумеется, если определяемые ныне величины  $z$ ,  $R$  и  $p$  были такими же в период сбросообразования и давление было нормальное. Более широкий анализ условий образования разрывов растяжения и сдвига на значительных глубинах был про-

веден Р. Дмовской и др. [Dmowska et al., 1972].

Ввиду того, что образование некоторых сбросов сопровождается растягивающим напряжением, а в остальных случаях  $\sigma_3$  характеризуется обычно небольшим положительным значением, то за пределами глубинных структурных ярусов сбросы должны проявлять «хрупкий» характер. Полевые наблюдения, как правило, подтверждают такое предположение.

Амплитуда сбросов. Выше описывалось образование поверхностей сбросов без рассмотрения перемещения по этим поверх-

ностям. Хотя само разрушение и последующее смещение совершаются в одних и тех же механических условиях (в формуле Кулона, описывающей смещение, используется коэффициент внешнего трения при движении, величина которого мало отличается от величины коэффициента внутреннего трения), однако, эти составляющие процесса сбросообразования сопровождаются разными геологическими обстановками, обуславливающими напряженное состояние. Насколько образование разрыва не влечет за собой каких-либо геометрических последствий в среде горных пород, настолько всякое перемещение по поверхности разрыва должно приводить к таким последствиям — возникает «проблема пространства», которое необходимо при перемещении блоков. В общем виде, при изменениях размеров какого-либо участка геологического пространства в результате сбросообразования оси удлинения (расширения), сокращения и промежуточная ось будут взаимно перпендикулярны.

В случае первичных сбросов, образующихся в напряженном поле с ромбической симметрией (см. рис. 72,а), ось удлинения лежит в горизонтальной плоскости. Это значит, что амплитуда таких сбросов зависит от возможности расширения данного участка литосферы или его внутренней сжимаемости. Без такой возможности смещение по поверхности сброса вызвало бы резкое возрастание величины напряжения  $\sigma_3$ , что действительно наблюдалось вблизи сбросов и было вычислено Э. Дермитцелом [Dermietzel, 1966], следовательно, уменьшение разности напряжений и смещение по сбросу было бы приостановлено. Этим объясняется тот факт, что активное растяжение в значительной степени способствует развитию крупных сбросов. Соответствующая величина разности напряжений может достигаться и в условиях всестороннего сжатия, однако растяжение по оси  $\sigma_3$  благоприятствует выдерживанию этой разности напряжений во время сбросообразования на значительной площади (рис. 136,а). Такой эффект может давать также расширение данного фрагмента литосферы под действием перемещающихся блоков («изнутри» — при положительном значении  $\sigma_3$  за счет сокращения смежных участков (рис. 136,б; такая обстановка была описана Б. П. Кабышевым [1968] на примере Донбасса) или же благодаря боковому контакту с поверхностью (рис. 136,в; близкая обстановка создается при гравитационном смещении крыльев сброса, что характерно, например, сбросам Галф-Коуст) [Cloos, 1968]. Наконец, значительное уменьшение массы, компенсирующей сбросовое расширение, может достигаться путем стилолитиза-

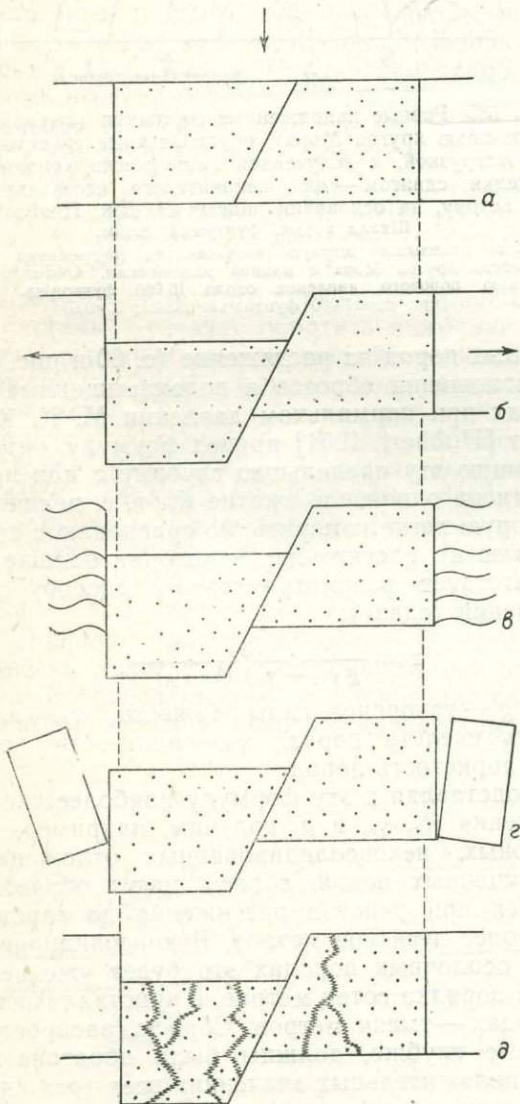


Рис. 136. Схема условий, определяющих величину амплитуды сбросов в определенной части литосферы (показанной в виде блока, изображенного пунктиром): а — исходное состояние, б — активное внешнее растяжение, в — сжатие смежных участков, г — боковой контакт с поверхностью, д — стилолитизация на участке сбросообразования

ции, развивающейся одновременно со сбросообразованием (рис. 136,з). Отсюда следует, что абсолютное значение разности напряжений не является существенным фактором, определяющим величину амплитуды сбросов. Доказательством тому могут послужить крупные грабены Красного моря и Восточной Африки (см. рис. 177,а). Перекрывающие отложения над этой зоной разрывов обладали и обладают незначительной мощностью, следовательно, разность напряжений, по крайней мере в верхних интервалах сбросов, была небольшая. Несмотря на это разрывные смещения характеризуются здесь огромными амплитудами (порядка десяти с лишним километров), что обусловлено активным растяжением, связанным с раздвиганием континентальных глыб.

«Проблема пространства» при сбросообразовании детально исследовалась Д. Р. Таккером [Tucker, 1968] в связи с тем, что она может оказывать влияние на степень проницаемости сбросовых трещин, а также [Dermietzel, 1966] на петрографический состав некоторых горных пород, примыкающих к сбросам. Расширение в геологической среде вследствие сбросообразования может вызывать существенные структурные изменения [Cloos, 1968 — дискуссия; Laubscher, 1971a].

Особенным вариантом «проблемы пространства» являются *обратные сбросы*, называемые иногда *антитетическими*\* (рис. 137). Это сбросы второго порядка, сопровождающие поверхность какого-либо главного сброса. Если эта поверхность изогнута книзу и выравнивается с глубиной, то смещение по такой поверхности вызывает раздвигание стенок сброса в верхнем интервале, характеризующимся большей кривизной, в связи с чем создаются условия для смещения масс опущенного крыла в виде одного или нескольких обратных сбросов с противоположным наклоном по отношению к главной дислокации. Таким способом образовались многочисленные грабены второго порядка, сопровождающие более крупные разрывы. В качестве примера можно привести известный Кшешовицкий грабен, который сопровождается краевой дислокацией Предкарпатского прогиба (см. рис. 137) [Bogacz, 1967]. Когда выполнение раскрывающегося пространства происходит не по сбросам, а пластическим способом, образуется харак-

\* Термины «антитетический» и «гомотетический» обосновывались их автором Х. Клоосом [Cloos, 1928, 1936] на примере упоминаемых здесь сбросов. Характерным критерием этих терминов не является, однако, отношение наклона второстепенных сбросов к главному сбросу, так как они применяются и в такой обстановке, где главный сброс отсутствует (см. рис. 98,а; 99,а).

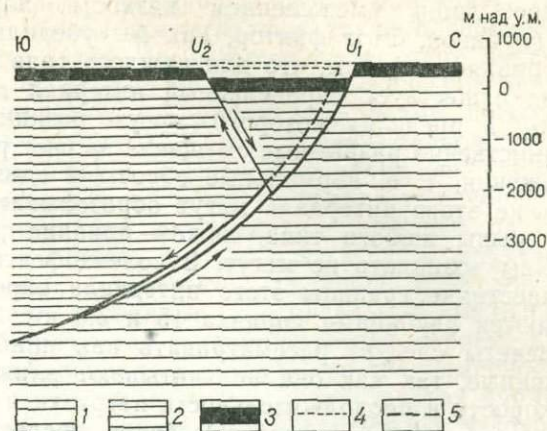


Рис. 137. Происхождение антитетических сбросов на примере Кшешовицкого грабена в районе Кракова, по К. Богачу [Bogacz, 1967], с упрощениями и изменениями:

$U_1$  — главный сброс Кшешовицкого грабена,  $U_2$  — антитетический сброс; 1 — поднятое крыло главного сброса, 2 — опущенное крыло главного сброса, 3 — корреляционный горизонт, 4 — положение корреляционного горизонта до сбросообразования, 5 — положение подошвы опущенного крыла после смещения по главному сбросу, но до смещения по антитетическому сбросу

терный изгиб слоев лежащего крыла (падение к висячему крылу), называемый «обратным волочением» (англ. «reverse drag») [Hamblin, 1965; Cloos, 1968; Tucker, 1968]. В районе Мексиканского залива к таким изгибам приурочены многочисленные ловушки нефти [Levorsen, 1972].

Проблема места для бокового расширения сбросовой зоны не возникает в случае ступенчатых сбросов, так как здесь расширение не происходит. Поэтому ступенчатые или очень крутые сбросы (образующиеся в условиях моноклиной симметрии напряженного поля или в качестве вторичных сбросов — см. с. 100 и 113) часто характеризуются значительными амплитудами.

Границы распространения сбросов. Кроме амплитуды сбросов, важное практическое значение имеет их распространение в горизонтальном и вертикальном направлениях. Протяженность (горизонтальное распространение) крупнейших сбросов измеряется сотнями километров (разлом Дарлинг в Австралии, обрамляющие разломы крупных грабенов Африки, Анд, Сибирской платформы, Канадского щита и др.), причем, как правило, они образуют более или менее сложные сбросовые зоны. Проходящая через территорию Польши юго-западная граница Восточно-Европейской платформы, называемая линией Тейссера или Торнквиста, представляет, по вероятности, зону глубинного разлома с преобладающей сбросовой составляющей.

Вертикальное (глубинное) распространение крупнейших сбросов ограничивается в прин-

ципе лишь уменьшением вязкости пород с глубиной. Этот фактор, как мы убедились, проявляется в том, что для каждого типа пород существует определенный интервал глубин, в пределах которого могут возникать единственно разрывные смещения за счет растяжения, т. е. нормальные сбросы и сдвиги. Выше этого интервала могут образовываться разрывы любого типа, ниже — никакие разрывы возникать не могут. В солenhoфенском известняке границы этого интервала определяются глубинами порядка 15 и 3,5 км. Эти расчеты следует рассматривать как приближенные, так как они не учитывают влияния скорости и продолжительности нагрузки и роли поровых жидкостей. Особенно последний фактор, по всей вероятности широко распространенный в тектонических процессах, может иметь существенное значение. В отношении сбросов действие его обычно направлено на понижение интервала сбросообразования. Так, в солenhoфенском известняке под влиянием этого фактора верхняя граница упомянутого интервала может опуститься на глубину около 5,5 км. По данным исследований О. Эдмонда и С. А. Ф. Мюррелла [Edmond, Murgell, 1973], в гранодиоритах сбросообразование, сопряженное с сейсмическими сотрясениями, может происходить (даже без учета порового давления) до глубины более 20 км. Расчеты подобного характера касаются в основном хрупкого способа разрушения. Как мы уже знаем, существуют также «вязкие» сбросы, образование которых может происходить и на больших глубинах.

В свете приведенных данных можно предполагать, что непрерывные нормальные сбросы могут распространяться на глубину от нескольких до 20 с лишним километров (в зависимости от типа пород). Примером могут являться упомянутые региональные сбросы на континентальных платформах. Такие сбросы при пересечении гранитного слоя литосферы создают пути для излияния на поверхности базальтовой магмы. В мобильных зонах земной коры или на их сочленении с кратогенными участками могут формироваться еще более крупные сбросовые зоны вязкого типа, возможно переходящие глубже в флексуры. Такие крупнейшие дислокации могут пересекать всю земную кору, достигая поверхности Мохоровичича (Мохо). О их глубинном распространении свидетельствуют сопровождающие их проявления магматизма основного состава и выявленные сейсмическими методами резкие смены глубины залегания поверхности Мохо на небольших отрезках.

Дислокации, характеризующиеся значительным вертикальным и горизонтальным рас-

пространением и продолжительным, многофазным развитием, получили название *глубинных разломов*. Многие из них представляют, вероятно, древнейшие разрывы земной коры, сформировавшиеся на ранних стадиях развития Земли и впоследствии многократно оживлявшиеся. И поэтому неудивительно, что их геометрические параметры (часто крутое падение в верхних интервалах, сменяющееся с глубиной наклоном порядка 45°; теоретическое обоснование) [Dmowska et al., 1972] часто не соответствуют характеристикам нормальных сбросов и требуют применения специальных методов исследований. Многие глубинные разломы представляют собой крупнейшие сдвиги [Ashgirei, 1962; Rod, 1966; Пейве, 1967, Steiner, 1972]. Особое внимание исследованию глубинных разломов проявили советские ученые [Хани, 1963; Чебаненко, 1963, 1966; Пейве, 1967 и др.; Ткаченко, 1972]. Заинтересованность глубинными разломами возрастает и в других странах [Moody, 1966; Rod, 1966; Hast, 1969; Steiner, 1972 и др.]. На территории Польши к глубинным разломам можно отнести Судетский краевой сброс.

#### Форма сместителей сбросов и взбросов

Приступая к рассмотрению вопроса о сместителях сбросов, стоит привести интересные результаты вычислений, проведенных А. В. Долицким и И. А. Кийко [1965] в отношении сбросов и взбросов. Анализируя условия равновесия блока, подвергающегося горизонтальному сжатию в поле силы тяжести (рис. 138), указанные авторы составили следующие уравнения, описывающие положение поверхности максимального сдвига (в разрезе):

$$x = x_0 \pm 2 \sqrt{\frac{Qy}{\gamma}} - \frac{2Q}{\gamma} \cdot \ln \left[ 1 \pm \sqrt{\frac{\gamma y}{Q}} \right], \quad (34)$$

$$\operatorname{tg} \alpha = 1 \pm \sqrt{\frac{\gamma y}{Q}}, \quad (35)$$

где  $\gamma$  — средняя плотность данной породы,  $Q$  — предел пластичности данной породы. В точке  $x$  для данной пары поверхностей максимального сдвига координата  $y=0$ , следовательно  $\operatorname{tg} \alpha = 1$ ,  $\alpha = 45^\circ$ ; получаем, таким образом, условия, соответствующие теоретическим — без учета силы тяжести. Выше и ниже точки  $x_0$  величина угла  $\alpha$  будет изменяться в зависимости от знака перед корнями в формуле (34). В связи с этим в любой точке  $x_0$  можно провести четыре пересекающиеся поверхности максимального сдвига, выпуклые или вогнутые кверху (рис. 139).

Из приведенных формул следует, что изменение угла  $\alpha$ , следовательно *кривизна поверх-*

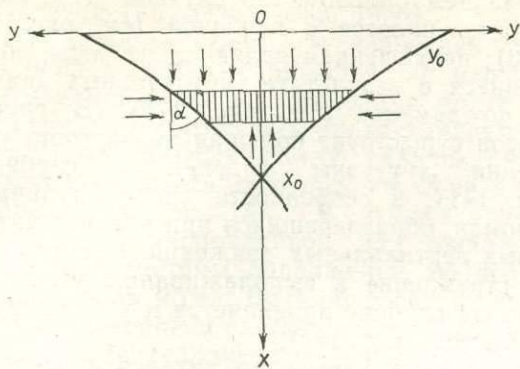


Рис. 138. Анализ условий равновесия блока литосферы, подвергающегося горизонтальному сжатию в поле силы тяжести — разрез (по А. В. Долицкому и И. А. Кийко [1965], с упрощениями и изменениями)  
Объяснения в тексте

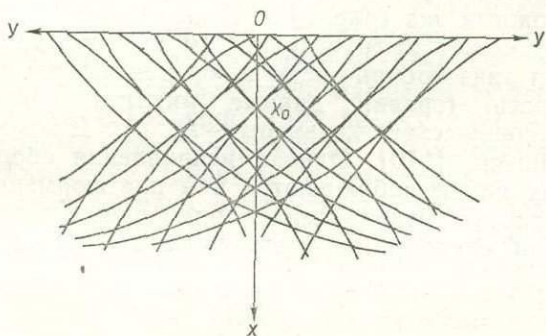


Рис. 139. Схема поверхностей максимального сдвига, построенная по формуле (34) [Долицкий, Кийко, 1965]

ности, будет тем больше, чем больше средняя плотность  $\gamma$  и чем ниже предел пластичности  $Q$ . Так как последний понижается с глубиной, то можно предположить, что кривизна рассматриваемых поверхностей будет увеличиваться книзу. Кривизна поверхности максимального сдвига несомненно влечет за собой соответствующее искривление поверхности сброса\*, которая образуется, как это следует из формулы (23), под углом, равным половине угла внутреннего трения.

В зависимости от соотношений величины напряжений, действующих вдоль осей  $x$  и  $y$  (вертикальных и горизонтальных), будут возникать сбросы или взбросы, причем теоретически каждый из них может быть более кру-

\* Следует отметить, что это правило не соответствует подразделению на сбросы и взбросы, хотя несомненно при преобладании вертикальных движений преимущественно образуются сбросы, а при преобладании горизонтальных движений — взбросы.

той или более пологий кверху или книзу. Так как сбросы представляют такие поверхности разрушения, по которым происходит смещение, то следует полагать, что среди них будут преобладать те сместители, форма которых соответствует господствующей в данном структурном ярусе ориентировке напряжения. Если на какой-то площади преобладают глубинные (эндогенные) вертикальные движения, то будут возникать прежде всего сбросы, крутизна которых возрастает с глубиной; если преобладают глубинные горизонтальные движения, то образуются преимущественно сбросы, выполаживающиеся книзу\*. Эти закономерности находят подтверждение в результатах наблюдений над некоторыми сбросами и в экспериментальных данных (см. рис. 141, 142, 159, 176) [Cloos, 1968]. Следует иметь в виду, что они касаются региональных дислокаций, проникающих на большую глубину (глубинных разломов). В случае небольших сбросовых структур, распространяющихся на глубину порядка десятков метров, сила тяжести не оказывает столь существенного влияния на форму поверхности разрыва. Без учета средней плотности пород формула (34) превращается в уравнение прямой, наклоненной под углом  $45^\circ$  к оси  $x$ , что соответствует «теоретическому» наклону сбросов, представленному на рис. 12,а.

Гравитационное поле не является, однако, единственным фактором, модифицирующим теоретическую (плоскую) форму сместителей сбросов. Кроме отклонений от ромбической симметрии напряженного поля, о которых будет идти речь в следующем подразделе, существуют по крайней мере еще три таких фактора. Первым из них, тоже касающимся лишь глубинных разломов, является возрастание пластичности пород с глубиной, что вызывает уменьшение угла внутреннего трения  $\phi$ . Последствием такого изменения должно быть уменьшение угла падения сбросов и увеличение угла падения взбросов с глубиной. Вторым фактором является анизотропия геологической среды. Наиболее распространенной причиной анизотропии является слоистость, чаще всего горизонтальная или пологая, следовательно, влияние этого фактора должно проявляться в выполаживании угла падения сбросов и взбросов в направлениях их наиболее частого развития (сбросов вглубь, взбросов вверх), а также в местах наиболее густой слоистости. Третий фактор, влияющий на кривизну поверхности разрывов, в отличие от предыдущих, лишен закономерного пространственного выражения; он представлен неоднородностью геологической среды, пересекаемой сбросом, и обусловлен неодинаковым на-

сыщением горных пород водой. Здесь последствиями могут быть изменения угла  $\varphi$  и обусловленные ими разные углы падения сбросов, а иногда даже приспособление сбросов к залеганию пород с меньшей прочностью на сдвиг. В свете приведенных закономерностей можно предполагать, что типичные взбросы при пересечении более податливых пород будут характеризоваться более крутыми углами падения, а типичные сбросы, — наоборот (рис. 140).

Как видно из вышесказанного, действие отдельных факторов не всегда проявляется согласно с другими. Однако как на основании теоретических предпосылок (учитывая также условия «моноклиных» полей напряжений), так и наблюдающихся фактов можно сделать общее заключение, что среди взбросов в по-

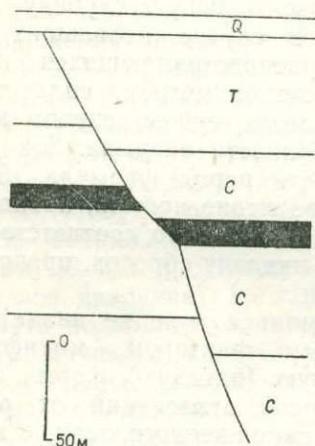


Рис. 140. Изменения падения сброса при пересечении пород с разной вязкостью (сброс в Верхнесилезском угольном бассейне):

С — продуктивный карбон (затушеван интервал, особенно богатый углем), Т — триас, Q — четвертичные отложения

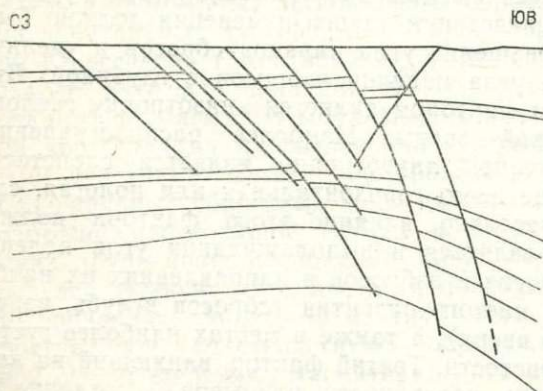


Рис. 141. Группа сбросов (с падением, увеличивающимся книзу), образовавшихся, вероятно, в результате поднятия участка антиклинали (часть Сураханской складки в районе Баку, охватывающая слои палеогена и неогена) [Косыгин, 1969]

давлиющем большинстве случаев углы падения уменьшаются с глубиной (см. рис. 152 и 153); исключением являются взбросы, образующиеся в результате вертикальных движений фундамента (см. рис. 178). В группе сбросов существует большая вероятность увеличения крутизны падения с глубиной (рис. 141), в особенности среди глубинных разломов, образовавшихся при участии интенсивных вертикальных движений. Несмотря на это, стремление к выполаживанию углов падения на глубине проявляется и у большинства сбросов (рис. 142).

Отклонения формы сместителей сбросов от плоскости наблюдаются не только по падению (в разрезе), но и по простиранию (в плане). Наряду с множеством сбросов, характеризующихся прямой линией пересечения с плоской поверхностью, часто наблюдаются сбросы (особенно большой протяженности), линия пересечения которых с поверхностью имеет сложный вид (рис. 143). В некоторых случаях это может быть результатом неоднородности или анизотропии среды в горизонтальной плоскости (сравни данные анализа сбросов вулканической кальдеры — А. М. Джонсон) Johnson, 1970]. Однако искривления сбросовых линий наблюдаются и в платформенных областях, отличающихся однородным строением, следовательно, это явление объясняется

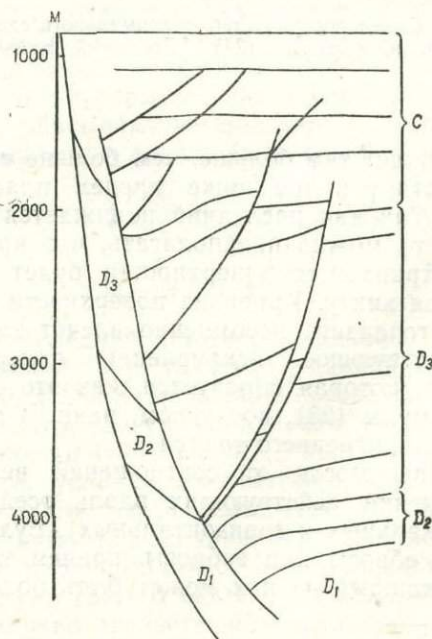


Рис. 142. Группа сбросов с падением, уменьшающимся книзу (часть разреза через палеозой Казимежовского грабена в районе Люблина) [Zelichowski, 1972]. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

другими причинами. Необходимо различать два случая [Гзовский, 1953, 1956].

1. Простая кривизна, обусловленная неоднородностью поля напряжений на площади, пересекаемой сбросом. Примерами могут служить некоторые сбросы в брахиантиклиналях или периклинальных частях складок, часто характеризующиеся дугообразной линией простираия (см. рис. 187). В данных случаях имеем дело с моноклинной или триклинной симметрией системы напряжений, но неоднородность поля может быть обусловлена также местным поворотом системы в горизонтальной плоскости (с сохранением ромбической симметрии), например вследствие неоднородного геологического строения. Простираие разрывных смещений определяется направлением промежуточного главного напряжения, поэтому вполне закономерно, что максимальная «неустойчивость» простираия сбросов будет проявляться тогда, когда значения  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  близки друг к другу и легко может происходить изменение ориентировки направлений. Естественно, что благоприятные условия для образования такой кривизны разрывов существуют на небольшой глубине. С глубиной контрасты поля напряжений сглаживаются.

Объяснение кривизны в простираии отдельных разрывов, охватывающее также платформенные области с однородным геологическим строением, на основании экспериментального моделирования дали М. В. Гзовский и Е. И. Черткова\* [1953]. В этом объяснении доказывается, что развитие разрыва происходит постепенно — от центральной части к краям. В начальной стадии, когда возникает лишь центральная часть разрыва, сопротивление сжатию в краевых частях, еще не пересеченных разрывом, будет больше, чем в ослабленной центральной части, и поэтому траектории главных напряжений будут отклоняться от первичного параллельного положения на концах этого самого раннего отрезка разрыва. Это влечет за собой самопроизвольное искривление простираия поверхности разрыва, определяемого траекториями  $\sigma_2$  (рис. 144). Если сбросообразование происходит в среде, нарушенной ранее возникшими трещинами, то на участках распространения трещин направление сбросов может определяться зонами концентрации касательных напряжений в зависимости от ориентировки этих трещин относительно осей напряжений (см. рис. 117). В однородной среде одинарные сбросы, подобно поверхностям оползней, стре-

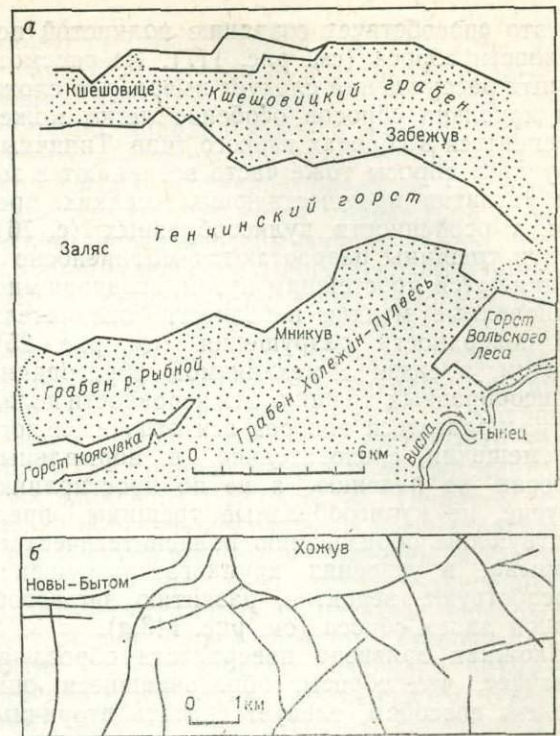


Рис. 143. Криволинейное простираие сбросовых линий, обусловленное некартографическими причинами:

а — зигзагообразные линии сбросов; главные сбросовые границы Краковской возвышенности (на основании карт С. Джульиньского, Р. Градзиньского и интерпретации автора); б — волнистые линии сбросов; система сбросов в карбоне в районе г. Хожув, Верхняя Силезия (на основании карты С. Докторович-Хребницкого)

мятся приобретать дугообразную форму, вогнутую в направлении опущенного крыла. Это было подтверждено, правда для частного случая, опытами Э. Клооса [Cloos, 1968].

2. Сложная кривизна обусловлена полигенетическим образованием некоторых более крупных разрывных смещений. Как показали наблюдения и эксперименты, образованию крупного сброса часто предшествуют многочисленные разнонаправленные трещины и второстепенные сбросы, которые постепенно соединяются, образуя общую поверхность главной дислокации. Возможность постепенного соединения отдельных отрезков объясняется упомянутыми изменениями поля главных напряжений (их величины и направлений) вблизи таких ранее образованных разрывов (рис. 144, б). Зоны концентрации касательных напряжений, возникающие на концах этих предшествующих разрывов, сливаются воедино и благоприятствуют «притягиванию» одних разрывов другими. В условиях не мгновенного, а постепенного развития разрушения

\* Это объяснение авторы относят и к кривизне сбросов в вертикальном разрезе, однако кажется, что оно имеет особенное значение в отношении рассматриваемой здесь кривизны по простираию.

все это способствует созданию волнистой поверхности сброса (см. рис. 117). Из рассмотренных рассуждений следует вывод, что сложная кривизна сбросов особенно легко может развиваться в сбросах вязкого типа. Типичные «хрупкие» сбросы тоже часто возникают в зонах развития предшествующих мелких трещин, в особенности кулисообразных (с. 76), но эти трещины разрастаются молниеносно и соединяются простейшим путем, создавая многочисленные мелкие неровности окончательной поверхности разрушения (см. рис. 85). Причем, в связи с механизмом образования кулисообразных трещин, эти неровности должны располагаться поперек оси относительного перемещения, следовательно, в нормальных сбросах по падению, а не по простиранью. Другие, не кулисообразные трещины, предшествующие образованию полисинтетического разрыва, в условиях хрупкого разрушения способствуют, вероятно, развитию зигзагообразной линии сброса (см. рис. 143,а).

Сложная кривизна поверхности сброса не означает, что сбросы, образовавшиеся описанным способом, следует считать вторичными. В данном случае развитие предшествующих трещин представляет лишь первую фазу единого процесса сбросообразования. Несомненно, подлинное вторичное образование сброса может способствовать развитию неровной зигзагообразной линии простиранья путем прямого соединения разнонаправленных трещин.

Перечисленные факторы, вызывающие изгиб поверхности сбросов по простиранью,

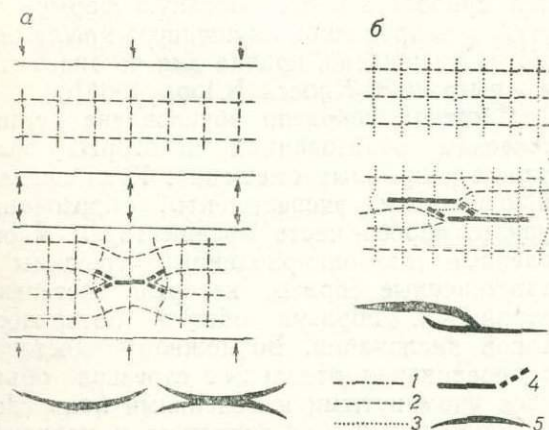


Рис. 144. Механизм образования изогнутых поверхностей сбросов (план): одинарной поверхности *а* и двух кулисообразных поверхностей *б* (по М. В. Гзовскому и Е. И. Чертковой [1953]; с дополнениями):

1 — траектории максимального главного напряжения ( $\sigma_1$ ), 2 — траектории промежуточного главного напряжения ( $\sigma_2$ ), 3 — траектории минимального главного напряжения ( $\sigma_3$ ), 4 — первичные отрезки сбросов и предполагаемое направление их дальнейшего развития, 5 — возможный окончательный вид сброса на карте

относятся и к кривизне по падению, но в последнем направлении они действуют значительно слабее, чем ранее рассмотренные факторы, за исключением изменений напряженного поля при моноклинной симметрии.

Как показал О. Вагенбрет [Wagenbreth, 1963], неровная форма поверхности разрывных смещений в разрезе и в плане может, вследствие неприлегания друг к другу перемежающихся блоков, стать причиной образования местных сбросов и взбросов второго порядка, которые могут создавать ложную картину общего изменения поля напряжений.

В заключение анализа кривизны поверхностей разрывов необходимо упомянуть о редком, но наблюдавшемся в действительности явлении «смятия» поверхности — *вторичном искривлении*, обусловленном пликативными деформациями после разрывообразования. Известные примеры такого типа почти исключительно касаются взбросов и горизонтальных надвигов (рис. 145). Они были описаны в Скалистых горах [Jones, 1971], Рурском бассейне [Scholz, 1956] и в других регионах. В меньших масштабах, но весьма часто такие формы образуются при одновременном проявлении процессов складчатой и разрывной тектоники.

#### Взбросы

Условия образования. В условиях рассматриваемой ромбической симметрии системы напряжений взбросообразование связано с вертикальным положением оси  $\sigma_3$ , т. е. оси минимального главного напряжения (см. рис. 72,а). Ось  $\sigma_1$  располагается горизонтально, поэтому поверхности разрыва должны быть наклонены полого. Так как напряжение, действующее вдоль вертикальной оси, имеет обычно положительное значение (благодаря гравитации), то характерным состоянием при образовании взбросов является всестороннее сжатие. Однако, когда взбросы формируются одновременно с пластической деформацией, особенно вблизи поверхности, то местами могут проявляться вертикальные растягивающие усилия. В связи с этим не следует называть взбросы формами сжатия. Правда, здесь напряжение  $\sigma_1$  всегда положительное, но такая же обстановка наблюдается при сбросах и сдвигах.

Происхождение горизонтально действующего максимального главного напряжения, приводящего к образованию взбросов, может быть только эндогенное — тектоническое. В связи с этим массовое развитие взбросов рассматриваемого типа происходит в районах высокой тектонической активности в горизонтальной плоскости, т. е. преимущественно

в поясах складчатых гор. В таких поясах симметрия поля напряжений очень редко бывает ромбической. В условиях моноклиной симметрии может проявляться другой генетический механизм (рассмотренный в следующем подразделе), связанный с вертикальными движениями. Ромбическая симметрия полей напряжений свойственна районам со слабой горизонтальной подвижностью (платформы, щиты, области интракратонной складчатости), в пределах которых горизонтальное давление обычно недостаточно для создания разности напряжений, необходимой при образовании взбросов. Взбросы, обусловленные ромбической симметрией напряжений, изображаемые в учебниках по тектонике, встречаются редко (в отличие от сбросов). Частое же явление представляют взбросы, связанные с моноклиной, незначительно повернутой симметрией поля напряжений. Это объясняется тем обстоятельством, что главной средой образования взбросов являются неглубокие структурные ярусы (см. ниже), а вблизи земной поверхности, как мы знаем, траектории главных напряжений должны занимать закономерную прямоугольную ориентировку по отношению к этой поверхности. Таким образом, чем ближе к поверхности, тем более симметрия системы напряжений должна приближаться к ромбической, даже если на глубине она значительно отличается от этой симметрии. В конечном итоге наиболее распространенные углы падения взбросов не отклоняются существенным образом от тех углов, которые определяются ромбической симметрией поля напряжений, а механизмы образования таких пологопадающих взбросов одинаковы или весьма близки друг к другу. Поэтому дальнейшие рассуждения в равной мере касаются взбросов, связанных с ромбической симметрией напряжений, как и взбросов, образованных в системе напряжений с моноклиной, слабо повернутой симметрией.

Как и при сбросах, достаточным условием для образования «обращенного» смещения является соответствующая разность напряжений, обусловленная в данном случае горизонтальным тектоническим давлением. Согласно критерию Кулона — Мора, минимальная величина давления, необходимая для разрушения, должна резко возрастать с глубиной, так как в том же направлении быстро возрастает вертикальное напряжение ( $\sigma_3$ ), вызванное гравитационной нагрузкой. Это обстоятельство ограничивает глубину образования взбросов, тем более, что возрастающее вертикальное напряжение в данной системе может приобрести значение промежуточного напряжения ( $\sigma_2$ ), в связи с чем вместо взбросов будут

образовываться сдвиги (см. рис. 72).

Разгрузка по оси  $\sigma_3$  в условиях пологопадающих взбросов может происходить лишь в одном направлении — к поверхности. Теоретически возможно такое положение, когда критическая величина разности напряжений будет достигнута путем уменьшения  $\sigma_3$  вследствие эрозии перекрывающих пород при постоянном значении горизонтального напряжения  $\sigma_1$ . Однако в реальных условиях это маловероятно, так как интенсивная эрозия может проявляться лишь на таких участках, которые подвергаются воздыманию. Вертикальное же поднятие, как правило, не сопровождается существенным горизонтальным давлением (по крайней мере в наиболее приподнятых элементах). В качестве типичной обстановки образования взбросов рассматриваемого типа следует принять постепенное возрастание горизонтального тектонического давления при практически постоянной нагрузке перекрывающей толщи. Таким образом, становится понятно, почему взбросы возникают преимущественно при сжатии (тектоническом сокращении), в то время как сбросы характерны для вертикального поднятия.

Как уже известно, взбросы образуются, как правило, в условиях всестороннего сжатия, причем минимальное главное напряжение ( $\sigma_3$ ), связанное с гравитационной нагрузкой, действующей под большим углом относительно пологих сместителей взбросов, может достигать значительной величины. В итоге нормальное напряжение, действующее вкрест простирания сместителя взброса, будет значительно больше, чем в случае сбросов, особенно тех, которые образуются при участии растяжения —  $\sigma_3$  (рис. 146). Следствием этого является более «податливый» характер взбросов по сравнению со сбросами. Известны примеры смежного расположения на одной площади и в пределах одинаковых пород сбросов и взбросов, образовавшихся на более или менее одинаковой глубине в течение одной и той же фазы дислокации (в течение которого произошла смена поля напряжений — например затухание горизонтального сжатия), которые отличаются своим механическим характером: более «податливым» у взбросов и более «хрупким» у сбросов. На территории Польши такие условия можно наблюдать в зоне так называемого Свентокшиского надвига у южного подножия Лысогор, характеризующегося чертами пластичной дислокации, который пересекается поперечными сбросами, почти синхронными с ним, отличающимися более «хрупким» характером.

А м п л и т у д а взбросов. Подобно образованию сбросов, перемещение в виде взбро-

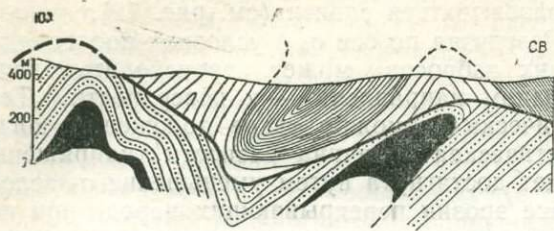


Рис. 145. Разрез через внешние Карпаты в районе Мордарки (Островной Бескид, Польша) [Kozikowski, 1958]; пример предполагаемого вторичного смятия поверхности Магурского надвига (жирная линия)

са обусловлено возможностью уплотнения пород или расширения данного участка литосферы в направлении оси  $\sigma_3$ . Оба процесса в условиях образования пологих взбросов протекают легче, чем при сбросах, в связи с чем такие взбросы, переходящие в надвиги, часто характеризуются значительными амплитудами. Уплотнение пород, а вернее сжатия занимаемого ими пространства при пологих поверхностях разрывов происходит более эффективно из-за «податливого» характера таких разрывов и, как правило, более высокого нормального напряжения, действующего поперек поверхности разрыва. В итоге взбросы и особенно крупные надвиги сопровождаются часто значительными сокращениями мощностей окружающих пород вследствие сдвливания (см. рис. 14, 169, 193). Предполагается, что важную роль в этом процессе играет стилолитизация, однако эта проблема требует еще изучения.

Не подлежит сомнению, что значительные амплитуды взбросов достигаются благодаря сравнительно большой способности расширения окружающей среды в сторону поверхности Земли. Разумеется, условия расширения будут тем благоприятнее, чем ближе к поверхности развивается процесс взбросообразования. Поэтому наибольшими амплитудами

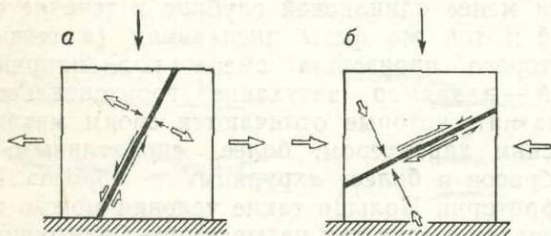


Рис. 146. Схематическое изображение разности величин нормального напряжения, действующего вкосте простираения поверхностей сброса (образовавшегося при участии растяжения) а и взброса б.

Вертикальные стрелки изображают массу перекрывающих пород, горизонтальные стрелки — тектонические силы. Стрелки внутри блоков изображают напряжения, возникающие в итоге действия соответствующих сил

обладают взбросы, непосредственно выходящие на поверхность (рис. 147,а). В отношении надвигов «проблема пространства» отпадает, если поверхность надвига пересекается с поверхностью Земли (рис. 147,б); в других случаях возникают значительные геометрические осложнения. Когда скорость перемещения по такой обнажающейся поверхности превосходит темпы эрозионного разрушения передвигающейся массы пород, то образуются *надвиги на эрозионной поверхности*, т. е. *постэрозионные надвиги* (англ. *erosion thrusts*; нем. *Reliefüberschubung*). Такие надвиги давно уже были выявлены в Норвегии, Скалистых горах и ряде других мест на основании следов эрозии или галечного материала под пачкой надвинутых пород. Вполне вероятно, что крупнейшие надвиги на значительном пространстве контактировали с субэрозионной поверхностью (рис. 147,б) или со слабо уплотненными отложениями седиментационных бассейнов (рис. 147,в). Очевидно, все-таки эрозия поспевала за надвиговым перемещением [Raleigh, Griggs, 1963]. В таких случаях перемещенный пакет завершается взбросом, дальше которого он не мог переместиться (рис. 147,г). В некоторых случаях «проблема пространства» разрешалась путем воздымания, смятия пород перед фронтом перемещающейся толщи (рис. 147,д).

Если поверхность взброса имеет неправильную форму, то при перемещении стенки смежных блоков не прилегают тесно друг к другу, что может быть причиной образования вторичных разрывов [Wagenbreth, 1963] или скольжения по поверхностям напластования [Behre, 1937].

Границы распространения взбросов. Распространение крупнейших взбросовых структур с учетом их перехода в пологие надвиги измеряется (во всех направлениях в плоскости смещения) сотнями километров. К инверсионному типу принадлежат многие глубинные разломы, проникающие на десятки километров вглубь. К ним относятся, например, глубинные разломы Казахстана, а также некоторые разломы глобального масштаба — прежде всего разрывы на западном побережье Тихого океана, вдоль которых, как полагают, океаническая кора подвигается под континентальную. Правда, такие разрывы, проникающие в верхнюю мантию, и даже глубинные разломы в пределах самой коры, вследствие уменьшения вязкости пород с глубиной, не являются типичными разрывными смещениями с четко выраженной поверхностью, а скорее дислокационными и флексурными зонами. Из сказанного следует, что разрушение хрупкого типа в условиях всесто-

ронного сжатия и при мгновенной нагрузке может происходить лишь до глубины нескольких километров: к примеру, в солехофенском известняке взбросы хрупкого типа не могут возникать глубже 6 км. С другой стороны, глубинное заложение очагов землетрясений свидетельствует о том, что даже в верхней мантии происходит резкая разгрузка напряжений, проявляющаяся, быть может, в виде образования широких разрывных зон вязкого типа. Наши знания о механических свойствах подкорковых масс пока еще очень скудны и поэтому нельзя применять к ним закономерности, установленные по отношению к породам земной коры.

### Моноклиная симметрия поля напряжений

Рассмотрим два случая образования систем напряжений с моноклиной симметрией относительно поверхности Земли: системы, образующиеся при одностороннем горизонтальном сжатии, и системы, возникающие при горизонтально сменяющихся силах или вертикальных движениях.

#### Системы напряжений, образующиеся при одностороннем горизонтальном сжатии

В земной коре известны структуры, строение которых проявляет признаки образования под действием одностороннего, «активного» горизонтального сжатия. К ним относятся прежде всего области асимметрической складчатости, надвигов и разрывов, такие как Карпаты, Альпы, Аппалачи. Разумеется, согласно III закону Ньютона, всякой силе, действующей на материальную точку такой структуры, противодействует в обратном направлении сила такой же величины; также и сумме всех сил, действующих в некотором направлении на всю область или ее часть, противодействует в обратном направлении сумма сил такой же величины. Таким образом, если какой-либо участок (блок) литосферы однородного строения характеризуется асимметрическими и неравномерно распределенными деформациями (рис. 148,а), свидетельствующими о том, что на стенки этого блока воздействовали разные по величине силы, то следует полагать, что им противодействовали направленные вдоль основания блока внутренние силы, т. е. касательные напряжения (рис. 148,б). К такому же выводу можно прийти независимо от однородности или неоднородности рассматриваемого участка, исходя из II закона Ньютона, как это было сделано М. К. Хьюббертом [Hubbert, 1951],

или же анализируя условия равновесия блока. Существование касательных напряжений вдоль основания блока предопределяет наличие напряжений одинаковой величины, но действующих противоположно (вдоль вертикальных стенок) согласно принципу распределения касательных напряжений в двухосном напряженном состоянии (с. 20) и в соответствии с условием равновесия блока. Так

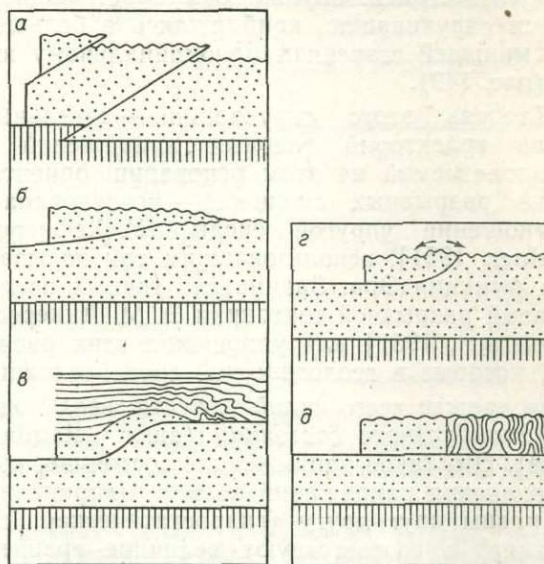


Рис. 147. Геометрическая «проблема пространства» при образовании взбросов и надвигов (схема). Волнистая линия изображает эрозионную поверхность:

а — взбросы, выходящие на дневную поверхность, б — надвиг, поверхность которого пересекает эрозионную поверхность, в — надвиг, поверхность которого пересекает подошву слабо консолидированных отложений, г — надвиг, фронтальная часть которого подвергалась эрозии (стрелки) со скоростью, нивелирующей возвышение над поверхностью, д — надвиг с зоной нагружения пород перед фронтом надвинутого элемента

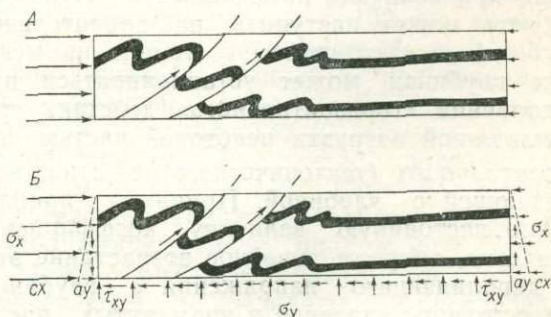


Рис. 148. Пример участка литосферы, сформированного под действием одностороннего давления, по данным М. К. Хьюбберта [Hubbert, 1951], с изменениями:

А — состоянии деформаций и обычно предполагаемая система обуславливающих его сил, Б — действительные предельные условия, необходимые для соблюдения принципов динамики и сохранения равновесия блока при учете силы тяжести; а — вертикальный градиент гравитационного давления, σ — вертикальный градиент дополняющего давления, с — горизонтальный градиент дополняющего давления

как вдоль трех стенок блока действуют касательные напряжения, то ни одна из этих стенок не является главной плоскостью, и, следовательно, траектории главных напряжений располагаются косо по отношению к этим стенкам (т. е. к вертикали и горизонтали). Таким образом, лишь у самой поверхности Земли (верхней поверхности блока) система напряжений будет обладать ромбической симметрией. Глубже она будет подвергаться скручиванию, приближаясь в большей или меньшей степени к моноклиальному виду (рис. 149).

Степень этого скручивания — детальный образ траекторий главных напряжений и предполагаемой на этом основании ориентировки разрывных смещений — исследовалась в отношении упругой среды У. Хефнером [Hefner, 1951], использовавшим так называемые функции Эри. Зачинатель точных исследований разрывной тектоники Э. М. Андерсон [Anderson, 1951] для упрощения этих расчетов, которые в геологической среде осложняются прежде всего силой тяжести, ввел понятие *стандартного состояния* (англ. standard state). Это такое напряженное состояние, когда значения напряжений во всех направлениях равны друг другу (гидростатическое состояние) и соответствуют величине гравитационного давления на данной глубине. Горизонтальные напряжения в таком стандартном состоянии должны, следовательно, на данной глубине соответствовать произведению этой глубины  $y$  и градиента прироста на единицу глубины) вертикального давления  $a$  (см. рис. 148, в). Так как горизонтальное давление, обусловленное массой перекрывающей толщи, сравнивается с вертикальным давлением лишь при величине коэффициента Пуассона 0,5, что может наступить на значительной глубине, то стандартное состояние на меньших глубинах может устанавливаться при дополнении «горизонтального» действия гравитационной нагрузки некоторой частью горизонтального (тектонического) сжатия, возрастающей с глубиной. Принимая приближенно постоянную величину коэффициента Пуассона, получим линейное возрастание этого дополняющего напряжения с глубиной. Существенное значение в упомянутых расчетах имеет то обстоятельство, что формоизменение (следовательно, образование тектонических структур) может быть вызвано лишь за счет той части горизонтального (тектонического) сжатия, которая превышает упомянутое дополняющее напряжение, необходимое для достижения стандартного состояния, так как только последнее, соответствующее гид-

ростатическому состоянию может привести к объемной деформации.

Эту тектонически «активную» часть горизонтального сжатия, как будто наложенную на стандартное состояние, Э. М. Андерсон назвал *дополняющим напряжением* (англ. supplementary stress). Приняв определенные предельные условия, охватывающие дополняющие, касательные и вертикальные напряжения, а также некоторые пропорции анализируемого блока, можем на основании функций Эри детально определить траектории главных напряжений, распределение значений максимального касательного напряжения и, учитывая некоторые материальные константы, границы между устойчивыми и неустойчивыми на сдвиг участками. Иначе говоря, можем аналитическим, расчетным путем определять положение и распространение поверхностей разрывов и направление перемещений по этим поверхностям.

Может показаться, что результаты вычислений, основанных на ряде априорных положений, будут далеки от естественных условий, однако принимаемые заранее положения можно в значительной степени приблизить к реальным условиям, и, к тому же, влияние их изменений в довольно широком диапазоне не настолько сильно, чтобы лишить такой анализ практического значения. На рис. 149 и 150 представлены примеры первых расчетов У. Хефнера, касающихся условий, присущих, вероятно, многим реальным обстановкам, и основанных на следующих важнейших материальных данных: прирост гравитационного давления с глубиной  $250 \text{ кгс/см}^2/\text{км}$  (плотность пород около  $2,5 \text{ г/см}^3$ ), прочность пород на одноосное сжатие  $1000 \text{ кгс/см}^2$ , угол сдвига  $32^\circ$ . Как видно на рис. 149, когда горизонтальный градиент дополняющего напряжения постояен (т. е. это напряжение уменьшается пропорционально расстоянию от места приложения давления), то независимо от неизменности или возрастания этого напряжения с глубиной поле напряжений почти не меняется, а разные соотношения отдельных градиентов влияют лишь на границы распространения зоны разрывов, которая, однако, в любом случае вытянута в горизонтальном направлении. Траектории главных напряжений отклоняются от вертикали все же не в такой степени, чтобы образующиеся взбросы приняли горизонтальное положение или стали нормальными сбросами. Обстановка меняется, когда дополняющее напряжение уменьшается по мере увеличения расстояния от места приложения давления (рис. 150). В таких случаях траектории наклонены настолько сильно, что одна группа сопряженных разрывов при-

обретает очень крутое падение, вторая же — пологое, горизонтальное или (в глубинных интервалах блока) «опрокинутое», что дает в итоге пологие нормальные сбросы. Зона разрывов в таком случае будет узкой. Предельные напряжения, показанные на рис. 150, исходят из приведенных выше динамических и статических условий. Изменения дополняющего напряжения с глубиной могут показаться маловероятными, однако следует подчеркнуть, что основание как рассмотренного, так и остальных блоков мы можем поместить на произвольной глубине (не меняя поля напряжений) и в таком месте, где  $\sigma_x$  имеет максимальное значение, что уже соответствует нашим интуитивным геологическим представлениям.

Из вышеприведенного анализа вытекают важные тектонические выводы. Прежде всего оказывается, что в условиях одностороннего давления, особенно в глубоких интервалах блоков (которые могут очутиться вблизи поверхности в результате эрозии) и при резком падении дополняющего напряжения по мере роста расстояния, должны возникать пологие

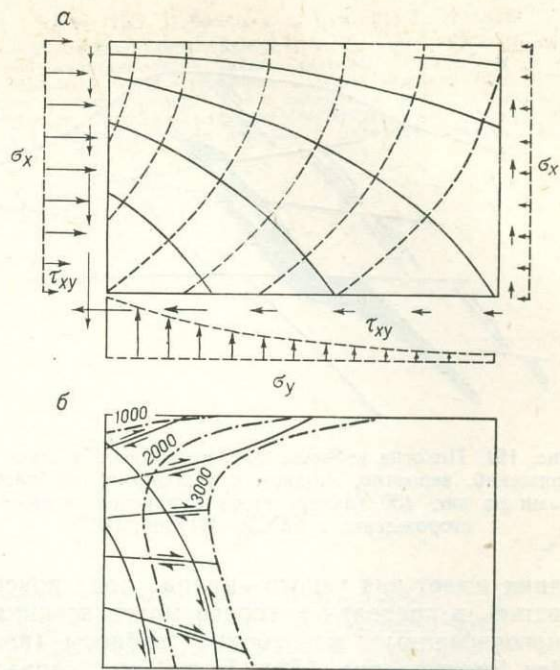


Рис. 150. Поле напряжений *a* и деформаций *b* в блоке литосферы, подвергающемся одностороннему сжатию при равномерном уменьшении дополняющего напряжения в горизонтальном направлении [Hafner, 1951].

Объяснения как к рис. 149. Числа вблизи границ зоны разрывообразования — значения горизонтального градиента дополняющего напряжения в  $\text{кг/см}^2$ . Для простоты рисунка отмечена лишь та часть горизонтального сжатия, которая создает дополняющее напряжение

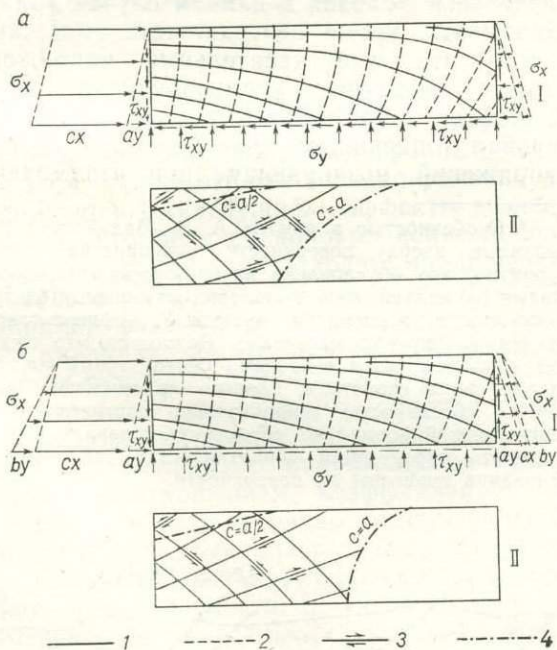


Рис. 149. Поля напряжений I и деформаций II в двух блоках литосферы, подвергающихся одностороннему сжатию, в условиях постоянного горизонтального градиента дополняющего напряжения ( $c = \text{const}$ ) [Hafner, 1951]:

*a* — дополняющее напряжение, не меняющееся с глубиной ( $b=0$ ), *b* — дополняющее напряжение, линейно возрастающее с глубиной ( $b = \text{const}$ ); 1 — траектории максимального главного напряжения ( $\sigma_1$ ), 2 — траектории минимального главного напряжения ( $\sigma_3$ ), 3 — поверхности потенциальных разрывных смещений для угла сдвига  $\theta = 32^\circ$ , 4 — границы нестабильной (пересеченной сбросами) зоны при средних материальных параметрах и при разных соотношениях  $a/c$  (см. рис. 148)

взбросы и горизонтальные надвиги, тождественные широко распространенным структурам орогенных зон (рис. 151), трудно объяснимым с точки зрения упрощенной механики. Совокупности крутопадающих сопряженных сбросов, теоретически предполагаемые в природе, наблюдаются редко. Возможно, что в какой-то степени это обусловлено факторами, перечисленными на с. 102, но, вероятнее всего, причина заключается в том, что такие сбросы, в отличие от пологонаклоненных разрывов, часто достигают границы стабильной (нетрещиноватой) зоны в связи с противоположным, как правило, падением этой границы (см. рис. 149, 150). Максимальное касательное напряжение возрастает по мере приближения к месту приложения давления, и также с глубиной. Границы зоны разрывообразования не совпадают с распределением этого напряжения, так как они зависят, кроме того, от прочности пород на сдвиг, на которую влияет окружающее давление (стандартное состояние) на данной глубине. Если горизонтальный градиент дополняющего давления небольшой (например, равный половине вертикального градиента гравитационного давления), то потенциальная зона разрывообразо-

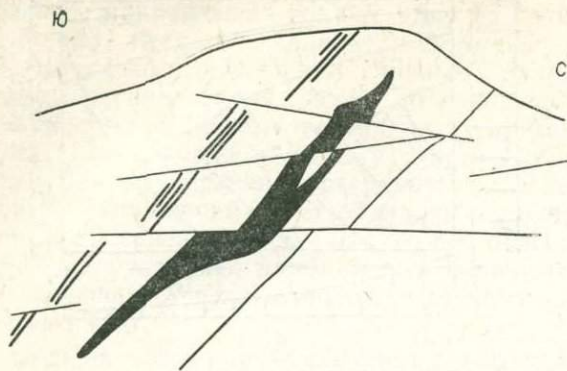


Рис. 151. Пологие взбросы, образовавшиеся в поле напряжений, вероятно, сходном с условиями, изображенными на рис. 150 (разрез через Буронское рудное месторождение в СССР) [Лукин, 1947]

вания имеет вид узкого клина под поверхностью, в пределах которого могут возникать многочисленные неглубокие взбросы (англ. slice thrusts — рис. 152). Если же горизонтальный градиент большой (близкий вертикальному градиенту гравитационного давления), то разрывы могут распространяться на значительную глубину, но одновременно зона разрывообразования может быть относительно узкой. Это относится и к случаю равномерного падения дополняющего напряжения, когда лишь при низких значениях постоянной с зона разрывообразования может иметь ограниченно малую глубину.

Приведенный анализ дает указания относительно формы поверхности разрывных смещений. Так как траектории максимального главного напряжения с глубиной становятся все круче, то поверхности разрывов, возникающие под углом  $\theta = 45^\circ - \frac{\varphi}{2}$  к этим траекториям (на рис. 149 и 150 под углом  $32^\circ$ ), тоже должны быть изогнуты, причем

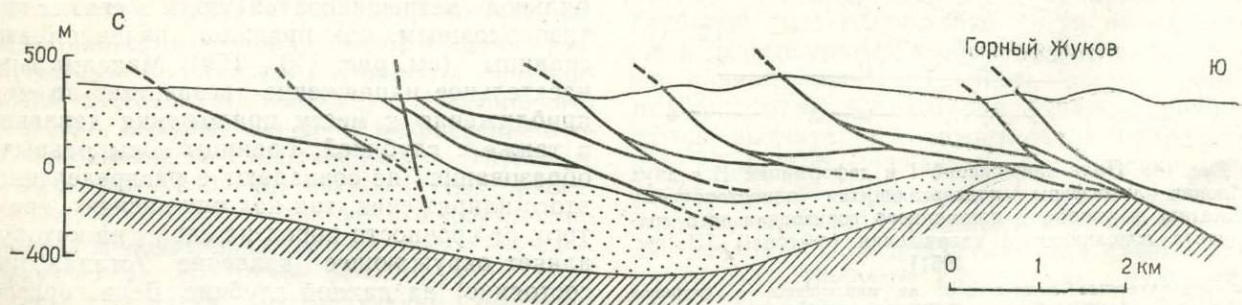


Рис. 152. Неглубокие многочисленные взбросы и надвиги, образованные, вероятно, при небольшом горизонтальном градиенте дополняющего напряжения (разрез через окраину внешних Карпат в районе Карвины, Чехословакия) [Homola, Hanzlikova, 1955].

Косая штриховка — карбон, точки — автохтонный туртон, остальное — карпатский флиш.

преобладающее количество пологих разрывов будет характеризоваться поверхностью изогнутой книзу (т. е. с глубиной их угол падения будет уменьшаться). Это действительно типичное явление в зонах асимметрической складчатости и надвигов (рис. 153,б), а также в многочисленных взбросах других районов (рис. 153,а).

Закономерности геологических полей напряжений, вычисленные У. Хефнером, нашли подтверждение в многочисленных простых экспериментах, проведенных М. К. Хюббертом [1951], А. В. Михайлов [1971а, б] \* и др. Подобного типа вычисления по вязко-пластической среде были проведены А. С. Григорьевым [1971], получившим результаты, совпадающие в качественном отношении с данными У. Хефнера.

#### Системы напряжений, обусловленные параллельно переменными силами или вертикальными движениями

Исследователи, занимающиеся полями напряжений с преобладающей вертикальной составляющей, пришли к заключению, что предельные условия в данном случае должны охватывать, кроме вертикальных сил, также и горизонтальные касательные напряжения вдоль основания анализируемого блока. У. Хефнер [1951] математически проанализировал (описанным уже методом) системы напряжений, возникающие при взаимодействии

\* Особенностью в опытах А. В. Михайловой были выпуклые кверху поверхности большинства сдвигов. Вероятно, это обусловлено вязко-пластическими свойствами применявшегося в моделях материала (бентонитовый ил), в то время как расчеты У. Хефнера основываются на упругом материале. Возможно, что сжатый над образующимися взбросами бентонитовый ил, благодаря своим свойствам, немного «растекался», изменяя их поверхность, первоначально соответствующую теоретической форме. Это объяснение подсказывает возможность определения «податливости» разрывов на основании кривизны их поверхности.

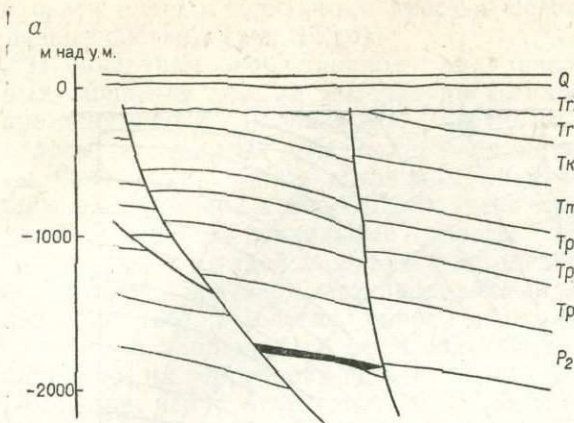
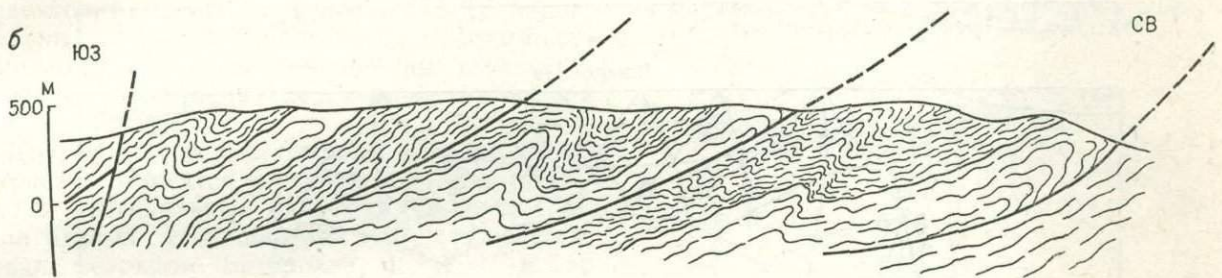


Рис. 153. Взбросы с характерной кривизной:  
*a* — в платформенной области (разрез через часть Предсудетской моноклинали в районе местности Рыбаки на р. Одре) [Sokolowski, 1973]; буквенные индексы общеприняты; затухает нефтяная залежь; *б* — в складчатой области (разрез через структуру Хелмец в Судетах) [Wajsbrych, 1974]; взбросы развиты в метаморфических породах и диабазах нижнего палеозоя



вии дополняющихся вертикальных сил с синусоидальным распределением касательных напряжений (рис. 154), подобранные таким образом, чтобы отражать одновременно «поднимающий» и «влекущий» эффекты воздействия на литосферу подкорковых конвекционных течений. Этот анализ находит применение и в отношении процессов меньшего масштаба, например воздействия поднимающихся соляных диапиров или батолитов на перекрывающие их толщи.

Результаты упомянутого анализа зависят от соотношений между вертикальными силами и касательными напряжениями (выраженных соотношением коэффициентов  $A$  и  $B$  — рис. 154), от величины рассматриваемых блоков и принятых материальных характеристик, однако они характеризуют некоторые общие закономерности. В широком интервале изменчивости предельных условий формируется поле напряжений, характеризующееся значительной горизонтальной изменчивостью, причем самые резкие изменения траекторий главных напряжений наблюдаются в зонах смены знака вертикальных сил. Следовательно, в этих зонах можно ожидать и наибольших изменений в ориентировке разрывов. В общей сложности рассматриваемые поля напряжений характеризуются моноклинной симметрией (по отношению к дневной поверхности), которая в середине отдельных

«волн» синусоиды сил переходит в ромбическую и на границах «волн» (смена знака сил) достигает максимального поворота (наклон траекторий  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ) до  $45^\circ$ . В результате такого распределения напряжений потенциальные сбросы меняют в горизонтальном направлении свой характер и ориентировку (см. рис. 154). В осевой зоне «восходящей волны» представлены нормальные сбросы с типичными падениями около  $60^\circ$ . Вне этой зоны (с одной стороны от нее) падения сбросов возрастают до их превращения в вертикальные, ступенчатые сбросы, а далее — вблизи зоны смены знака — в «опрокинутые», обращенные сбросы, первоначально крутые, и по мере приближения к оси «нисходящей волны», стремящиеся к типичному наклону  $30^\circ$ . Вторая группа сопряженных сбросов с другой стороны от оси «восходящей волны» приобретает все более пологие углы падения до появления горизонтальных сбросов и даже взбросов уже в пределах «нисходящей волны». Схематически эволюцию сбросов по обе стороны от оси восходящей волны можно представить в виде расходящихся сверху двух противоположно поставленных клиньев (рис. 155,а). Иначе говоря, происходит постепенная смена двух групп типичных нормальных сбросов в центре зоны восхождения двумя группами типичных взбросов в центре зоны нисхождения. По всей вероятности, в каком-либо районе обыч-

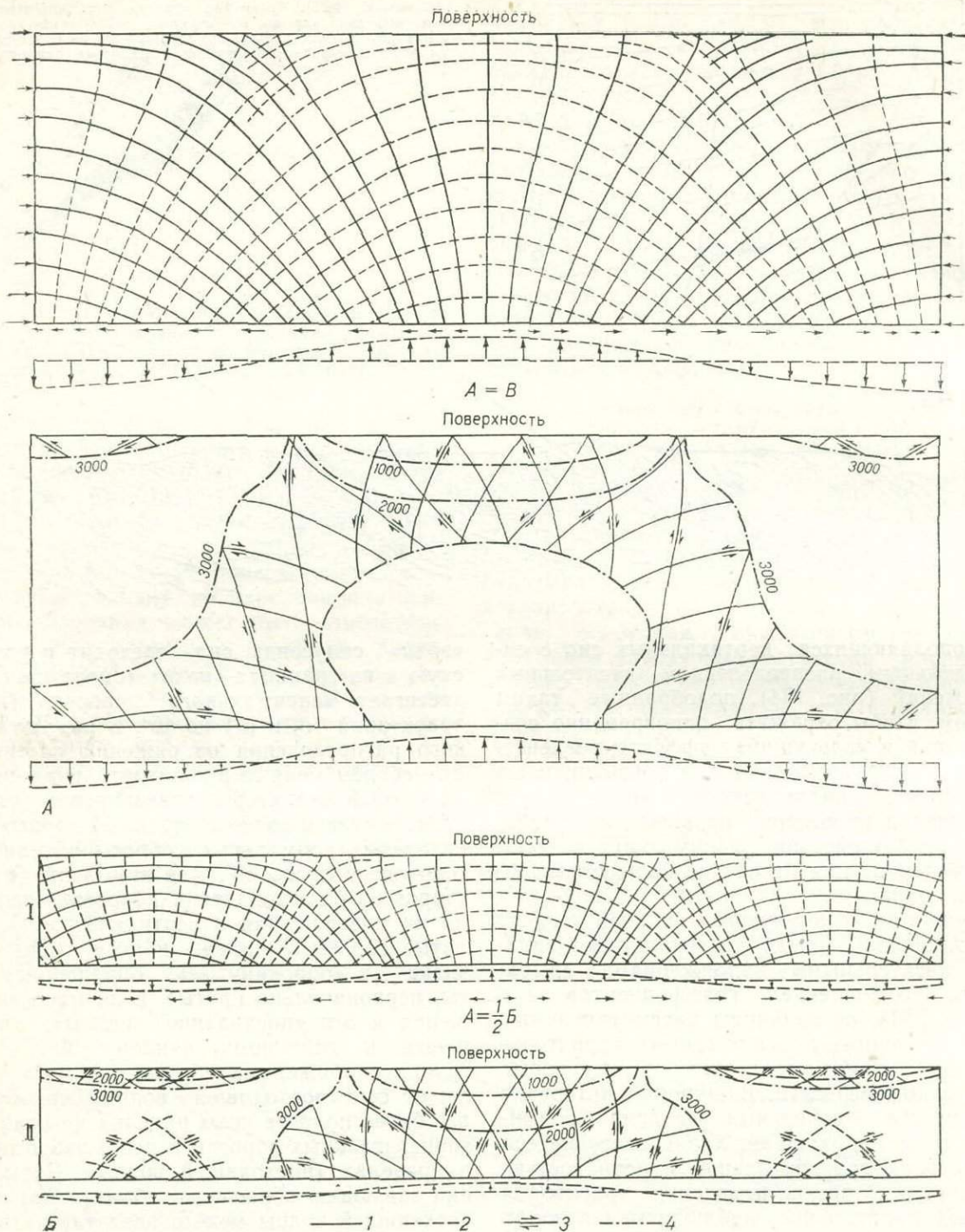


Рис. 154. Поля напряжений I и деформаций II в двух блоках литосферы, подвергающихся действию вертикальных сил и касательных напряжений [Hafner, 1951]:

A, B — блоки разных размеров и с разными предельными условиями (выраженными стрелками и отношениями коэффициентов  $A : B$ ). Объяснения см. к рис. 149. Числа вблизи границ зон сбросообразования — значения коэффициента  $B_{\max}$  в кгс/см<sup>2</sup>

но возникают сбросы лишь одной группы и в связи с этим образуются простые веерообразные системы (рис. 155, б).

В описанном эволюционном ряду разрывных смещений особый интерес представляют промежуточные положения: вертикальные сбросы (или крутые взбросы) и пологие сбросы. Они могут служить признаком, знаменующим приближение к зоне смены знака вертикальных сил. Вертикальные сбросы часто наблюдаются в такой геологической обстановке, которая подтверждает проделанный анализ (рис. 156). Пологие сбросы в подобной обстановке наблюдались реже. Они известны, например, на территории штата Невада, США [Anderson, 1971; Armstrong, 1972]. Подобное происхождение могут иметь и сбросы, показанные на рис. 157. Следует добавить, что траектории главных напряжений не параллельны друг другу и поэтому более протяженные поверхности сбросов должны характеризоваться некоторой переменной кривизной (см. рис. 154).

Другие интересные выводы и приведенных анализов относятся к распределению стабильных и нестабильных участков (см. рис. 154). При разных соотношениях  $A:B$ , а в геологически реальном интервале от  $A=1/2B$  до  $A=2B$  результаты характеризуются рядом общих признаков. При минимальных значениях  $A$  или  $B$  (в зависимости от рассматриваемой модели), хронологически в самой ранней стадии, следует ожидать образования сбросов только под поверхностью блока, исключительно в пределах «восходящей волны». Возрастные величины соответствующей постоянной (рост предельных напряжений) вызывает по-

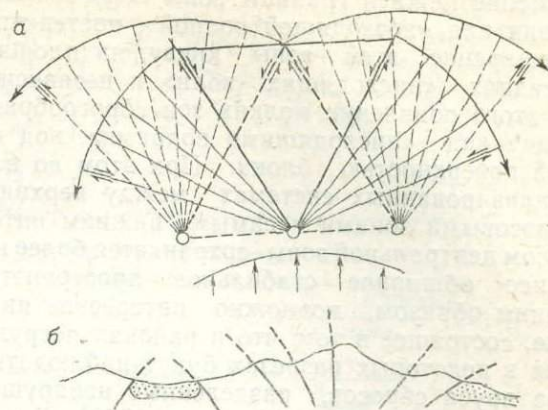


Рис. 155. Эволюция разрывных смещений с внешней стороны от оси поднятия:

а — обобщенная схема, б — действительный пример (разрез через Западный Тянь-Шань) [Ажгирей, 1956]

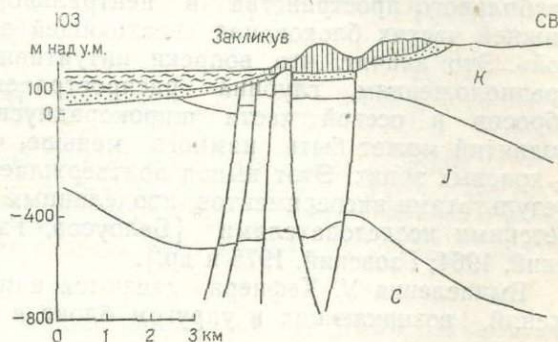


Рис. 156. Группа ступенчатых сбросов в зоне сочленения Люблинской возвышенности и Предкарпатского прогиба (упрощенная часть разреза) [Pożaryski, 1958].

Буквенные индексы общепринятые; точечный крап — пески, вертикальные штрихи — рифовые и обломочные известняки, волнистые линии — глины прогиба

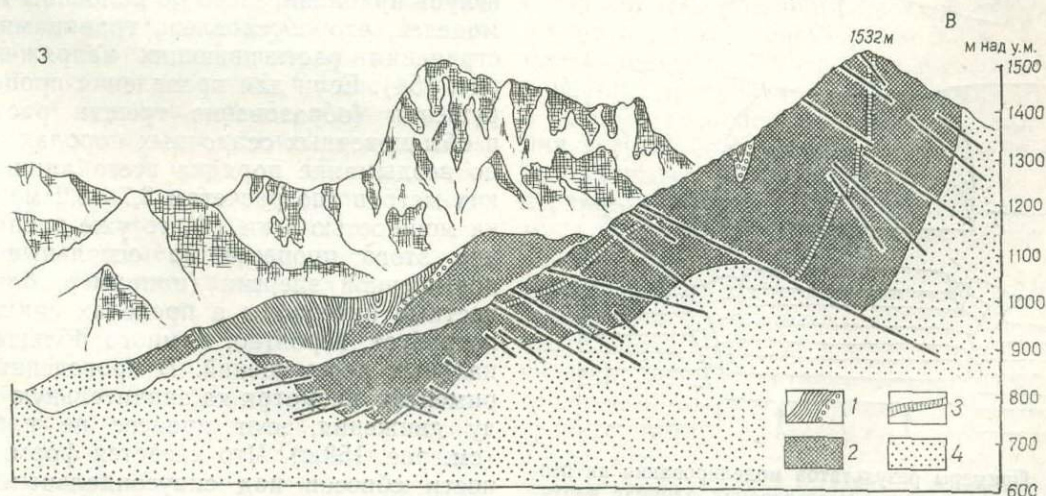


Рис. 157. Разрез через гору Эрцберг в Австрии [Schneiderhohn, 1941] — пример пологих сбросов: горизонтальный масштаб равен вертикальному:

1 — верфенские сланцы с базальной брекчией, 2 — сидеритовое месторождение, 3 — прослои сланцев, 4 — порфиroidы

нижение нижней границы зоны сбросообразования над «восходящей волной», постепенное расширение этой зоны книзу, на площадь соседних «нисходящих волн» и независимо от этого появление мелких зон сбросообразования над «нисходящими волнами», под самой поверхностью блока. При этом во всех анализированных системах между верхними сбросовыми зонами и самым нижним интервалом центральной зоны сохраняется более или менее обширное стабильное пространство. Таким образом, возможно интересное явление, состоящее в том, что в районах погружения в некоторых разрезах будут наблюдаться два яруса сбросов, разделенные ненарушенным пространством [Стоянов, 1970]. Другое интересное явление рассматриваемых систем напряжений, наблюдавшееся при  $A=B$  и  $A=2B$ , заключается в наличии обширного стабильного пространства в центральной и нижней частях блоков над «восходящей волной». Это значит, что, вопреки интуитивным предположениям, глубина распространения сбросов в осевой части широко радиусных поднятий может быть намного меньше, чем в краевых зонах. Этот вывод подтверждается результатами экспериментов, сделанных советскими исследователями [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975 и др.].

Вычисления У. Хефнера касаются напряжений, возникающих в упругом блоке в ре-

зультате приложенных к нему сил. Такая же задача, но не по отношению к силам, а по отношению к движениям (вертикальным) в основании рассматриваемого блока была решена А. Р. Сэнфордом [Sanford, 1959]. Подобный анализ применим к сбросам в осадочном чехле, образование которых обусловлено вертикальными подвижками в глубинном основании. Кроме положения траекторий главных напряжений А. Р. Сэнфорд определил распределение упругой энергии формоизменения, что позволяет выявлять соотношения между стабильными и нестабильными участками другим путем, чем в исследованиях У. Хефнера. Анализ, сделанный А. Р. Сэнфордом и обоснованный экспериментами на моделях из рыхлого и уплотненного песка, охватывал два вида вертикальных движений: синусоидальный (соответствующий смятию основания в случайно пологие складки) и ступенчатый (соответствующий перемещениям основания по крутопадающим сбросам).

Анализ первой обстановки привел к результатам, сходным с вычислениями У. Хефнера. По данным А. Р. Сэнфорда, первыми проявлениями разрушения в данном случае являются вертикальные трещины растяжения, возникающие у самой поверхности в осевой части формирующейся антиклинали (так как в этом месте растягивающие напряжения совпадают с максимальными значениями энергии деформации). В дальнейшем, как показывают и расчеты, и эксперименты, в той же части появляются крутопадающие сбросы, образующие грабены (рис. 158, а). В опытах зона сбросообразования не распространялась за пределы вершинной части антиклинали и проникала вглубь приблизительно до половины мощности моделей, что обусловлено границами распространения растягивающих напряжений (см. рис. 154). Если для проявления процесса разрушения (образование трещин растяжения) в обыкновенных осадочных породах достаточно воздымание порядка всего лишь нескольких метров (по расчетам 3,7—8,2 м) для блока мощностью 5 км (!), то уже распространение этого процесса на остальные участки повышенной энергии (например, близповерхностные интервалы в пределах синклиналей) потребует, вероятно, намного больших вертикальных перемещений. В проведенных экспериментах, несмотря на значительную амплитуду движения, этот процесс не наблюдался (см. рис. 158, а). Что касается формы поверхности сбросов над синусоидальными поднятиями основания, то нетрудно определить, что сбросы, ограничивающие осевую грабен, должны характеризоваться возрастанием падения книзу (см. рис. 154). Такое предположение

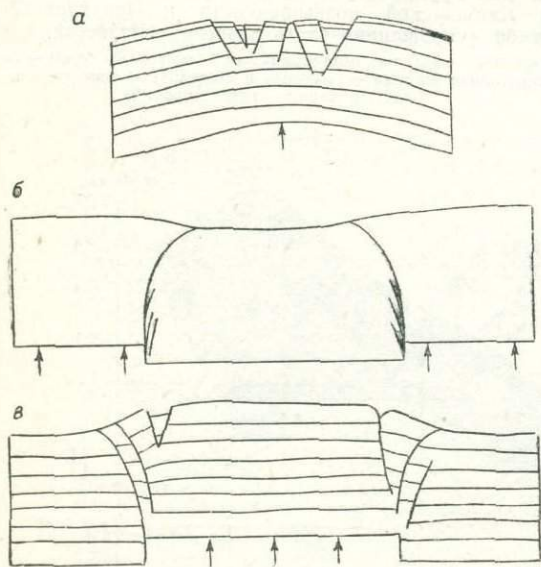


Рис. 158. Примеры результатов моделирования на песчаном материале с целью исследования влияния вертикальных движений фундамента на деформации в осадочном чехле, по данным А. Р. Сэнфорда [Sanford, 1959] с незначительными изменениями:

а — синусоидальные (антиклинальные) поднятия в фундаменте, б — грабен в фундаменте, в — горст в фундаменте

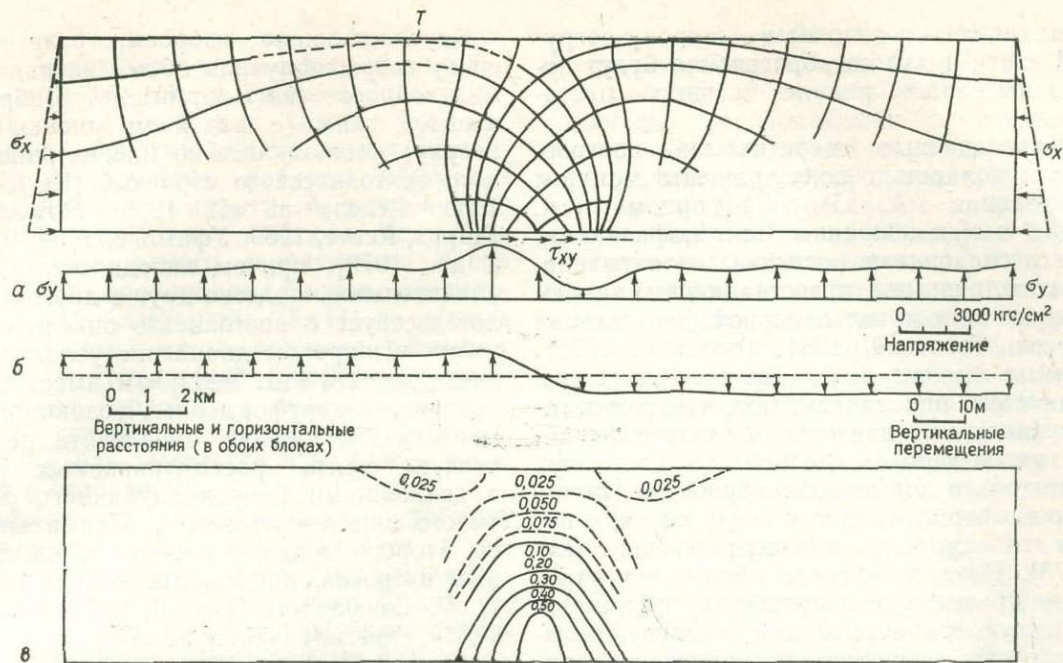


Рис. 159. Анализ влияния разрывного смещения в основании на блок пород в чехле [Sanford, 1959]:

*a* — крайние напряжения и поле напряжений внутри блока (траектории напряжений сжатия — сплошные линии, траектории напряжений растяжения — прерывистые линии), *б* — перемещения подошвенной поверхности блока, являющиеся причиной указанного поля напряжений, *в* — распределение энергии формоизменения (шкала изаритм\* в  $\text{кгс}/\text{см}^2$ )

\* изаритма — линия (изоплета), проведенная через точки на графике, в которых данная величина имеет одинаковое численное значение. — Прим. переводчика

подтверждается результатами опытов Г. Клоуса (см. рис. 176, в).

В реальных условиях сбросы, развитые в пределах антиклиналей и синклиналей, часто отличаются в деталях от представленных выше теоретических и экспериментальных моделей. Это происходит хотя бы потому, что пликативные деформации лишь частично имеют упругий характер и формируются в основном под влиянием не вертикальных, а горизонтальных сил и движений. Общие закономерности, как правило, подтверждаются, что и видно на примерах грабенов в сводовых частях антиклиналей (см. рис. 127) и описания грабена Верхней Нысы в работе Д. Дена [J. Den, 1969]. Концентрация глубоких сбросов (в данном случае с меняющимся во времени знаком движения) в крайних частях синусоидальных упругих изгибов описана С. Остафичуком [S. Ostaficzuk, 1973] в пределах территории Ливии.

Наиболее интересные результаты исследований А. Р. Сэнфорда, касающиеся последствий, которые проявляются в осадочном чехле в итоге смещений сбросового типа в основании (рис. 159). На основании изучения траекторий напряжений и распределения энергии деформации можно предполагать, что деформации осадочного чехла будут в данном слу-

чае концентрироваться в узкой зоне над сбросом в основании. За пределами этой зоны только в окрестности точки *T*, где действует растягивающее напряжение в условиях несколько повышенной энергии деформации, должны образоваться трещины растяжения, для возникновения которых при средних свойствах пород и мощности блока 5 км достаточно вертикальное перемещение 3,7 м. Такое же перемещение достаточно для того, чтобы в основании центральной (надсбросовой) зоны, в которой господствуют максимальные значения энергии деформации, возникли поверхности разрывов. Судя по траекториям, эти поверхности должны характеризоваться крутыми и вертикальными падениями на глубине и постепенным выполаживанием угла падения в направлении к поверхности (см. с. 102). Наличие зоны растяжения в кровле приподнятой части блока приводит к тому, что эти пологие участки разрывов отклоняются в сторону погруженной части, где напряжение с пологими траекториями представляет максимальное нормальное напряжение ( $\sigma_1$ ). В связи с этим направление перемещения по глубинному сбросу будет определять взбросовый характер разрывных смещений. Рядом с ними в приподнятой части блока сверху могут развиваться нормальные сбросы. Вероятно, они

будут наклонены в основном в сторону погруженной части и для их образования будут использованы более ранние трещины растяжения.

Вышеприведенные теоретические построения были полностью подтверждены методом моделирования А. Р. Сэнфордом (см. рис. 158, б и в) и советскими тектонофизиками, причем исследования последних охватывали, кроме того, разрывы, представляющие заключительную стадию пликативной деформации [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975]. Сделанные выводы имеют важное значение. Прежде всего они доказывают, что результатом вертикальных движений блоков в фундаменте какой-либо осадочной толщи могут быть не только нормальные сбросы, но также и взбросы, формирующиеся снизу вверх, с падением в сторону висячего крыла (см. рис. 178). Наклон взбросов вблизи поверхности, где траектории напряжений принимают ромбическую симметрию, соответствует типичным взбросам, возникшим под влиянием горизонтального давления. Таким образом, располагая лишь данными по неглубоким горизонтам, нетрудно попасть в заблуждение при интерпретации. Например, грабен, показанный на рис. 158, б, можно рассматривать в качестве структуры сжатия, в то время как в действительности он образовался под влиянием типичного грабена растяжения в фундаменте (см. рис. 178, а).

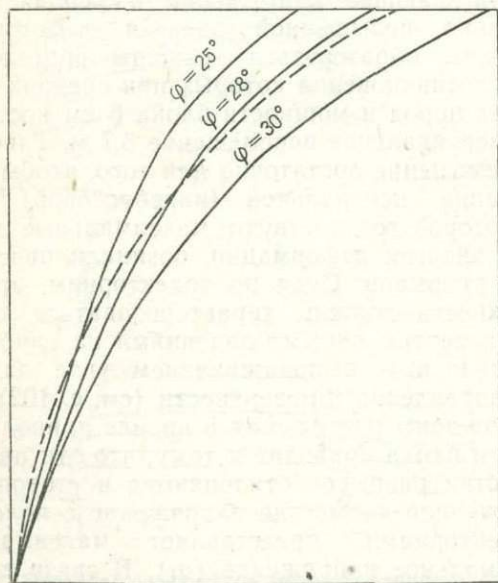


Рис. 160. Сопоставление форм поверхностей разрывов (вызванных разрывными смещениями в фундаменте), вычисленных теоретически для разных углов внутреннего трения  $\varphi$  (сплошные линии), с формой, полученной экспериментальным путем (штриховая линия) для  $\varphi = 28^\circ$  [Sanford, 1959]

Крутопадающие взбросы, развивающиеся снизу вверх, получили общее название *обратных взбросов* (англ. *upthrusts*). Взбросы описанного типа (с падением уменьшающимся кверху) наблюдались во многих районах разного тектонического строения [Kerr, Christie, 1965; Prucha et al., 1965; Howard, 1966; Phipps, Reeve, 1969; Уфимцев, 1969; Woodward и др., 1972], причем иногда они проявляют удивительное сходство друг с другом, что свидетельствует о постоянстве описанного механизма в широком диапазоне условий. Вполне очевидно, что этот механизм имеет особенное значение в платформенных условиях. Во многих случаях удалось проследить непосредственную связь рассматриваемых взбросов с движениями блоков глубинного основания (часто кристаллического). Нормальные сбросы второго порядка в висячем крыле обратных взбросов, предсказываемые теоретически А. Р. Сэнфордом [Lowell, 1970; Wagenbreth, 1963], описывались в поле и воссоздавались путем моделирования.

Рассмотренные закономерности свидетельствуют о том, что форма поверхности разрывных смещений, изученная на значительную глубину, может служить критерием определения генезиса разрывной тектоники на данной площади; взбросы, крутизна которых возрастает книзу, свидетельствуют о своем образовании под влиянием вертикальных движений в фундаменте, взбросы с крутизной, увеличивающейся кверху — о «типичном» образовании в поле горизонтального сжатия (с. 102 и 111). Следует учитывать и возможность осложнений, а в местах складчато-разрывной тектоники — возможные вторичные деформации первоначально «правильных» поверхностей разрывов. И наоборот, когда в каком-то районе изучен механизм разрывообразования, то до некоторой степени можно предполагать о распределении и глубинном распространении разрывов. Такой прогноз может быть осуществлен с большой дозой вероятности, если применять метод Хейнера — Сэнфорда к конкретным случаям, т. е. производить расчеты с учетом данных геометрических параметров и литологических свойств, как это проделал, например, Дж. Х. Хоуорд [Howard, 1966]. Это обосновано удовлетворительным совпадением форм поверхностей разрывов, определенных А. Р. Сэнфордом теоретически и экспериментальным путем (рис. 160).

Следует отметить, что в изучаемых А. Р. Сэнфордом случаях упругие свойства материала оказывали небольшое влияние на формирование поля напряжений. Решающая роль принадлежала пропорциям анализируемого блока. Экспериментами доказано,

чем меньше толщина модели, тем большей кривизной отличались поверхности взбросов и тем меньше был угол их падения вблизи поверхности. Констатируется также, что для пересечения взбросами модели на всю ее толщину (до поверхности) требуется перемещение в основании с амплитудой, равной  $1/20$  длины (в разрезе) этих взбросов. Если пропорции анализируемого структурного блока соответствуют пропорциям блоков, исследованных А. Р. Сэнфордом (5:1), то можно использовать его готовые решения, учитывая, что величины напряжений (энергия деформации) требуют пересчета с помощью соответствующего скалярного коэффициента (включающего модуль жесткости и величины перемещений в основании).

Специфическую механическую проблему представляют сбросы, образующиеся в результате уменьшения масс, подстилающих какой-либо структурный горизонт. К ним относятся, например, сбросы, ограничивающие грабены и прогибы, образованные над пустотами разного происхождения: бывшими магматическими очагами, опорожненными вследствие вулканической деятельности [Барышев, 1972]; пустотами, развитыми в процессах известнякового, гипсового или соляного карста. Ко второй группе можно отнести некоторые сбросы и грабены в мезозойских отложениях Польской низменности. Некоторые грабены такого типа стали местом накопления мощных буроугольных залежей миоценового возраста (см. схему развития котловины района Рогозно в Центральной Польше [Różycki, 1972]). Сюда относятся также «юные» и современные сбросы, образующиеся при выдавливании пород, имеющих низкую вязкость в сторону дневной поверхности (см. рис. 12,а). Подобные структуры трудно поддаются механическому анализу, так как нельзя детально охарактеризовать условия, сопутствующие их образованию. Для их изучения можно использовать богатейший опыт, накопленный в связи с исследованиями деформаций пород над подземными горными выработками [Satustowicz, 1965; Chudek, 1972; Gil, Litwinisyn, 1973]. Близкие проблемы возникают при изучении разрывов, образованных вследствие неравномерного уплотнения осадков [Carver, 1968]. Сбросы такого типа наблюдались в предгорье Польских Карпат [Kistow, 1965].

#### сдвиги

##### Условия образования

Типичные (вертикальные) сдвиги образуются в такой системе напряжений, когда ось промежуточного главного напряжения вертикальна ( $\sigma_2$ -давление вскрыши), а две осталь-

ных оси главных напряжений располагаются в горизонтальной плоскости (см. рис. 72). Такая система может возникнуть только под влиянием горизонтального тектонического сжатия. Она не может образоваться, например, вследствие общего поднятия, так как в этом случае вертикальное напряжение сохраняет постоянное преобладание над горизонтальными напряжениями (см. рис. 33). Охарактеризованная система напряжений возможна в более узком интервале условий, по сравнению с системами, при которых образуются сбросы, так как в данной системе как увеличение, так и уменьшение глубины (давление кровли) выше или ниже некоторой предельной величины приводит к потере вертикальным напряжением его промежуточного значения в пользу максимального или минимального напряжений и в результате этого — к образованию сбросов или взбросов.

Другое ограничение процесса образования сдвигов (и аналогичных вертикальных трещин скальвания) описал Н. Дж. Прайс [Price, 1959]. Выдвигаются два основных условия образования сдвигов: 1) вертикальное положение оси промежуточного главного напряжения, 2) величина разности напряжений, достаточная для разрушения породы.

Рассмотрим первое условие. Горизонтальные напряжения  $\sigma_y$  и  $\sigma_x$ , обусловленные действием вертикального гравитационного давления  $\sigma_z$ , можно вычислить, исходя из обобщенного закона Гука — формула (11). Если принять, что боковое расширение невозможно вследствие давления окружающих пород, следовательно  $\epsilon_y = \epsilon_x = 0$ , то из формулы (11) следует, что:

$$\sigma_y = \sigma_x = \frac{\sigma_z}{m-1}, \quad (36)$$

где  $m$  — число Пуассона. Когда на поле напряжений, обусловленное гравитацией, будет наложено горизонтальное напряжение тектонического происхождения  $c_y$  (действующее вдоль оси  $y$ ), то новые величины напряжений в горизонтальных направлениях будут составлять:

$$\sigma_y = \frac{\sigma_z}{m-1} + c_y, \quad (37)$$

$$\sigma_x = \frac{\sigma_z}{m-1} + \frac{c_y}{m}, \quad (38)$$

так как подставив в формулу (9) или (10) вместо деформаций выражение  $\sigma/\epsilon$  (в силу закона Гука), легко убедиться, что напряжения вдоль некоторой оси  $x$ , возникающее за счет напряжения, действующего по перпенди-

кулярной к ней оси  $y$ , связано с ним зависимостью:

$$c_x = \frac{c_y}{m}.$$

На основании уравнений (36), (37) и (38) можно вычислить, что вертикальное напряжение будет иметь промежуточное значение ( $\sigma_2$ ) между  $\sigma_y$  и  $\sigma_x$ , когда наложенное напряжение  $c_y$  будет располагаться в пределах:

$$\sigma_z \frac{(m-2)}{(m-1)} \leq c_y \leq \sigma_z \frac{m(m-2)}{(m-1)}. \quad (39)$$

Подставляя эти предельные величины в уравнения (37) и (38) и принимая, что  $\sigma_y = \sigma_1$ , а  $\sigma_x = \sigma_3$ , можно доказать, что максимальное отношение  $\sigma_1 : \sigma_3$ , достигаемое при соблюдении условия (39), определяется при:

$$\left( \frac{\sigma_1}{\sigma_3} \right)_{\max} = m - 1. \quad (40)$$

Второе условие образования сдвигов — достаточная величина разности напряжений для данной породы и при данных значениях  $\sigma_1$  или  $\sigma_3$  легко определяется с помощью конструкции Мора. Эту критическую величину можно выразить отношением  $\sigma_1 : \sigma_3$ . Н. Дж. Прайс вычислил ее для двух плотных песчаников, по которым одновременно были определены эмпирические значения числа Пуассона при разных  $\sigma_1$  (см. рис. 33). Получены следующие величины отношения  $\sigma_1 : \sigma_3$ , необходимые для разрушения при разных значениях  $\sigma_3$  (величины напряжений в кгс/см<sup>2</sup>).

$\sigma_3$	$\sigma_1$	$\sigma_1 : \sigma_3$
0	700	$\infty$
350	2100	6,0
700	3500	5,0
1050	4900	4,66
1400	6300	4,5

Сопоставим эти эмпирические значения  $\sigma_1/\sigma_3$ , необходимые для разрушения с соответствующими величинами числа Пуассона на рис. 33. Например, для  $\sigma_3 = 350$  кгс/см<sup>2</sup> величина  $m$  на этом графике соответствует 4, следовательно, первое условие образования сдвигов [уравнение (40)] требует, чтобы частное  $\sigma_1 : \sigma_3$  на данной глубине не превышало величины  $(m-1) = 3$ . А второе условие требует, чтобы это частное соответствовало 6. Подобным образом, для  $\sigma_3 = 1400$  кгс/см<sup>2</sup> (предельная величина для хрупкого разрушения в данных породах)  $m$  будет составлять около 3 (экстраполяция за пределы диаграммы), следовательно, первое условие требует:  $\sigma_1 : \sigma_3 \leq 2$ , второе же:  $\sigma_1 : \sigma_3 \geq 4,5$ . Эти противоречия доказывают, что в принятых условиях (всестороннее сжатие) сдвиги образоваться не могут. Для их возникновения необходимо увеличить величину отношения  $\sigma_1 : \sigma_3$  (в соот-

ветствии с первым условием), что может произойти лишь в том случае, когда напряжение  $\sigma_x$ , перпендикулярное к тектоническому сжатию  $\sigma_y$ , будет меньше, чем это следовало бы из действия гравитационного давления на данной глубине — уравнение (36). Тогда условие, описанное уравнением (40), получит другое, более высокое значение, зависящее от величины напряжения  $\sigma_x$ . Такая обстановка может проявиться только при горизонтальном растяжении (перпендикулярно к оси сжатия  $\sigma_1$ ) [Стоянов, 1970] или, что геологически наиболее обосновано, при расширении, обусловленном вертикальным воздыманием. Представленные рассуждения приводят к важному заключению, что образование типичных (вертикальных) сдвигов сопровождается обычно поднятием района разрывообразования.

Несмотря на перечисленные ограничения, типичные сдвиги не являются редкостью и по мере развития исследований им придается все большее значение. Одной из причин такого парадокса может быть не первичное, а вторичное происхождение сдвигов, обусловленное обилием вертикальных дизъюнктивных поверхностей (трещины растяжения, скола) в земной коре. Использование этих поверхностей для сдвигообразования возможно при тектоническом сжатии с соответствующей по отношению к ним ориентировкой (с. 53) или в итоге действия региональной пары сил. Вследствие проявления первого фактора сдвиги особенно часто наблюдаются в районах, претерпевших сильное горизонтальное сжатие (складчатые горы — рис. 161 и 196); второй фактор благоприятствует развитию сдвигов в зонах сочленения различных жестких элементов земной коры, которые часто передвигаются относительно друг друга (рис. 162 и 167). Вторичным происхождением, связанным с действием пары сил, характеризуются, очевидно, почти все сдвиги, поверхности которых явно отклоняются от вертикали. Образование таких сдвигов «первичным» путем возможно лишь в местных системах напряжений с наклонными осями  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  (моноклидная симметрия редкого типа), а их «вторичное» появление (вдоль ранее образованных наклонных трещин) в результате обыкновенного сжатия невозможно, так как в соответствии с формулой (32) в данном случае разрывообразование должно характеризоваться некоторой сбросовой составляющей. Некоторые сдвиги, наблюдающиеся на поверхности, являются производными глубинных сдвиговых перемещений в фундаменте (с. 142). В связи с тем что сдвигообразование использует часто существующие уже трещины, ориентировка и форма поверхностей сдвигов могут иметь

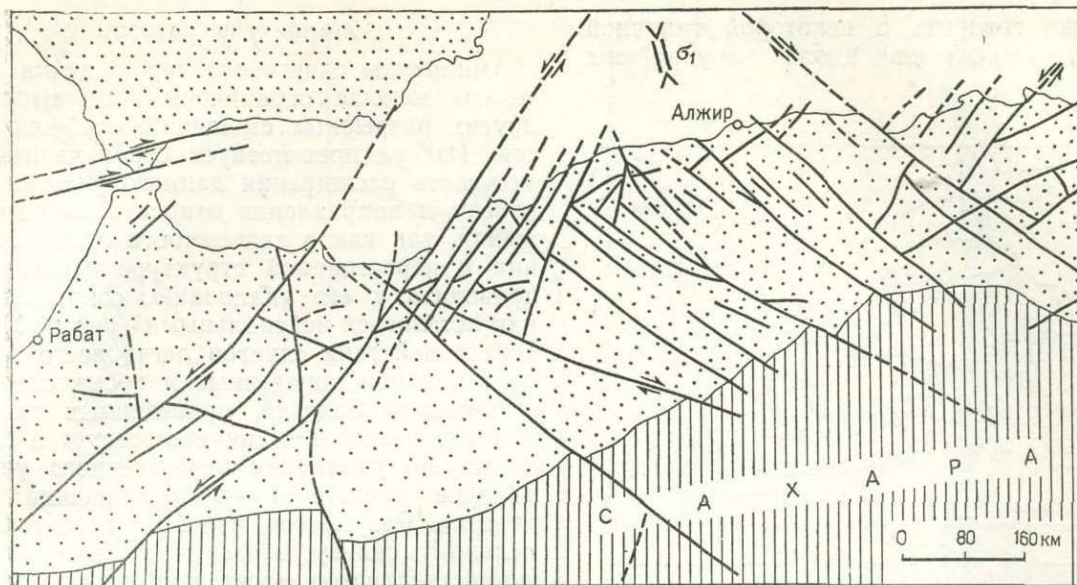


Рис. 161. Система сдвигов в горах Атлас, полученная на основании структурной карты П. М. Гочева [1976]. Вертикальные штрихи — Сахарская платформа, пунктир — горы Атлас и Южная Испания;  $\sigma_1$  — направление оси максимального главного напряжения во время сдвигообразования. Для крупных сдвигов указаны направления перемещения

в определенной степени «случайный» характер, не проявляющий прямых связей с местным полем напряжений. Однако линии сдвигов как вторичных, так и первичных не бывают неровными (зигзагообразными, волнистыми), как это часто наблюдается у сбросов и взбросов, ибо даже небольшое сдвиговое перемещение сглаживает местные неровности, в данном случае перпендикулярные к направлению движения. С другой стороны, имеются предпосылки, что некоторые сдвиги подверглись изгибу уже после своего образования [Greisd, 1974].

Сдвиги могут относиться как к хрупкому, так и вязкому типам. Первичные сдвиги платформенных областей чаще имеют происхождение первого типа, которому благоприятствует рассмотренное ранее расслабление в направлении оси  $\sigma_3$ . Поперечные сдвиги в складках, как правило, одновозрастны со складками и обычно относятся к вязкому типу. Крупнейшие сдвиговые дислокации Тихоокеанского пояса в пределах США, современная подвижность которых является предметом детальных исследований [Whitten, 1956; McKee, 1968], хотя и сопровождаются периодическими землетрясениями, но все-таки кратковременные фазы сотрясений чередуются с продолжительными периодами медленного перемещения со скоростью порядка 10 мм в год (сдвиг Сан-Андреас, см. рис. 162). Сходные темпы и характер перемещения отмечены в сдвигах Индонезии [Tija, 1970] и Атера в Японии [Suaimura, Matsuda, 1965]. Таким образом,

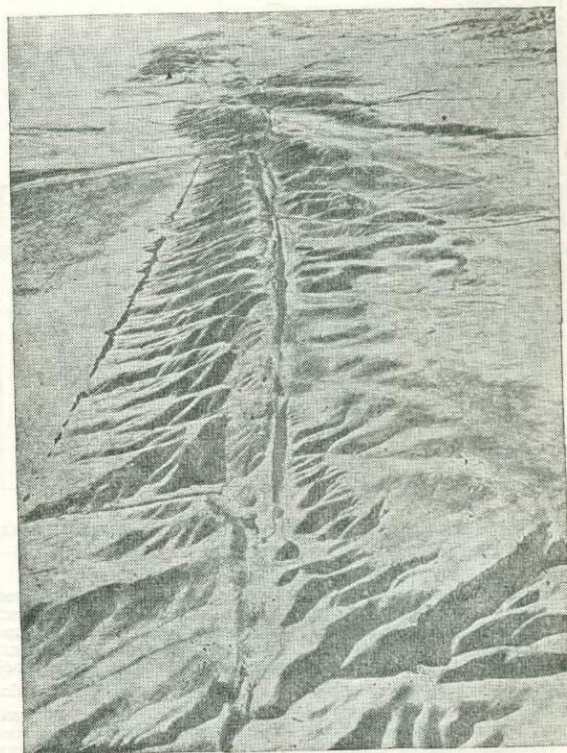


Рис. 162. Крупный сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии (вид с самолета на участок в 150 км севернее Лос-Анжелес) — тектоническая граница между Североамериканским континентом и Тихоокеанской плитой (фото Государственной геологической службы США)

можно уже говорить о некоторой типичной скорости\* движения вдоль крупнейших сдвигов.

### Амплитуды сдвигов

Амплитуды сдвигового перемещения значительно меньше ограничены, чем амплитуды других разрывных смещений, особенно сбросов. Им не препятствует ограниченная возможность расширения данного участка в поперечном направлении относительно оси движения, так как в зависимости от их отношения к пересекаемой структуре сдвиги могут приводить к его удлинению, сокращению\*\* или оставаться нейтральными (рис. 163). Этот аспект действия сдвигов легче всего оценить на основании поперечных и косых сдвигов — с помощью понятий, приведенных на с. 75: наличие сдвижения свидетельствует в данном случае об удлинении пересеченного участка, наличие переброса — о сокращении этого участка. Разумеется, что это относится к отдельному сдвигу; эффекты проявления совокупности сдвигов могут взаимно устраняться. В более широком масштабе развитию сдвигов, как смещений в горизонтальном направлении, не препятствуют ни ограниченные возможности перемещения блоков литосферы в более глубокие структурные горизонты с другими механическими свойствами, ни нарушения изостатического равновесия. С другой стороны, для образования сдвига, крылья которого в направлении смещения не соприкасаются со свободным пространством (атмосферой, гидросферой), необходимо компенсирование происходящего перемещения за счет сокращения размеров крыльев или прилегающих к ним участков. В редких случаях сдвиг может завершаться разветвлением или соответствующим изгибом [Freund, 1974]. В складчатых областях упомянутая *сдвиговая компенсация* осуществляется, вероятно, путем смятия крыльев сдвига (рис. 164) или примыкающих к ним участков. Это вовсе не значит, что образование сдвига в данном случае обязатель-

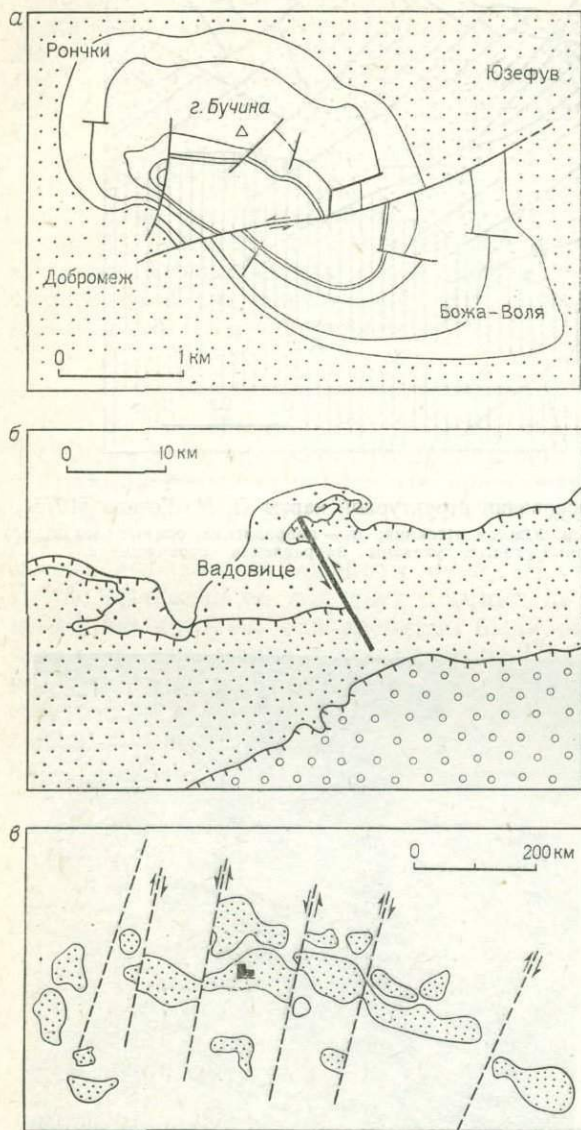


Рис. 163. Влияние косых сдвигов на удлинение (а) или сокращение (б) некоторого структурного элемента; (в) — без воздействия (поперечные сдвиги):

а — геологическая карта брахиантиклинали в районе Добромержа [Wartolowska, 1976]; белое поле — верхняя юра (нанесены некоторые литостратиграфические границы), поле с точечным крапом — средний и верхний мел; главный разрыв, удлиняющий протяженность выходов антиклинали, имеет характер сбросо-сдвига, б — тектоническая карта района Вадовице [Książkiewicz, 1972a]; кружки — Магурский надвиг, частые точки — Силезский надвиг, редкие точки — Субсилезский надвиг, белое поле — миоцен Предкарпатского прогиба; сдвиг обуславливает сокращение края Карпат, в — схема утесов в районе замка Чорштын [Grochowska — Piotrowska, Kibitlewski, 1974]; сдвиги, перемещающие участки зоны утесов, не вызывают ни удлинения, ни сокращения этой зоны (в направлении ее общего простирания)

\* Эта скорость в несколько раз больше средней скорости вертикальных движений в мобильных зонах [Tija, 1970].

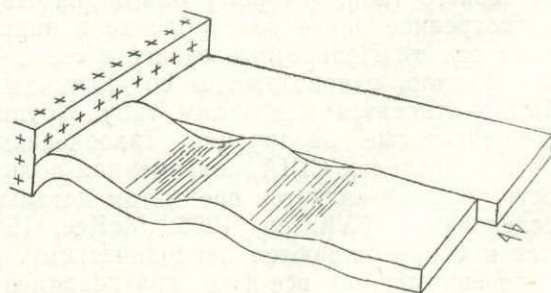


Рис. 164. Компенсация за счет смятия одного из крыльев сдвига

\*\* Принимая, конечно, что это сокращение является следствием, а не причиной образования первичных сдвигов. Так как в соответствии с изложенными уже данными для образования первичных сдвигов необходимо поперечное расслабление.

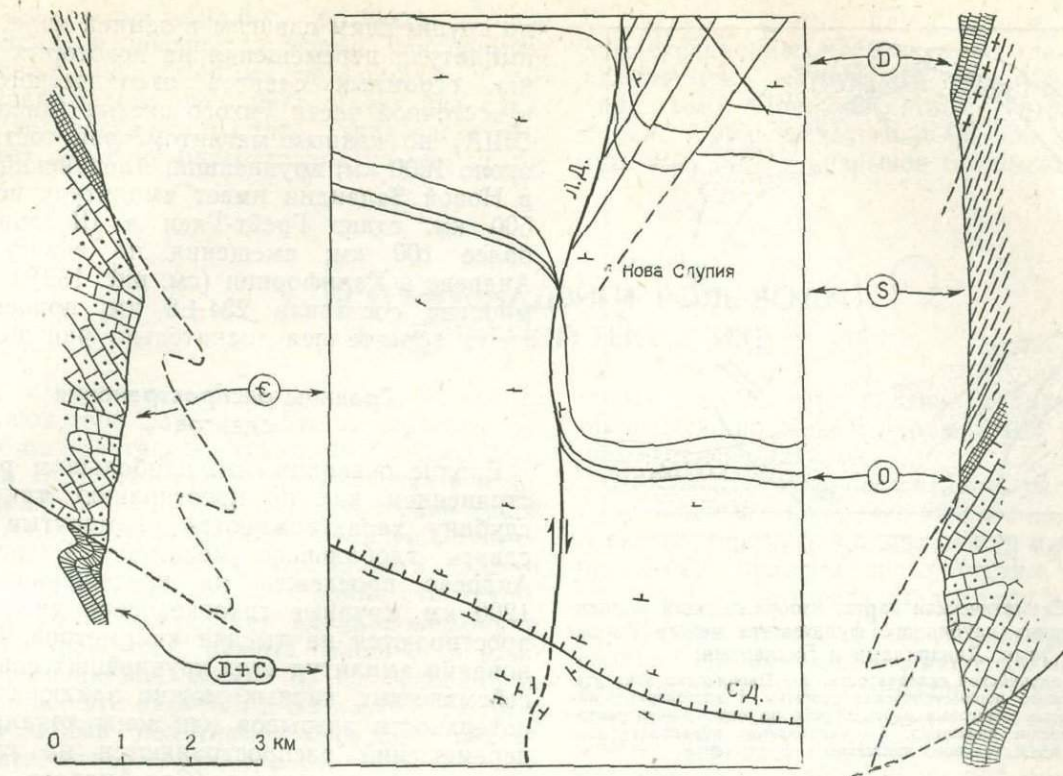


Рис. 165. Карта южного участка Лысогорской дислокации в Świętokrzyskich горах, Польша [Czapowski, 1957], и разрезы через два крыла этой дислокации — пример сдвиговой компенсации за счет тектонического сокращения. Линия разреза соответствует боковым краям карты. Буквенные индексы общепринятые. Сдвиговое перемещение восточного крыла поперечной Лысогорской дислокации (Л. Д.) к югу компенсируется на линии продольной Świętokrzyskiej дислокации (С. Д.), вследствие чего полоса кембрия в этом крыле резко сужается

но приводит к складкообразованию; известны случаи (например, в Юре), когда сдвиговые смещения являлись следствием неравномерного сокращения отдельных частей складок и обусловленных этим разрывов. К другим возможным способам сдвиговой компенсации относятся образование взбросов и надвигов (рис. 165 и 168), уплотнение пород или их стилолитизация вдоль вертикальных поверхностей (рис. 166). Сложной проблемой является геометрическое объяснение пересекающихся или сходящихся одновозрастных сдвигов\*: перемещения по таким поверхностям сдвигов должны создавать пустые пространства или вызывать дробление блоков между сдвигами. В связи с этим следует предполагать, что при сопряженных сдвигах один из них (или одна группа сдвигов) будет характеризоваться большей амплитудой. В некоторых случаях, как это доказано И. А. Майдановичем [1972], происходит одновременное перемещение по двум крупным сопряженным сдвигам, что приводит в итоге к надвиганию одного блока на

другой с образованием взброса. Одинаковое развитие сопряженных сдвигов, вероятно, возможно также и при попеременном перемещении по двум составляющим направлениям [Freund, 1974].

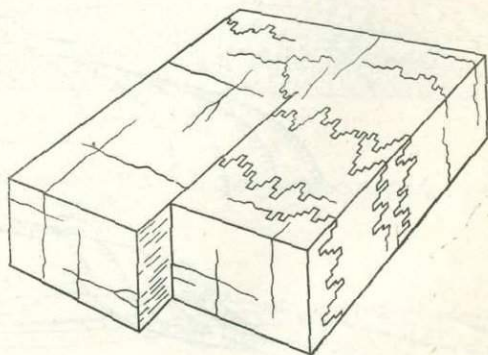


Рис. 166. Сдвиговая компенсация за счет тектонической стилолитизации (основано на реальных условиях в оксфордских известняках района г. Островец-Świętokrzyski)

\* Эти сложности в некоторой степени касаются и сбросов.

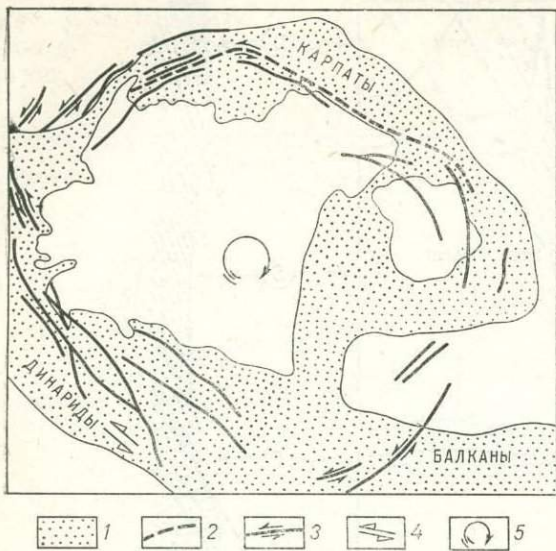


Рис. 167. Схематическая карта, изображающая концепцию «ротации» глубинного фундамента между Карпатами, Динаридами и Балканами:

1 — область альпийской складчатости, 2 — Пьенинская зона утесов, 3 — главные периметрические разрывы и достоверные или предполагаемые сдвиговые перемещения по ним, 4 — современные сейсмические движения, 5 — направление предполагаемого вращательного движения в фундаменте

Другой характер приобретает проблема компенсации при движениях крупных континентальных глыб и океанических плит или их больших частей. В данном случае компенсация может осуществляться в глобальном масштабе, например путем поддвига океанической коры под континентальную, образования новой коры и ее исчезновения (субдукция). Может даже оказаться, что компенсация будет в определенной степени излишня, если, скажем, принять гипотезу «ротации» некоторых глыб литосферы (рис. 167). В связи с этим амплитуды перемещения наиболее детально изучены

по крупнейшим сдвигам в земной коре. И так, амплитуда перемещения на некоторых участках огромных сдвигов океанического дна в восточной части Тихого океана (на широте США) по данным магнитометрии составляет около 1600 км; крупнейший Альпийский сдвиг в Новой Зеландии имеет амплитуду порядка 500 км, сдвиг Грейт-Глен в Шотландии — более 100 км; смещения по сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии (см. рис. 162) с конца миоцена составили  $234 \pm 8$  км, причем сам сдвиг образовался значительно раньше.

### Границы распространения сдвигов

Вполне очевидно, что наибольшим распространением как по простиранию, так и на глубину характеризуются упомянутые выше сдвиги глобального масштаба. Сдвиг Сан-Андреас прослежен на протяжении более 1200 км, крупные тихоокеанские дислокации простираются на тысячи километров. На основании амплитуд этих крупнейших сдвигов и сейсмических данных можно заключить, что поверхности разрывов или зоны локализации перемещений распространяются на глубину многих километров (Сан-Андреас — около 15 км) [Аки, 1968], иногда достигая поверхности Мохоровичича, а быть может и проникая в верхи верхней мантии. Следует полагать, что всякие сдвиги обладают большей способностью проникновения вглубь (а также вверх), по сравнению со сбросами и особенно взбросами с аналогичной амплитудой. Это объясняется таким образом, что затухание сдвига книзу и кверху и его смена пликативной дислокацией происходит значительно труднее, чем в случае других разрывных смещений. Затухание вследствие уплотнения пород в данном случае невозможно. В связи с этим круп-

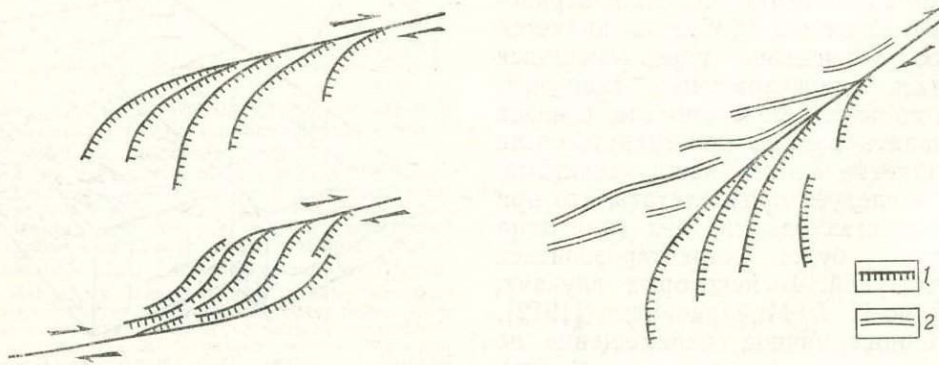


Рис. 168. Структуры, компенсирующие сдвиговое перемещение, образующие на концах сдвигов системы типа «конский хвост» [Буртман и др., 1963]; примеры, основанные на реальных условиях, наблюдаемых на территории СССР:

1 — структуры сжатия, 2 — структуры растяжения

ные сдвиги представляют большой интерес в отношении поисков полезных ископаемых, связанных с глубинными источниками рудообразования (см. рис. 207). Затухание сдвигов в горизонтальном направлении часто происходит путем их разветвления на ряд второ-

степенных сдвигов или сбросов и других компенсационных структур, создающих так называемую «структуру конского хвоста» (рис. 168). Подобного типа системы могут, однако, образовываться и на концах сбросов (см. рис. 119) и разрывов без смещения.

## У. КРУПНЫЕ НАДВИГИ. РОЛЬ ВОДЫ В РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКЕ

Как мы уже упоминали, надвиги не всегда начинают свое формирование со взбросов, да и вообще практически трудно основывать анализ на «исходной структуре», так как в отношении крупных надвигов установление такой структуры часто представляет неосуществимое задание. Нет сомнения, что надвиги следует рассматривать как дизъюнктивные структуры, так как в любом случае вдоль поверхности надвига происходит разрыв сплошности между перемещаемой массой и ее основанием. Однако все это касается и шарьяжей, поэтому между этими понятиями, очевидно, нельзя провести четкой границы, а различия сводятся лишь к масштабам развития этих структур. Так, например, В. Шван [Schwan, 1966] считает, что термин шарьяж следует применять к структурам с амплитудой более 5 км. Когда имеются явно выраженные признаки образования надвига как дальнейшего развития взброса, можно говорить о *взбросо-надвиге*. Вследствие большой амплитуды перемещения могут выступить фациальные различия между перемещенными массами и одновозрастными с ними породами автохтона и соседних надви-

нутых единиц. Это явление характерно для шарьяжей, но может наблюдаться и в крупных взбросо-надвигах.

В связи с этим дальнейшие рассуждения будут касаться не только взбросо-надвигов, но и всяких перемещений сплошных масс горных пород по пологим поверхностям, включая шарьяжи, поверхности скалывания и скольжения [Ksiazkiewicz, 1972a]. Амплитуды самых крупных шарьяжей превышают 100 км (например, каледонские шарьяжи в Норвегии — предположительно 160 км) [Ofstedahl, 1966]. Самые крупные амплитуды смещений, которые именуются еще надвигами\*, определяются десятками километров (надвиг Гларус в Швейцарских Альпах, рис. 169, — более 30 км). В среднем они чаще всего составляют несколько километров (надвиги Шотландии, надвиги в угольных бассейнах Западной Европы, Скалистых гор, Аппалачей — рис. 170). Примером промежуточных структур

\* Это касается, главным образом, англоязычной литературы, в которой термин «шарьяж» (nappe) вообще редко применяется. Литература альпийских стран использует этот термин даже в отношении небольших структур [Trüper, 1969].

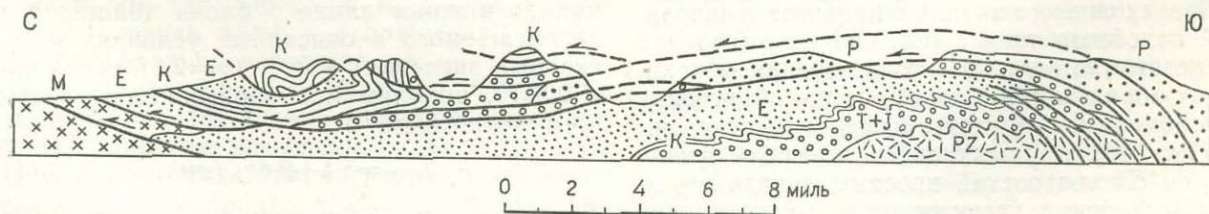


Рис. 169. Надвиг в Швейцарских Альпах, кантон Гларус [Oberholzer, 1933]. Видны второстепенные сдвиги и деформации в надвинутом элементе.

Буквенные индексы общепринятые

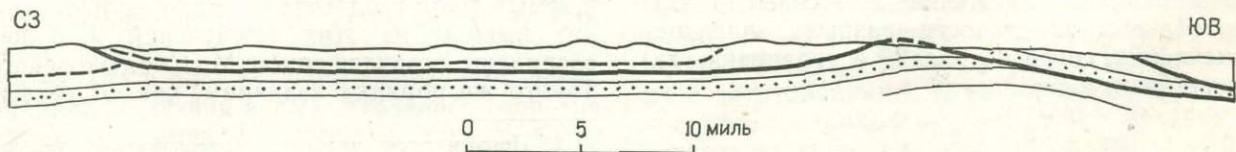


Рис. 170. Надвиг Пайн-Маунтен в Аппалачах (зарисовка автора по данным Р. Л. Миллера, Д. О. Фуллера) [Miller, Fuller, 1955].

Неувеличенный вертикальный масштаб позволяет заметить четко выраженный «слоистый» плоский характер надвига

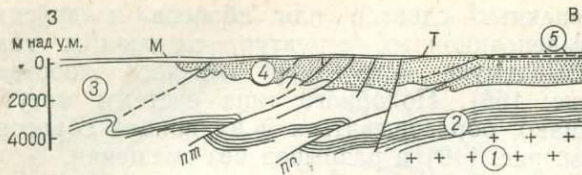


Рис. 171. Разрез через западную часть Верхнесилезского бассейна [Kotas, 1968]. Разрез показывает примеры взбросов, приближающихся к надвигам (с большой амплитудой). Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковые:

1 — кристаллические породы, 2 — девон, 3 — верхний перм и низы намюра А, 4 — краевые слои, 5 — седловые слои; Т — триас, М — миоцен; лп — Михалковицкий «надвиг», ло — Орловский «надвиг»

между взбросами и надвигами (наклон, характерный для взбросов, но амплитуды уже больше километра) являются так называемые надвиги Михалковицкий и Орловский на западном обрамлении Верхнесилезского бассейна (рис. 171), образовавшиеся под напором складчатых движений в Восточных Судетах. Мало данных имеется и о так называемом Свентокшиском надвиге у южного подножия Лысогор, по всей вероятности, это все же взброс с крутым наклоном и относительно небольшой амплитудой. Структурой регионального значения с амплитудой не менее 17 км является Рамзовский надвиг (называемый также Рамзовским покровом), составляющий границу между Средними и Восточными Судетами и выходящий на территорию Предсудетской зоны [Oberc, 1972]. Самые крупные фациально-тектонические единицы Внешних Карпат известны под названием шарьяжей скальвания или скольжения; их амплитуды определяются величиной не менее 26 км [Książkiewicz, 1972].

Происхождение крупных надвигов и шарьяжей подобного типа с момента их выявления представляло загадку с точки зрения механики их образования. Самые ранние объяснения ссылались на горизонтальное давление, но уже в 1909 г. выдающийся польский физик Марян Смолюховский простым доказательством отвергнул возможность перемещения жесткой пластины горных пород под действием такого давления. Элементарное условие скольжения свободной (не ограниченной в направлении движения) пластины по горизонтальной поверхности разрыва, лишенной сцепления, согласно рис. 77 и уравнению (22), имеет вид:

$$T = N\mu \text{ или } \tau = \sigma\mu,$$

где  $\mu$  обозначает в данном случае коэффициент внешнего трения скольжения\*. Если обозначить длину, ширину и толщину пласти-

ны через  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , средняя плотность ее материала через  $\gamma$ , а ускорение силы тяжести через  $g$ , то нормальная сила  $N$ , равная массе пластины, будет составлять  $N = abc\gamma g$ , касательная же сила, необходимая для приведения пластины в движение,  $T = abc\gamma\mu g$ . Касательная сила должна действовать на сечение площадью  $b'c$ , следовательно, давление, приходящееся на единицу этой площади, составило бы  $\tau = a\gamma\mu g$ , т. е. было бы равно массе столба из данной породы высотой, соответствующей длине рассматриваемой пластины  $a$ , умноженному на коэффициент трения. Этот коэффициент для плотных пород равен в среднем 0,5—0,6. Если принять длину пластины, например, 100 км и среднюю плотность пород 2,5 г/см<sup>3</sup>, то давление, необходимое для перемещения, должно достигать 12—15 тыс. кгс/см<sup>2</sup>, что в несколько раз превышает прочность на сжатие наиболее стойких пород (см. табл. 2). Это превышение критического давления над прочностью сохранится и при длине пластины в четыре раза меньшей (25 км); длина ряда перемещенных пачек горных пород значительно превосходит эту величину. Упомянутое превышение давления над прочностью означает, что действие такого давления на пластину вместо движения приведет к дроблению, а вероятнее всего к образованию взбросов вблизи места приложения давления.

В основу приведенных рассуждений положены некоторые упрощения. Так, например, не учитывается влияние окружающего давления, обусловленного массой пластины, на повышение ее прочности с глубиной. Все-таки порядок полученных величин правильно отражает реальные условия. Согласно вычислениям, проведенным с учетом окружающего давления [Hubbert, Rubey, 1959], максимальная возможная длина  $l$  блока толщиной  $h$ , перемещаемого в описанных условиях и при сходных значениях  $\gamma$  и  $\mu$  ( $\gamma = 2,31$  г/см<sup>3</sup>,  $\mu = 0,577$ ), приближенно определяется следующим уравнением:

$$l_{\max} = 5,4 + 2,6h \text{ (км)}. \quad (41)$$

Следовательно, блок толщиной 1 км может подвергаться перемещению, если его длина не превышает 8 км, блок толщиной 5 км — до 18,4 км. Намного большие мощности перемещаемых толщ геологически малореальны, значит выводы из этих вычислений в общем совпадают с заключением М. Смолюховского. Такого же порядка величины, как по уравне-

\* Принимаются наиболее благоприятные условия для скольжения. Если учесть сцепление, трение в состоянии покоя и фронтальное сопротивление, то потребуется несомненно большая касательная сила, необходимая для образования надвига.

нию (41) (почти в два раза меньшие), дали вычисления с учетом фронтального сопротивления [Raleigh, Griggs, 1963], сцепления [Hsii, 1969в] и касательных напряжений вдоль граней блока [Forristal, 1972].

Так как длина известных надвинутых толщ часто в значительной мере превышает указанные максимальные величины, то издавна предпринимались попытки объяснения образования надвигов, исходящие из предположения, что перемещение совершалось по наклонной поверхности под действием силы тяжести. Однако ввиду того, что величины коэффициента внешнего трения плотных пород составляют 0,5—0,6, то наклон поверхности надвигов, необходимый для свободного скольжения, должен достигать  $30^\circ$  ( $\operatorname{tg} 30^\circ = 0,577$ ), что не представляется возможным на протяжении десятков километров, занимаемых перемещенными толщами. Не спасает и предположение, что зона скольжения постепенно перемещалась в виде «волны вздутий» [Gignoux, 1948], так как склон этой волны в любом моменте движения должен иметь длину, при указанном наклоне\* не менее длины перемещающейся массы. В противном случае происходили бы разрывы или воздымания у фронта перемещающейся толщи, что наблюдается даже над небольшими неровностями поверхностей надвигов [Руженцев, 1970].

Как мы уже убедились, и «компрессионная» и гравитационная теории образования надвигов требуют более низких значений коэффициента трения, чем указанная величина. Такие предположения, указывающие на существенную роль высокопластичных пород (особенно глинистых) в качестве «смазки» вдоль поверхностей надвигов, выдвигали известные тектонисты. Лабораторные опыты показывают, однако, что коэффициенты внешнего и внутреннего трения даже в увлажненных глинистых породах не настолько низки, чтобы существенным образом ослабить указанные препятствия. Обстановка меняется, когда породы полностью насыщены водой и эта вода не имеет возможности мигрировать во внешнюю среду. В таких случаях нагрузка, перпендикулярная обводненному слою, почти полностью удерживается практически несжимаемой водой, и, таким образом, величина внутреннего трения снижается почти до нуля, а сопротивление сдвигу, вычисленное по формуле Кулона (25), равнозначно сцеплению материала в слое (обычно сниженному вследствие присутствия воды). Указанное сопротивление, например, в глинистых породах будет

очень низкое. В таком случае скольжение по плоскости слоистости может легко происходить вследствие сдвига в обводненном слое. Даже если этот слой, как особенно податливый, подвергнется почти полностью смещению, то достаточно будет тонкой глинистой оболочки, чтобы значительно снизить коэффициент трения. Его можно рассчитать, исходя из современных теорий мокрого трения, среди которых известно так называемое уравнение Табора:

$$\mu = \frac{s_i}{(P_m^2 - \alpha s_i^2)^{1/2}}, \quad (42)$$

где  $s$  — сопротивление сдвигу материала между поверхностями («смазки»),  $P_m$  — точечная твердость материала блоков, участвующих в скольжении,  $\alpha$  — эмпирический коэффициент.

Д. Керлиэлл [D. Carlisle, 1965] вычислил на основании уравнения (42) условия гравитационного скольжения надвига Робертс-Маунтенс в Скалистых горах по поверхности с наклоном  $2 \frac{1}{3}^\circ$  при наличии глинистого слоя

(насыщенного водой), в качестве «смазки» приняв  $\alpha = 10$ . Получено  $\mu = 0,0136—0,025$ , что представляет достаточно низкую величину для указанного скольжения — см. уравнение (22). По мнению этого исследователя, следует ожидать, что с уменьшением скорости скольжения и ростом температуры происходит дополнительное уменьшение трения. При подобных литологических условиях Р. К. Уилсон [Wilson, 1968] считает возможным скольжение даже при наклоне  $< 1^\circ$ .

Можно не сомневаться, что наличие слоя с низкой вязкостью в основании надвига, способного в данной обстановке проявлять ползучесть или обычное пластическое течение, обеспечивает возможность (при условиях, позволяющих на свободное перемещение) медленного гравитационного скольжения вышележащих пород даже без присутствия воды и при ничтожном наклоне, так как настоящая пластическая деформация и ползучесть после приведения в действие совершаются без всякой дополнительной нагрузки. О таком «пластическом» механизме надвигов писал М. Смолюховский [M. Smoluchowski, 1909]; этот механизм учитывался первыми исследователями шарьяжной тектоники в Альпах и в настоящее время он приобретает популярность [Laubscher, 1961; Hsü, 1969a, в; Kechle, 1970] в связи с затруднениями, возникающими при других объяснениях. В пользу этого механизма свидетельствуют сильные пликативные нарушения, наблюдающиеся иногда у основания надвигов [Руженцев, 1971], определенные экспериментально очень низкие значения  $\mu$

\* В отношении шарьяжей, образующихся за счет складчатости, проблема критического наклона их основания представляется несколько иначе (с. 220).

в таких минералах, как гипс или галит ( $\sim 0,1$ ) [Förster, 1967] и низкий предел пластичности (особенно у галита) [Laubscher, 1961] и, наконец, небольшая скорость перемещения многих надвигов. На основании наблюдений термических эффектов предполагается [Pierce, 1970], что время формирования надвигов редко составляло меньше года, а геологические предпосылки по альпийским и западнокарпатским шарьяжам [Tollmann, 1972] определяют скорость перемещения порядка нескольких мм/год. Предпринимались попытки математического определения условий образования «пластических» надвигов по данным наблюдений в Юрских горах [Laubscher, 1961] и в надвиге Гларус [Hsü, 1969 a].

Условия, благоприятствующие пластическому течению, господствовали лишь в некоторых «податливых» надвигах. Даже в тех местах, где ныне наблюдаются такие условия, в материале с малой вязкостью, вместо соответственно развитых пликативных дислокаций, часто наблюдаются структуры скольжения или трещины. Такие явления можно наблюдать, например, в Татрах, на контактах перемещенных (главным образом известняковых и доломитовых) блоков, глинисто-мергелистых пород альбского возраста. Признаки сильного разрушающего воздействия надвинутого блока на поверхности перемещения [Kegg, 1962; Pierce, 1966; Rosenfeld, 1963] свидетельствуют против господствующей роли пластического течения при перемещении. «Пластический» механизм, игравший, вероятно, основную роль при образовании многих перемещений покровного типа, не может быть приемлем для объяснения большинства «блоковых» надвигов, кото-

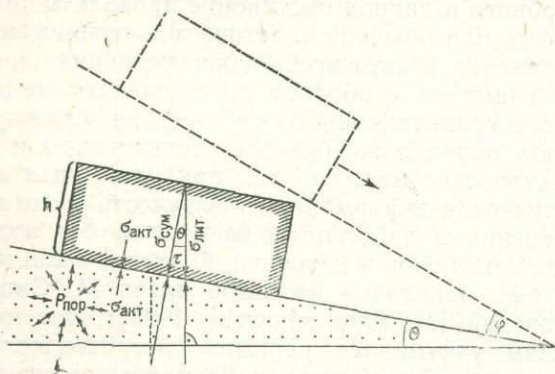


Рис. 172. Схема надвига, образующегося вследствие свободного гравитационного соскальзывания (без фронтального сопротивления). Если бы блок находился в положении, отмеченном прерывистой линией (на склоне с наклоном, равным углу внешнего трения, сухого  $\varphi$ ), произошло бы скольжение даже без участия поровой воды. При меньшем наклоне, равном  $\theta$ , для проявления скольжения необходимо поровое давление воды  $P_{пор}$  соответствующей величины. Дополнительные объяснения в тексте

рые, очевидно, формировались не так глубоко и с большей скоростью\*. Кроме того, насыщенная водой «смазка» между поверхностями, которая могла уцелеть при давлении, тоже существовала лишь в некоторых надвигах (межпластовые отрывы, соответствующие литологические и гидрогеологические условия). Поэтому приведенные объяснения механики надвигов далеко не достаточны.

Интересная, ныне уже классическая попытка такого объяснения более общего характера была предпринята М. К. Хюббертом и У. У. Раби [Hubbert, Ruley, 1959], развившими мысли К. ван Терцаги [Terzaghi, 1923]. Они исходили из предположения, что породы в основании крупных надвигов были насыщены водой. Как мы уже знаем, в таком случае для возникновения активного напряжения, которое реально действует в породе, следует из полного напряжения вычесть величину порового давления воды. Все же это касается лишь нормальных напряжений; касательные напряжения не уменьшаются, так как вода (как и другая жидкость) не передает почти никаких касательных напряжений. Следовательно, если в основании какой-либо надвинутой массы (сведенной для простоты в настоящем анализе к форме прямоугольного параллелепипеда) породы насыщены водой с поровым давлением  $P_{пор}$ , то, согласно формуле (16), активное напряжение  $\sigma_{акт}$ , перпендикулярное к этой поверхности, будет составлять:

$$\sigma_{акт} = \sigma_{сум} - P_{пор}, \quad (43)$$

где  $\sigma_{сум}$  — напряжение, перпендикулярное к поверхности надвига (рис. 172). Это суммарное напряжение при горизонтальной поверхности надвига равно литостатической нагрузке (возникающей за счет массы блока), которая составляет:

$$\sigma_{лит} = \gamma gh,$$

где  $\gamma$  — средняя плотность материала, слагающего блок (возможно, тоже насыщенного водой),  $g$  — ускорение силы тяжести,  $h$  — толщина блока. Если рассматривать условия гравитационного скольжения по поверхности с наклоном под углом  $\theta$ , тогда:

$$\sigma_{сум} = \sigma_{лит} \cos \theta = \gamma gh \cos \theta, \quad (44)$$

а касательное напряжение  $\tau$ , обусловленное массой блока, будет составлять:

$$\tau = \sigma_{лит} \sin \theta = \gamma gh \sin \theta. \quad (45)$$

Из формул (44), (45) следует, что:

$$\frac{\tau}{\sigma_{сум}} = \operatorname{tg} \theta. \quad (46)$$

\* Имеются данные о том, что некоторые надвиги образовались почти в молниеносном темпе [Pierce, 1966, Hsü, 1969b].

Если теперь вместо  $P_{\text{пор}}$  и  $\sigma_{\text{лит}}$  примем в расчетах постоянную  $\lambda$  (с. 34), то для наклонной поверхности надвига:

$$\lambda = \frac{P_{\text{пор}}}{\sigma_{\text{лит}} \cos \theta} = \frac{P_{\text{пор}}}{\sigma_{\text{сум}}},$$

следовательно:

$$P_{\text{пор}} = \lambda \sigma_{\text{сум}}.$$

Подставляя это выражение в (43), получим:

$$\sigma_{\text{акт}} = \sigma_{\text{сум}} - (\lambda \sigma_{\text{сум}}) = (1 - \lambda) \sigma_{\text{сум}}. \quad (47)$$

Как было уже доказано в формуле (22), общее условие проявления гравитационного скольжения имеет вид:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi,$$

где  $\varphi$  — угол внешнего трения (сухого). Подставляя в это выражение  $\sigma_{\text{акт}}$  по формуле (47), получим:

$$\tau = (1 - \lambda) \sigma_{\text{сум}} \operatorname{tg} \varphi.$$

Так как, согласно формуле (46),  $\tau = \sigma_{\text{сум}} \operatorname{tg} \theta$ , то можем записать:

$$\begin{aligned} \sigma_{\text{сум}} \operatorname{tg} \theta &= (1 - \lambda) \sigma_{\text{сум}} \operatorname{tg} \varphi, \\ \operatorname{tg} \theta &= (1 - \lambda) \operatorname{tg} \varphi. \end{aligned} \quad (48)$$

Это основное уравнение позволяет определить возможность свободного (без фронтального сопротивления) гравитационного скольжения по поверхности с наклоном  $\theta$ , в массе любых пород с соответствующей пористостью и с полным насыщением водой. Так как средние значения  $\varphi$  для горных пород составляют около  $30^\circ$ , то из уравнения (48) следует, что для скольжения при геологически реальных углах  $\theta$  необходимые значения  $\lambda$  близкие единице. Нормальное гидростатическое давление (за счет массы воды) так относится к среднему литостатическому давлению (при средней плотности пород), как 0,465 : 1 ( $\lambda = 0,465$ ). Для породы, характеризующейся  $\varphi = 30^\circ$ , критический угол свободного гравитационного скольжения составляет:

$\lambda$	0	0,2	0,4	0,6
$\theta$	$30^\circ$	$24,7^\circ$	$19,1^\circ$	$13,0^\circ$
Продолжение				
$\lambda$	0,8	0,9	0,95	1,0
$\theta$	$6,6^\circ$	$3,3^\circ$	$1,6^\circ$	(0)

Таким образом, геологически реальным условием гравитационных надвигов является поровое давление, превышающее гидростатическое давление на данной глубине. Такое давление ( $\lambda > 0,9$ ) действительно наблюдалось многократно в осадочных породах на разных глубинах и в разной тектонической обстановке. Оно обусловлено уплотнением обводненного осадка при быстром осадконакоплении или тектоническим сжатием. Последнее может создавать сама надвигающаяся масса, в особенности, когда ее мощность возрастает в обратном на-

правлении [Hubbert, Rubey, 1959]. В качестве возможных причин аномальных поровых давлений указываются влияния гидротермальных растворов [Blatt, 1962] и водяного пара [Laubscher, 1961b], осмотическое давление, связанное с разной соленостью вод [Hanshaw, Zen, 1965], и термическая потеря воды гидратизированными минералами — главным образом гипсом, монтмориллонитом, возможно слюдами, минералами группы серпентина и др. [Hubbert, Rubey, 1959; Laubscher, 1961a; Heard, Rubey, 1966], наконец, деятельностью бактерий [Laubscher, 1961b]. Легче всего аномальное поровое давление может создаваться, естественно, в сильно пористых породах, податливых к объемной деформации. Для сохранения же этого давления необходимо, чтобы сама обводненная порода или непосредственно окружающие ее породы были экранированы [Bredenhoef, Hanshaw, 1968]. Таким условиям больше всего соответствуют глинистые породы, поэтому и в данном случае они предрасположены к роли основания для крупных надвигов, а межпластовые срывы являются наиболее благоприятной структурной формой. Представленный механизм скольжения касается не только гравитационных надвигов, но и надвигов «сжатия»; при высоком значении  $\lambda$  в движение может быть приведены даже очень крупные блоки с низкой сопротивляемостью. Отдельной механической проблемой, тоже учитывающейся в изложенной теории, являются подводные надвиги. В данном случае дополнительным благоприятным условием является уменьшенная масса пород, погруженных в воду.

Опубликование теории Хьюберта и Руби вызвало оживленную дискуссию, которая продолжается до сих пор. Существенный вклад в развитие этой теории, имеющий также важное значение в анализе взбросов, внесли К. Б. Релей и Д. Т. Григгс [Raleigh, Griggs, 1963]. Они обратили внимание на то, что уязвимым местом рассматриваемой теории является принимаемое ею отсутствие сопротивления перед фронтом перемещающегося блока. Следовательно, эта теория прежде всего объясняет надвиги по ровной эрозионной поверхности. В отношении большинства надвигов, которые при движении должны были преодолевать на своем пути наклонные уступы, в расчеты следует внести поправки. Так как поверхность любого крупного надвига должна раньше или позже выйти на дневную поверхность, то основной формой «окончания» надвигов, которые при выходе на поверхность немедленно подвергались эрозии, должен быть взброс (см. рис. 147г и 173). Взбросы могут возникнуть и на пути следования надвига, и

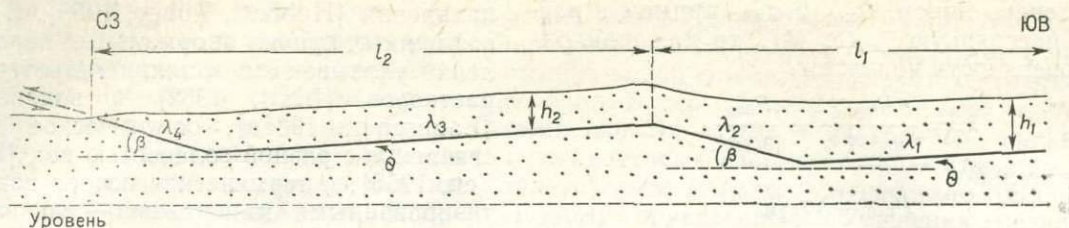


Рис. 173. Упрощенная схема надвига Пайн-Маунтен (см. рис. 170) — пример анализа надвига, перекрывшего взбросы «по пути» (без эрозии) и у фронта (с эрозией)

для анализа наиболее удобна такая обстановка, когда перемещающаяся масса, перекрывающая такой взброс, не подвергалась эрозии (рис. 173). Наблюдаются также и смешанные варианты. Все три случая были предметом анализа, проведенного К. Б. Релейем и Д. Т. Григгсом с точки зрения гравитационного скольжения «компрессионного» надвига по горизонтальной поверхности и такого же надвига вниз по наклонной поверхности.

Для основного случая надвига, завершеного взбросом, формула (48), определяющая возможность гравитационного соскальзывания, нуждается в некотором дополнении. По модифицированной формуле, величина критического угла  $\theta$  зависит не только от угла трения при скольжении  $\phi$ , порового давления в основании надвига (выраженного коэффициентом  $\lambda_1$ ) и в основании взброса (коэффициент  $\lambda_2$ ), но и от угла падения этого взброса  $\beta$  и пропорций всей надвигаемой массы, т. е. отношения ее длины  $l$  к мощности  $h$ . Этим параметрам в левой части рисунка 173 (изображающей рассматриваемый случай) соответствуют символы  $\lambda_3, \lambda_4, \beta, l_2$  и  $h_2$ . При средних геологических пропорциях  $l/h$  порядка 10—20 для учета фронтального сопротивления в виде взброса необходимо принять приблизительно удвоенную величину угла гравитационного скольжения (или соответственно большую величину порового давления). Чем больше длина надвигаемой массы по сравнению с ее мощностью, тем больше вероятность скольжения.

В случае надвигов, перекрывающих взброс, критический угол гравитационного скольжения  $\theta$  при высоких значениях  $\lambda$  будет приблизительно в два раза больше, чем  $\theta$  для скольжения, завершающегося таким взбросом. Максимальная длина перемещаемых блоков в данном случае будет тем меньше, чем больше их мощность. Выход на поверхность (без немедленной эрозии) очень мощных блоков по взбросам (с развитием впоследствии надвигов на эрозионной поверхности), по мнению указанных исследователей, невозможен с точки зрения механики. Однако это утверждение

оспаривалось в отношении некоторых надвигов [Piege, 1966].

Существенное возражение по отношению к теории Хьюберта и Раби сделал К. Дж. Хсю [Hsü, 1961 a, в]. Дело в том, что эти авторы пренебрегли в своих расчетах сцеплением [см. уравнение (25)], обосновывая это неодновременным развитием поверхности надвига в разных точках и в связи с этим основательным уменьшением сопротивления образуемому надвигу. К. Дж. Хсю последовательно критикует этот взгляд и доказывает, что реальные значения сцепления в осадочных породах (порядка 200 бар) самым существенным образом влияют на возможность образования надвига, если он не происходит по ранее образованной поверхности разрыва. Возникающие в данном случае препятствия при надвиговом перемещении наглядно иллюстрируются величинами критического угла гравитационного скольжения  $\theta$  (в градусах) при разных значениях  $\lambda$ , зависимиыми здесь от мощности надвигающегося блока  $h$  (см. критические углы по Хьюберту и Раби, с. 127). В скобках указаны величины  $\theta$  при сцеплении 30 бар.

$h$ (км)	$\lambda$		
	0	0,465	0,6
1	79(37)	73(24)	71(20)
5	39(31)	27(19)	23(14)
10	34	22	18
Продолжение			
$h$ (км)	$\lambda$		
	0,8	0,9	1,0
1	66(14)	64(11)	60(7,5)
5	17(8,1)	13(4,8)	10(1,5)
10	12	8	5

Из этого следует, что при геологически реальных мощностях надвигаемых толщ возможность самопроизвольного гравитационного перемещения в нетрещиноватых плотных породах со сцеплением 200 бар ничтожна даже при очень высоких поровых давлениях. По крайней мере для начального импульса движения необходимо проявление тектонического

давления. С момента отрыва надвиговой массы от основания сцепление исчезает, однако, как считает К. Дж. Хсю, величина первого выражения правой стороны уравнения Кулона не падает до нуля, а остается еще довольно значительной. По экспериментальным данным [Byerlee, 1967] она составляет для гранита 500 бар вдоль сухих поверхностей и 100 бар вдоль поверхностей, насыщенных водой; происхождением своим она обязана необходимостью сглаживания надвигом неровностей поверхности скольжения. После срезания неровностей наступает кратковременный эпизод ускоренного движения, при котором поверхности снова прижимаются друг к другу и движение приостанавливается до восстановления напряженного состояния, необходимого для нового перемещения. Такое *прерывистое движение* (англ. *stickslip motion*) привлекло внимание многих геологов [Byerlee, Brace, 1968; Byerlee, 1970; Brace, 1972], между прочим, и потому, что сопровождающие его *релаксационные колебания* [Solski, Ziemba, 1965] могут быть источником сейсмических толчков [Brace, Byerlee, 1966].

Так как влияние литологии пород и порового давления на прерывистое движение изучено пока в недостаточной степени, то вполне вероятно, что сцепление на поверхностях некоторых надвигов в осадочных породах с высоким поровым давлением было близко нулю [Brace, 1972] и в таких случаях надвиговое перемещение подчинялось закономерностям, описанным уравнениями Хьюберта — Раби. В том случае, когда заложение надвига предопределяется ранее образованной дизъюнктивной поверхностью (например, поверхностью напластования), то сдвигение с места и последующее перемещение надвиговой массы может произойти путем самостоятельного гравитационного соскальзывания, более или менее соответствующего параметрам, приведенным на с. 127, с возможными осложнениями вследствие необходимости преодоления препятствий. Предполагается [Hsü, 1969b], что из-за упомянутых препятствий, несмотря на отсутствие сцепления, движение не достигает катастрофической скорости. Наиболее вероятно, очевидно, обстановка промежуточного типа, между условиями, описанными М. К. Хьюбертом и У. У. Раби, и условиями, приведенными К. Дж. Хсю для сцепления 200 бар. Последний автор приписывает такие условия надвигам, образующимся путем сдвига и даже течения в слое, сцепление которого значительно ниже, чем в окружающих породах, и поддерживает мнение Х. П. Лаубшера [Laubscher, 1961], что закон Кулона справедлив и в данном случае (однако это нельзя считать

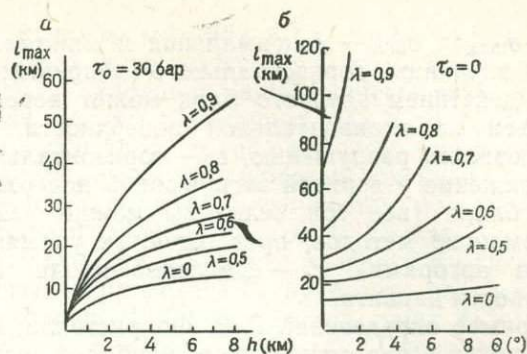


Рис. 174. Максимальная возможная длина  $l_{\max}$  надвигающегося элемента при разных значениях  $\lambda$  (см. текст) и при двух величинах сцепления вдоль поверхности надвига  $\tau_0$  [Forristall, 1972]:

*а* — надвиг по горизонтальной поверхности — зависимость  $l_{\max}$  от мощности надвигающегося элемента  $h$ , *б* — надвиг вниз по наклонной поверхности — зависимость  $l_{\max}$  от угла наклона поверхности  $\theta$  (мощность элемента здесь не имеет значения в связи с отсутствием сцепления)

доказанным). Вычисления, касающиеся таких условий, благоприятных для развития надвига, были проведены К. Дж. Хсю при сцеплении 30 бар, которое, как предполагают, соответствует условиям надвига в Юрских горах и надвига Гларус. Данные, определяющие угол самостоятельного гравитационного скольжения, приведены в таблице на с. 128.

Высказывались теоретические возражения против концепции Хьюберта и Раби, указывающие на неправильное объяснение физической стороны уравнивания нормальных напряжений поровым давлением [Беляков, 1968], пренебрежение напряжениями, возникающими в субстрате пород независимо от порового давления [Nur, Byerlee, 1971] и др. Однако более детальное ознакомление с этими возражениями приводит к заключению, что они имеют практическое значение лишь в некоторых крайних случаях. В последнее время Г. З. Форристалл [Forristall, 1972] обратил внимание на необходимость учета в вычислениях, не принимаемого до сих пор факта непараллельности траекторий главных напряжений к стенкам перемещаемого блока. Следствием этой непараллельности являются касательные напряжения (см. рис. 149), действие которых почти на 50% сокращает максимальную длину ( $l_{\max}$ ) надвигов, определяемую уравнениями Хьюберта — Раби и Хсю. На основании функции Эри Г. З. Форристалл составил следующее уравнение для  $l_{\max}$  при горизонтальном надвиге, являющееся одновременно некоторым обобщением данных, полученных указанными авторами:

$$l_{\max} = \frac{\sigma_{\max} + \sigma_0 - \sigma_{\min}}{2\gamma g (1 - \lambda) (\operatorname{tg} \varphi + 2\tau_0) h}, \quad (49)$$

где  $\sigma_{\max}$  и  $\sigma_{\min}$  — максимальная и минимальная величины горизонтального напряжения, под действием которого блок может перемещаться по горизонтальной поверхности, не подвергаясь разрушению,  $\sigma_0$  — горизонтальное напряжение у верхней загруженной поверхности блока (все три величины можно найти с помощью методов, предложенных упомянутыми авторами),  $\tau_a$  — сцепление вдоль поверхности надвига.

Пример определений Г. З. Форристелла, являющихся в настоящее время наиболее достоверными данными для оценки механической вероятности горизонтальных надвигов, представлен на рис. 174.

Несмотря на вышеуказанные существенные модификации в области механики крупных надвигов, первичная мысль М. К. Хьюбберта и У. У. Раби о первостепенном значении порового давления не только не потеряла своего значения, но даже его упрочила. Так как чем больше будет препятствий на пути надвигового перемещения со стороны морфологических преград, сцепления и касательных напряжений, тем более необходимое будет уменьшение трения. Концепция активных напряжений, являющаяся отправной точкой теории указанных авторов, нашла полное подтверждение в многочисленных трехосных испытаниях (с. 34); имеются и данные полевых наблюдений, показывающие, что в основании некоторых надвигов существовало ненормально высокое поровое давление [Masson, 1972]. По-вероятности, оно было причиной отдельных нарушений вдоль тектонических контактов в Татрах [Jaroszewski, 1957]. Механизм Хьюбберта — Раби в той или иной степени учитывается почти во всех новейших объяснениях образования крупных надвигов [Laubscher, 1961; Cady, 1968; Hsü, 1969a].

В связи с упомянутыми ограничениями чисто гравитационные объяснения тектоники надвигов высказываются сейчас очень редко [Wilson, 1968; Mudge, 1970], однако распространен взгляд, что масса пород, сдвинутая и несколько перемещенная под влиянием горизонтального давления, в дальнейшем (при соответствующем наклоне основания) перемещалась при частичном или даже решающем действии силы тяжести [Hsü, 1969a; Książkiewicz, 1972b]. Как в фазе горизонтального перемещения, так и в «гравитационной» фазе механическая сущность надвигового движения обусловлена в основном двумя факторами: аномально высоким поровым давлением в основании надвига и (или) присутствием литологических горизонтов, обладающих способностью пластического течения.

Представленные выше рассуждения, на

первый взгляд чисто теоретические, в сущности имеют важное значение не только в отношении проблемы надвигов, но и для всей механики разрывных смещений, и могут послужить примером определенного метода исследований, который, вероятно, со временем будет приобретать все большее значение. Полное насыщение пород водой, особенно при аномальном напоре этой воды, несомненно способствует развитию разрывных смещений различных типов, ибо, как мы знаем, касательные напряжения в этих условиях не изменяются, а нормальные напряжения, повышающие сцепления и трение (внутреннее и внешнее), уменьшаются. Отсюда следует, что разрывообразование может произойти без какого-либо изменения механических условий (тектонических сил, массы перекрывающих толщ), т. е. без всяких непосредственных диастрофических причин — единственно за счет роста порового давления, например вследствие повышения уровня грунтовых вод (следовательно, по гидрогеологическим причинам). Это необходимо для анализа разрывных смещений особенно неглубоких, пересекающих осадочные породы) и открывает обширное поле деятельности для исследований на стыке тектоники, петрографии, седиментологии и гидрогеологии. Возможно, что показателями огромной роли воды в разрывной тектонике служат часто наблюдающиеся ассоциации сбросовых и стилолитовых явлений в карбонатных породах (Jaroszewski, 1969; Arthaud, Mattauer, 1970). Подтверждением указанных теоретических предсказаний являются сбросы и сейсмические подвижки, как ответная реакция на просачивание в глубинные горизонты воды из современных водохранилищ [Balakrishna, Gowd, 1970; Nagi-wara, Ohtake, 1972] или реакция на нагнетание жидкостей в буровые скважины [Healy et al., 1970]. Появление или возрастание порового давления должно служить причиной образования более «хрупких» разрывов и более глубокого их распространения. По мнению Р. Тессера [Teisseyre, 1972a, в], гидротектонические процессы не ограничиваются изменениями нормальных напряжений, но охватывают также своеобразное смазывание поверхностей, способствующее перемещению блоков и развитию трещин.

Определения порового давления, вероятно производятся способом аналогии с современными условиями, в которых наблюдаются аномальные давления, и путем палеогидрогеологических анализов. Это способствует более полному изучению механики разрывных структур и решению ряда конкретных структурных проблем и даже некоторых задач

в области поисков полезных ископаемых [Phillips, 1972]. Немаловажное значение имеют рассмотренные проблемы и в горном деле, например для расчета устойчивости стенок и кровли горных выработок, проходимых в толщах, нарушенных разрывными дислокациями. Указанная проблематика находится в центре внимания инженерной геологии (гидротехническое строительство, оползни и др.).

Преыдушие рассуждения по проблеме надвигов касались перемещения верхнего надвинутого элемента. Не следует, однако, забывать, что надвиги, как и всякие дислокации, характеризуются относительным перемещением. Когда надвинутая масса имеет небольшие размеры по разрезу и в горизонтальном плане и если имеются предпосылки, что она перемещалась вниз по наклонной поверхности, то проще считать, что верхняя масса двигалась, а основание было неподвижным. В случае же крупных региональных перемещений масс по приблизительно горизонтальной

поверхности мы можем с такой же вероятностью предполагать, что происходило поддвигание (поддвиг; англ. underthrust) основания под вышележащую массу. В глобальном масштабе такой процесс происходит, очевидно, по краям некоторых континентов, где океаническая кора погружается под континентальную. Имеется много данных, свидетельствующих о том, что поддвиги в меньшем масштабе происходили, например, на Памире [Руженцев, 1971], в Юрских горах [Liniger, 1967] и Внешних Карпатах. Очевидно, что и в случае поддвигов не устраняются трудности механического объяснения крупных перемещений, так как, согласно III закону Ньютона, верхний блок в данном случае подвергается воздействию таких же сил, какие на него действуют при «активном давлении». Поэтому попытки выявить простые наглядные критерии, позволяющие различать оба типа надвигов [Link, 1928; Lovering, 1932], не увенчались успехом.

## VI. СИСТЕМЫ СБРОСОВ, ВЗБРОСОВ И СДВИГОВ

Рассмотрим основные совокупности разрывных смещений, не касаясь простых сопряженных систем, образующихся в связи с уже рассмотренными полями напряжений, и систем разрывов, сопровождающих складки, которые будут описаны совместно со складчатой тектоникой.

Характерными структурными формами, образующимися в итоге взаимодействия нескольких разрывных смещений, являются горсты и грабены. *Горст* (нем. Horst, англ. horst, faule ridge представляет структуру, ограниченную по крайней мере с двух сторон разрывными смещениями, поднятую относительно смежных участков; *грабен* (нем. Graben, англ. graben, fault trough) представляет линейную структуру, ограниченную по крайней мере с двух сторон разрывными смещениями, опущенную по отношению к смежным участкам. Соответствующие структуры, ограниченные лишь с одной стороны разрывом, представляют *половинный горст* (односторонний горст; нем. Halbhorst) и *половинный грабен* (односторонний грабен; нем. Halbgraben). Изометрическая структура, опущенная по разрывам, представляет собой *впадину* (нем. Senkung). Крупные грабены, прослеживающиеся в континентальном или глобальном масштабе, получили название *рифтов* (англ. rifts).

Разрывные смещения, образующие горсты и грабены, чаще всего представлены сбросами (рис. 175), однако известны структуры, обрамленные взбросами (см. рис. 178), образование которых, как мы уже знаем, происходит не обязательно под влиянием горизонтального сжатия. Горсты и грабены могут быть ограничены и сбросо-сдвигами. В таких случаях высота горста или глубина грабена составляют лишь часть полной амплитуды перемещения. Сами сдвиги не могут создавать указанных структур (хотя эти структуры часто формируются как вторичное последствие сдвигов), так как разрывы с перемещением крыльев перпендикулярные поверхности отрыва (см. рис. 107) еще не могут быть названы горстом или грабеном. Под этими терминами подразумеваются вертикальные смещения крыльев сбросов.

В связи с тем что сбросы в преобладающем большинстве имеют гравитационное происхождение, то абсолютное перемещение по их поверхностям состоит в том, что движется опущенное крыло, а поднятое крыло находится в состоянии покоя (если оно одновременно не является опущенным крылом соседнего сброса). Следовательно, горсты, ограниченные сбросами, представляют «пассивные» структуры, образованные за счет опускания смежных участков (чаще всего грабенов).

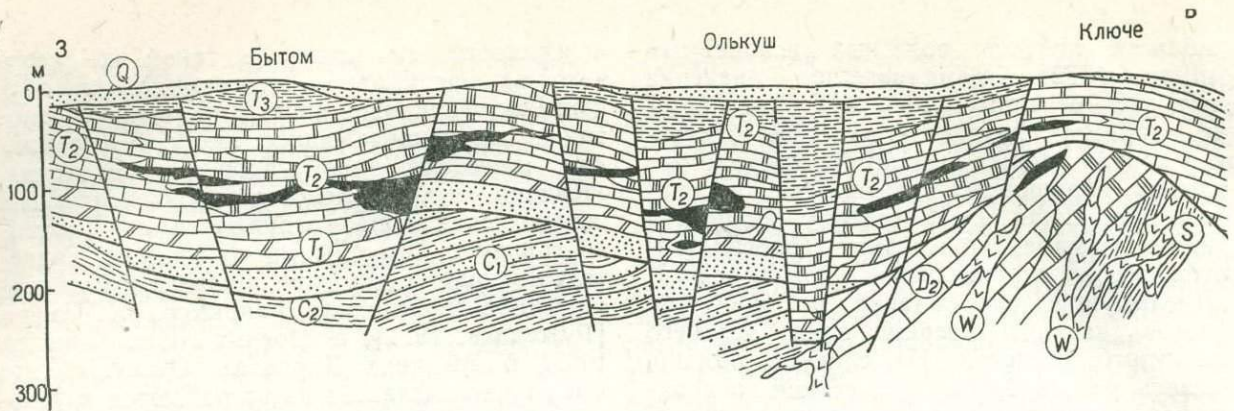


Рис. 175. Разрез через Силезско-Краковский рудный район [Ekiert, 1970] — пример группы горстов, ограниченных нормальными сбросами (примечание: из-за увеличенного вертикального масштаба поверхности сбросов на разрезе более крутые, чем в действительности):

S — силур, D<sub>2</sub> — средний девон, C<sub>1</sub> — нижний карбон (визе), C<sub>2</sub> — верхний карбон, T<sub>1</sub> — нижний триас, T<sub>2</sub> — средний триас, T<sub>3</sub> — кейпер — рэт, Q — четвертичные отложения; W — порфиры и диабазы; затушеванное — свинцово-цинковые рудные тела

«Активно» образовавшиеся горсты, возникшие вследствие блокового поднятия фундамента, как правило, обрамлены взбросами. Такие горсты встречаются значительно реже, поэтому основным предметом тектонического анализа в данной группе структур являются не горсты, а грабены. В рифтовых зонах все же довольно часто встречаются активно поднятые по поверхностям нормальных сбросов горсты и половинные горсты. По всей вероятности, это обусловлено использованием ранее образованных гравитационных сбросов [Gloos, 1932].

Грабены, ограниченные сбросами с одинаковыми амплитудами смещения, представляют симметричные структуры, но часто встречаются и несимметричные грабены, образованные сбросами разного порядка (см. рис. 175), особенно обратными сбросами, вторичными по отношению к главной дислокации (см. рис. 137). Причиной асимметрии может быть также проявление генеральной

пары сил в вертикальной плоскости во время образования грабенов [Gloos, 1968]. Сбросовые поверхности в обрамлении грабенов формируются в соответствии с рассмотренными закономерностями, зависящими главным образом от характера поля напряжений. Наглядным примером их образования являются доходчивые простые эксперименты Г. Клооса (рис. 176). Поверхности сбросов по краям типичных гравитационных грабенов, образовавшихся в этих экспериментах в результате раздвигания двух пластин в основании, выколаживаются книзу (рис. 176, а и б) [Gloos, 1968]. Причем, когда раздвигание происходило быстро, а следовательно сильно действовало горизонтальное перемещение в нижнем интервале глинистой глыбы, то выколаживание книзу проявлялось более четко. Образование дугообразных поверхностей сбросов сопровождалось развитием многочисленных обращенных сбросов (рис. 176, а). Сбросы, обрамляющие грабен, образовавшийся над

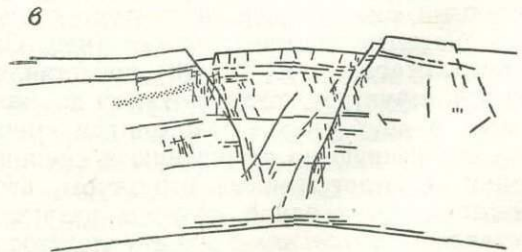
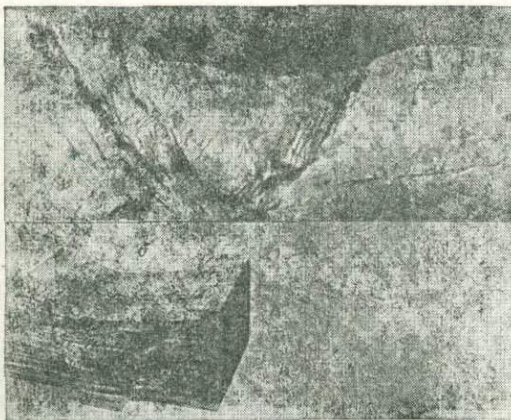


Рис. 176. Экспериментальные модели грабенов во влажном суглинке [Cloos, 1936].

Условия экспериментов: а — раздвигание двух пластин в основании (15 мин), б — раздвигание двух пластин в основании (20 час), в — надувание шара в основании

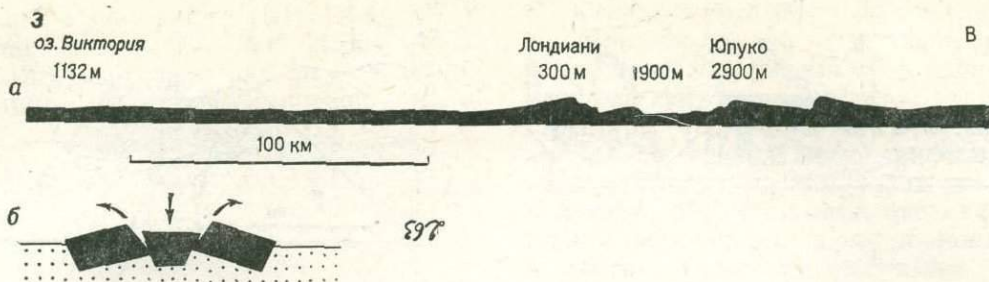


Рис. 177. Антитетические повороты окраин крупных африканских грабенов (а) и возможное механическое объяснение — предположение, что блоки плавают в густом материале (б), по: а — по Г. Кренкелю [Krenkel, 1925]; б — по С. Таберу [Taber, 1927]

надуваемым шаром (рис. 176, в), в соответствии с результатами анализов У. Хефнера и А. Р. Сэнфорда, характеризуются обратной кривизной, которая книзу увеличивается. И в данном случае, вследствие растяжения при надувании шара, возникли отдельные обращенные сбросы.

Характерной чертой грабенов последнего типа являются резко выраженные, как будто дополнительно приподнятые края, что можно наблюдать часто и в естественных условиях, например во многих африканских грабенах (рис. 177, а). Это натолкнуло на мысль [Taber, 1927; Cloos, 1932], что смежные с грабеном блоки, «плавающие» в более тяжелом основании, подвергаются самопроизвольному изостатическому перемещению (рис. 177, б). Разумеется, это возможно при проникании разрывов на большую глубину и, следовательно, такие разрывы должны сопровождаться вулканогенными процессами (что и свойственно некоторым африканским грабенам). Во многих случаях упомянутое явление можно объяснить тектоническим воздыманием площади до образования грабена (см. ниже) или поворотом блоков вдоль искривленных поверхностей сбросов.

Грабены и горсты, образованные взбросами (нем. Keilgrabens, Keilhorsts), как показывают опыты А. Р. Сэнфорда, часто формируются (вероятно, в большинстве случаев) в итоге вертикальных блоковых движений фундамента (см. рис. 158, б и в). Структуры этого типа менее многочисленные по сравнению с предыдущими, но все же встречаются довольно часто (рис. 178, а, б, в). Признаки такого происхождения наблюдаются, например, в грабенах и горстах, развитых по краям Свентокшиского антиклинория, сформировавшегося в послемеловое время. В некоторых разрезах наблюдается симметрически противоположная, направленная в сторону от оси массива вергентность\* взбросов. Грабены

\* Вергентностью в отношении взбросов и надвигов мы называем направление перемещения поднятого (верхнего) блока по отношению к нижнему.

рассматриваемого типа известны, кроме того, в районе Плоньска [Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970] и Олькуша [Haranczyk и др., 1971] (см. рис. 178). Типичные примеры описаны в ряде работ [Kerr, Christie, 1965; Prucha и др., 1965; Уфимцев, 1969].

Издавна высказывается мнение (Taber, 1927), что грабены образуются вследствие вдавливания блоков под действием бокового давления («рамповая теория» — англ. ramp theory; рис. 179). В прошлом это мнение принималось для объяснения крупных грабенов Восточной Африки, Красного моря и Палестины. В настоящее время общепризнано, что в этой части земной коры располагается рифтовая зона [Милановский, 1969; Вигек, 1970; Шис, 1970]. Много аргументов, противоречащих гипотезе сжатия, высказал С. Тейбер [Taber, 1927]. Тем не менее следует полагать, что горизонтальное сжатие принимало участие в формировании некоторых грабенов и впадин. К таким структурам можно отнести, например, ряд участков Предкарпатского прогиба, непосредственно примыкающих к Карпатам, а также прогиб, представленный на рис. 178, в.

Картографические изображения многих грабенов проявляют удивительное сходство, выраженное характерными разветвлениями этих структур на концах (рис. 180). Г. Клоос [Cloos, 1939] использовал этот факт в качестве одной из предпосылок давно уже высказанной теории [Taber, 1927] о происхождении многих грабенов за счет растяжения в сводовых частях куполовидных поднятий (по принципу экспериментов с надуваемым шаром). Разветвления на концах грабенов в данном случае отражают разветвление зоны максимального растяжения в периклинальных частях поднятий (см. рис. 180). Эта теория вызвала ряд возражений [Милановский, 1970; Picard, 1970 и др.]; доказывалось, что поднятие периферических частей некоторых рифтов представляет вторичный эффект [Милановский, 1969; Cloos, 1932], обусловленный, возможно, нагреванием со стороны магмы, 133

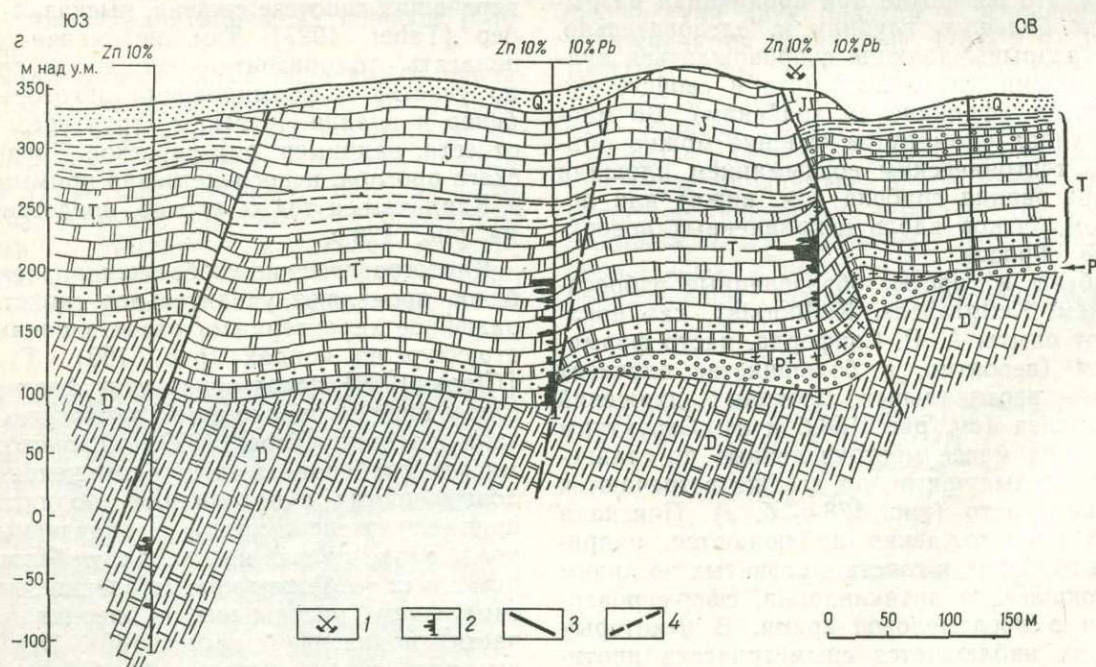
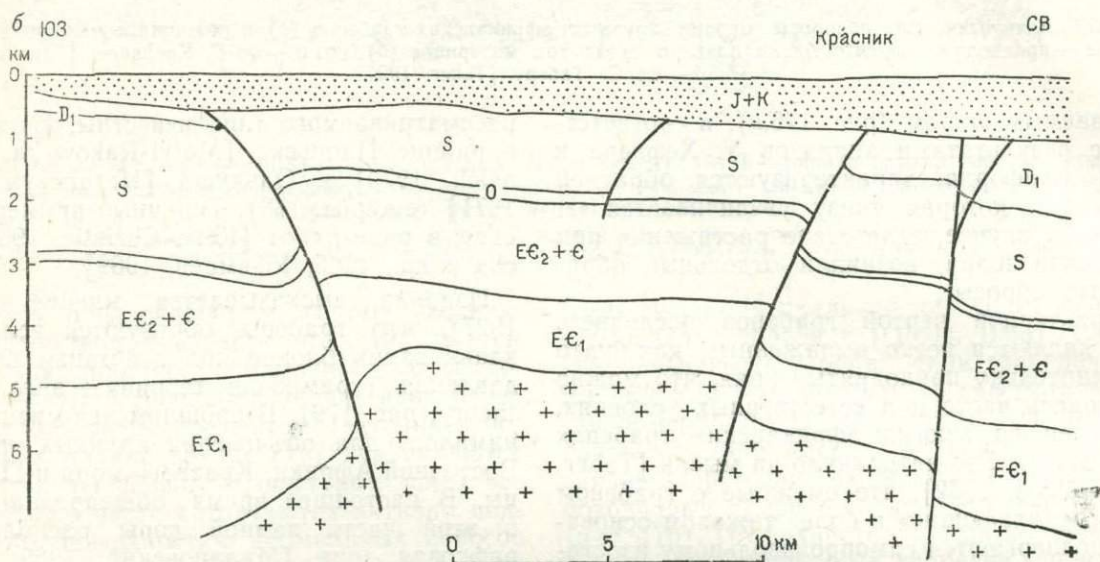
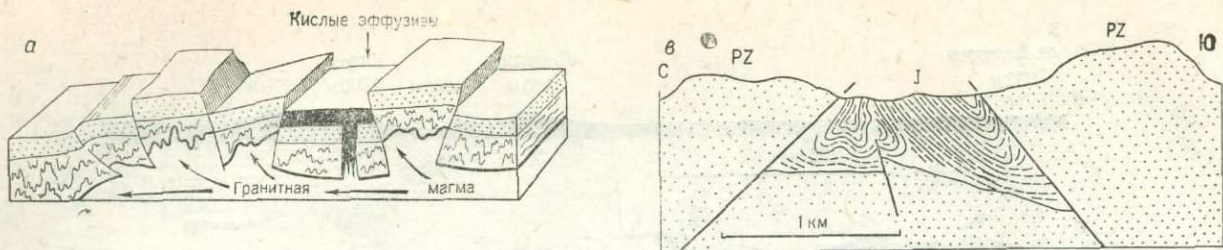


Рис. 178. Примеры тектонических структур, ограниченных взбросами:

*a* — район Канберры в Австралии [Noakes, 1957] — разрывы, связанные с магматической деятельностью; *б* — горст в окрестностях Красника в Люблинском регионе, юго-западная часть Польши (по В. Пожарискому [Pozaryski, 1970], с изменениями), связанный с воздыманием: крестики — предбайкальский кристаллический фундамент.  $E_{Є1}$  — эокембрий,  $E_{Є2+Є}$  — венд и кембрий; *в* — Тамынгенский грабен в Туркестане [Казимиров, 1954], связанным с горизонтальным сжатием; *г* — грабен Ключе-Ярошовец в Ольшукском рудном округе, южная часть Польши [Nagaiczuk et al., 1971], образовавшийся, вероятно, в результате вертикальных подвижек блоков фундамента: 1 — рудник Рудница, 2 — буровая скважина с отмеченными содержаниями свинца и цинка, 3 — достоверный разрыв, 4 — предполагаемый разрыв.  
Буквенные индексы общепринятые

проникающей в зону рифта [Osmaston, 1971]. Исследования последних лет [Illies, 1970; Norgood, 1970] показали ряд фактов, свидетельствующих в пользу основной мысли

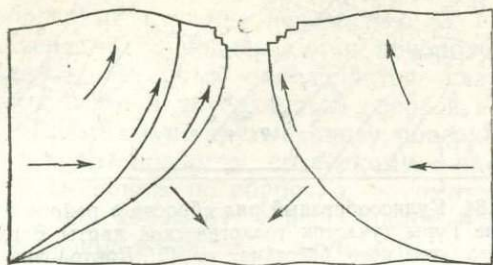


Рис. 179. Схема «рамповой теории» образования грабенов [Koberg, 1942]

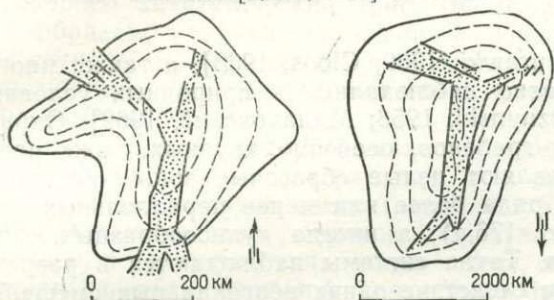


Рис. 180. Сопоставление Верхнерейнского грабена (слева) с грабеном Красного моря (справа), приведенных к одинаковой величине и ориентировке.

Грабены представлены на фоне Рейнского поднятия и Аравийско-Нубийского щита [Cloos, 1932]

Г. Клооса и его предшественников, однако с той оговоркой, что лишь некоторые грабены и рифты можно увязывать с поднятиями, заметными на поверхности. Другие крупные структуры могут быть обязаны своим происхождением линзовидным «рифтовым подушкам» (англ. rift cushions) под подошвой земной коры, образующимся, очевидно, под действием восходящих конвекционных течений в мантии. Такое линзообразное тело было выявлено геофизически в основании Рейнского грабена [Illies, 1965]. В последнее время было высказано предположение (Meyerhoff, 1972), что срединно-океанические рифты связаны с глубинными раздувами астеносферы. Вполне вероятно, что некоторые рифты сформировались или формируются до сих пор под действием прямого растягивания (без участия поднятий и «рифтовых подушек»), очевидно под влиянием конвекционных течений [Ушаков, Красс, 1969]. Следует полагать, однако, что обыкновенные грабены образовались в связи с региональными поднятиями площади [Shubert, Cebull, 1971].

На геологических картах и разрезах грабены и горсты изображаются обычно в виде единых опущенных или поднятых блоков. в то время как в действительности они часто пересечены густой системой второстепенных сбросов, как правило параллельных главным краевым дислокациям (рис. 181). Внутри гра-

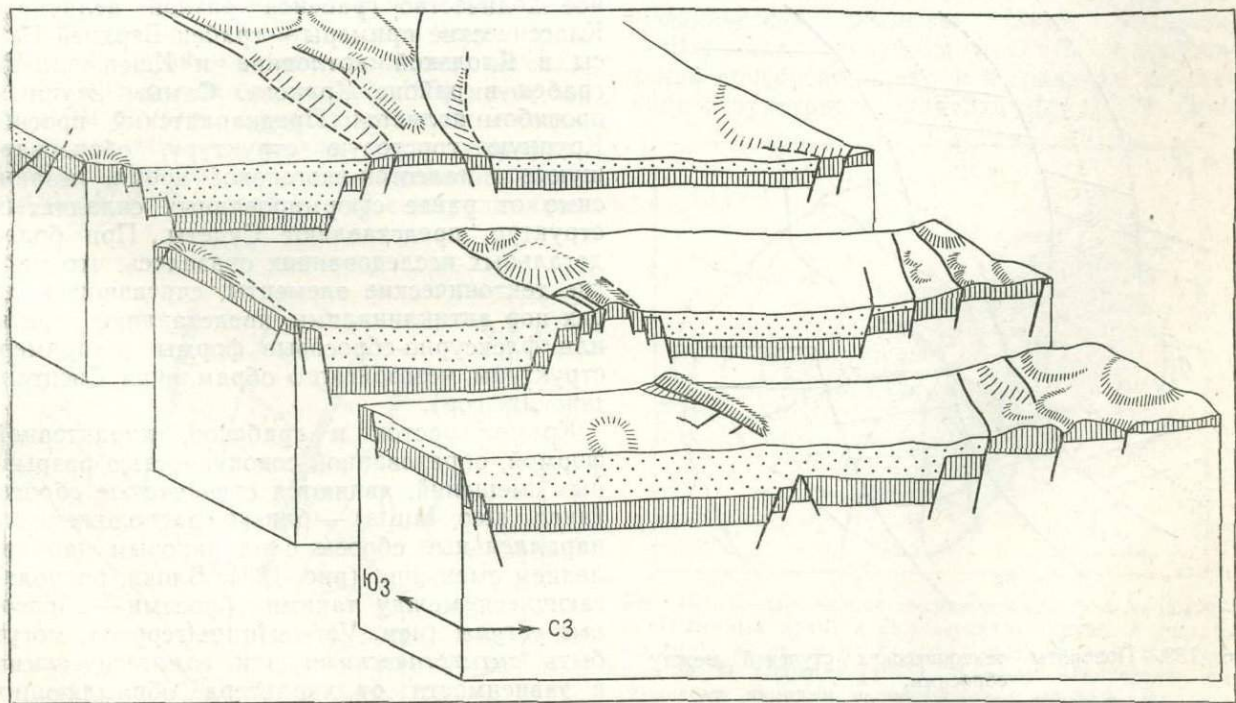


Рис. 181. Строение центральной части Предкарпатского прогиба западнее Кракова (по С. Джулинскому [Dzuliniski, 1953], с изменениями)



Рис. 182. Ступенчатые сбросы в районе с. Костша под Краковом [Gradziński, 1960]

бенов часто могут возникать и второстепенные горстовые структуры. Разрывные смещения в пределах грабенов изучены слабо, так как обычно они скрыты под толщами отложений, накопившимися после образования грабенов. Такие структуры были воспроизведены экспериментальным путем, исследуя движения частиц внутри формирующегося грабена

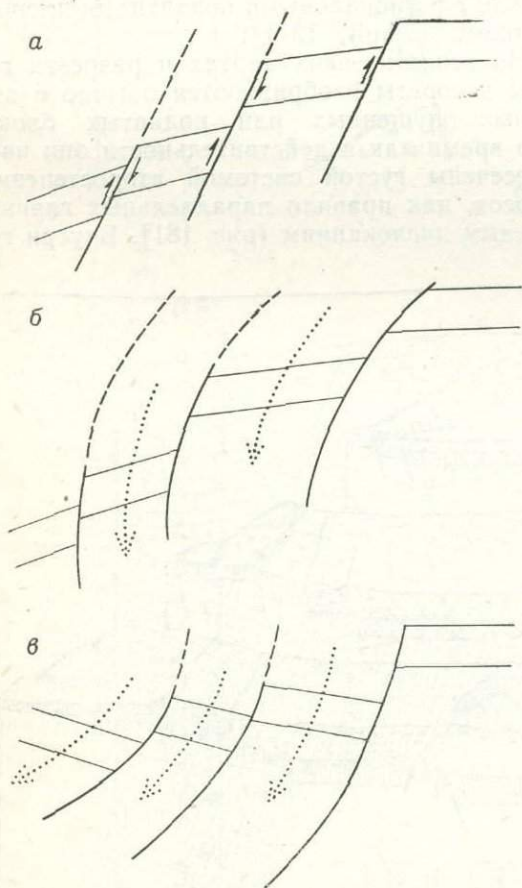


Рис. 183. Повороты тектонических ступеней между сбросами:

а — гомотетический поворот, обусловленный силами трения отдельных блоков (стрелки); б — гомотетический поворот, обусловленный выпуклой кверху формой сбросовых поверхностей; в — антитетический поворот, обусловленный вогнутой кверху формой сбросовых поверхностей

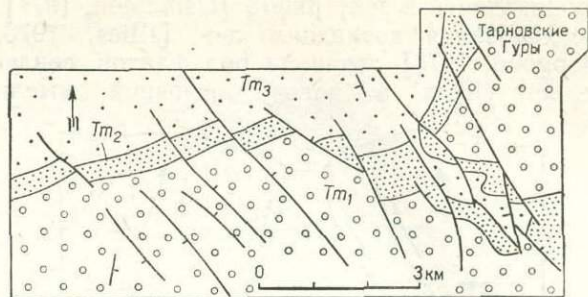


Рис. 184. Кулисообразный ряд сбросов в районе г. Тарновские Гуры (участок геологической карты Верхнесилезского угольного бассейна, по С. Докторович-Хребницкому, с упрощениями):

Tm1 — нижний раковинный известняк, Tm2 — средний раковинный известняк, Tm3 — верхний раковинный известняк

[Mugawki, 1969; Cloos, 1968], а также многократно наблюдались в природных условиях [Dziupski, 1953; Милановский, 1969]. Крайны грабенов, особенно крупных, тоже представляют целые сбросовые зоны, состоящие из ряда более или менее параллельных (см. рис. 176,а), а иногда кулисообразных сбросов. Такие системы наблюдаются в разрезе, как следствие одних вертикальных смещений [Стоянов, 1973], а также в плане (см. рис. 176,б), что свидетельствует о существовании хотя бы незначительной горизонтальной составляющей перемещения.

На территории Польши известно огромное количество грабенов разной величины. Классические примеры — грабен Верхней Нысы в Клодзкой котловине и Кшешовицкий грабен в районе Кракова. Самым крупным прогибом является Предкарпатский прогиб. Крупную горстовую структуру, образовавшуюся в палеоген-неогеновое время, независимо от ранее сформированных складчатых структур, представляют Судеты. При более детальном исследовании оказалось, что многие тектонические элементы, считавшиеся до сих пор антиклиналями, представляют горсты или флексурно-сбросовые формы (например, структуры мезозойского обрамления Свентокшиских гор).

Кроме горстов и грабенов, характерной формой, образованной совокупностью разрывных смещений, являются *ступенчатые сбросы* (англ. step faults) — близко расположенные, параллельные сбросы с одинаковым направлением смещения (рис. 182). Блоки, располагающиеся между такими сбросами — *сбросовые уступы* (нем. Verwerfungstrepfen), могут быть *антитетическими* или *гомотетическими* в зависимости от характера обрамляющих их сбросов. А. Кислов [Kislow, 1969] обратил внимание на решающее значение блоков, ограниченных, по крайней мере с одной сто-

роны антитетическим сбросом для накопления углеводорода в Предкарпатье. Многочисленные примеры ловушек такого типа описаны также А. И. Леворсен [Levorsen, 1972].

Сбросовые ступени независимо от своего характера часто подвергаются повороту, направление которого определяется главным образом формой поверхностей сбросов в разрезе. Плоские или крутые к низу поверхности способствуют повороту, согласному с направлением смещения по сбросу, т. е. гомотетическому (рис. 183, а, б). Когда наклон поверхностей выполаживается с глубиной, то происходит поворот в противоположном направлении по отношению к направлению сбросового смещения — антитетический (рис. 183, в). Таким образом, направление поворота сбросовых ступеней может служить в качестве предпосылки при определении глубинной формы сбросовых поверхностей.

Сбросы иногда располагаются *кулисообразно* (франц. *en echelon pattern*), т. е. как кулисы на театральной сцене (рис. 184). Кулисообразные системы сбросов образуются очевидно, в таких условиях, когда в зоне, характеризующейся типичной для сбросообразования системой напряжений (ось  $\sigma_1$  — вертикальная), действует пара сил в горизонтальной плоскости, с векторами, параллельными простиранию зоны сбросов (рис. 185). Такая система сил может часто возникать в результате глубинных сдвигов в фундаменте. Причем эти сдвиги не должны быть очень большими, ибо в таком случае произошло бы сильное сжатие по оси  $\sigma_2$  (см. рис. 185) и эта ось стала бы осью  $\sigma_1$ , а вертикальная ось — осью  $\sigma_2$ , следовательно, вместо кулисообразных сбросов образовались бы кулисообразные сдвиги. М. В. Гзовский [1964] с сотрудниками

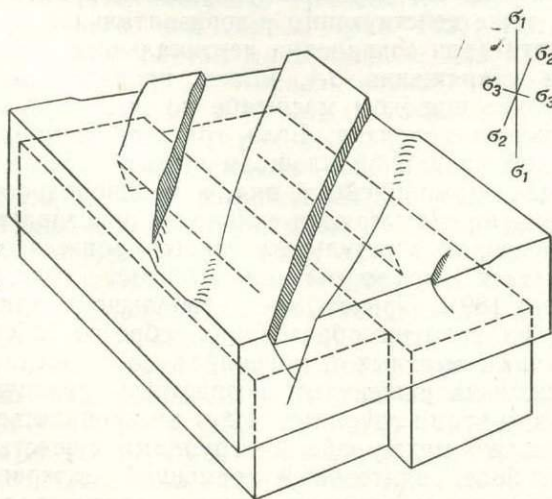


Рис. 185. Схема образования кулисообразных сбросов

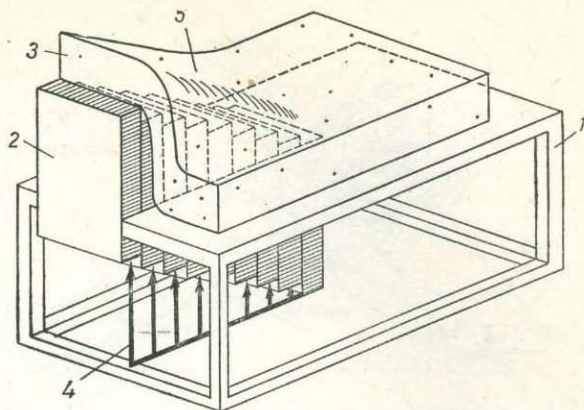


Рис. 186. Опыт моделирования процесса образования кулисообразных сбросов без участия сдвиговых перемещений в фундаменте (по М. В. Гзовскому [1964], с небольшими дополнениями):

1 — каркас опытного устройства, 2 — пластинки, поднимающиеся вертикально с разной скоростью, 3 — слой влажной глины, 4 — величина перемещений (скорости движения) пластинок, 5 — образовавшиеся кулисообразные трещины и сбросы

попытался объяснить с помощью моделирования образование кулисообразных сбросов и сбросо-сдвигов без участия сдвиговых перемещений в фундаменте (рис. 186). Предложенная модель пока еще не нашла подтверждения в природных условиях.

К рассмотренным выше системам разрывных смещений следует добавить еще две. *Периферические разрывы* (англ. *peripheral faults*) характеризуются тем, что их направления приспособляются к границам какого-либо структурного элемента (рис. 187). Ори-

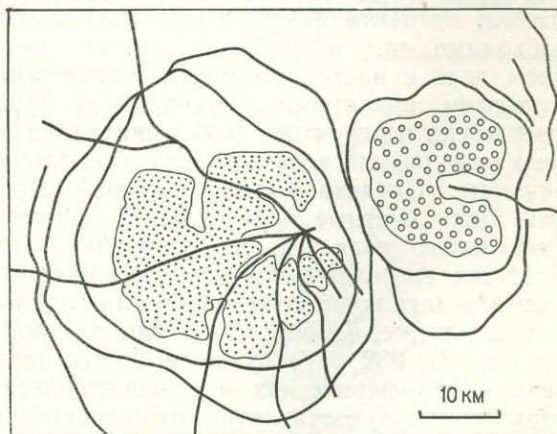


Рис. 187. Схематическая геологическая карта Хибинского (точечный крап) и Ловозерского (кружки) ультраосновных массивов на Кольском полуострове, по данным Ф. М. Онохина [1975]. Массивы оконтурены несколькими линиями периферических сбросов во вмещающих породах. Внутри Хибинского массива наблюдается пучок радиальных сбросов, положение которого показывает, что тектоническое ядро массива располагается эксцентрично

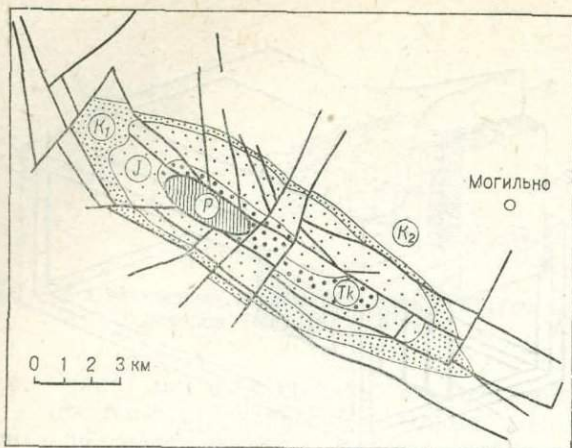


Рис. 188. Геологическая карта соляной структуры Могильно (Северо-Западная Польша), без кайнозоя [Sokolowski, 1966] — пример радиальных сбросов. Прямоугольная система разрывов в пределах брахиантиклинали в наиболее приподнятой части (непосредственно примыкающей к соляному штоку) превращается в радиальную систему:

Р — глинисто-гипсовая шляпа над цехштейновым соляным куполом, Тк — триас (кейпер), остальные буквенные индексы общеприняты; жирные линии — сбросы

ентрировка этих разрывов зависит от неоднородности и анизотропии среды. Такая зависимость, когда периферические разрывы оконтуривают данный структурный элемент («концентрические разрывы»), может проявиться лишь при условии, что напряжения, действующие в горизонтальной плоскости, хотя бы в общих чертах соответствуют форме этого элемента, следовательно, траектории напряжения  $\sigma_2$  должны составлять замкнутый контур, а траектории  $\sigma_3$  должны лучеобразно разбегаться от центрального поля. Это условие необходимо еще в большей степени, когда имеем дело с настоящими *концентрическими разрывами*, развитыми в однородной среде. Совершенно невероятно, чтобы описанная система напряжений возникла по региональным причинам. Следовательно, причиной могут быть лишь местные вертикальные движения центрального поля или его основания, передающиеся вышележащим породам, например поднятие магматического штока или соляного купола, или же, наоборот, провалы их кровли (см. рис. 71, 237, 317). В связи с этим исследование периферических и концентрических разрывов могут составлять определенный поисковый метод. Впрочем сами разрывы и трещины упомянутой системы могут заполняться магматогенными или гидротермальными образованиями, формируя известные в некоторых районах *кольцеобразные дайки* (англ. ring dikes). Периферические и концентрические разрывы обычно наклонены к центру системы, реже в сторону от центра.

Приведенные выше замечания относятся и к *радиальным разрывам* (англ. radial faults; рис. 188), лишь с той разницей, что в данном случае траектории  $\sigma_3$  должны располагаться концентрически, а траектории  $\sigma_2$  радиально. Разрывы и трещины радиальной системы могут способствовать развитию *радиальных даек* (англ. radiating dikes). Образование той или иной системы напряжений и разрывов зависит от характера поднятия или погружения центрального поля, в частности от типа и формы глубинного элемента, подвергающегося перемещению. Известны случаи совместного развития разрывных смещений обеих систем. Вероятно, процесс их образования развивался следующим образом: после возникновения разрывов одной из этих систем продолжались вертикальные движения, однако существующие разрывы препятствовали развитию растягивающих напряжений в прежнем направлении и новые разрывы возникли за счет растяжения в перпендикулярном к нему направлении (прежняя ось  $\sigma_2$  превратилась в ось  $\sigma_3$ , и наоборот).

Происхождение и механизм формирования разрывов описанных типов исследовались В. А. Невским [1971], а Е. В. Свешникова [1968] представила анализ их связей с магматизмом. Оригинальный подход к образованию структур центрального типа вследствие ударной волны напряжений предложен А. И. Петровым и др. [1971]. Р. Гепленер и др. [Ноеррепег et al., 1969] экспериментальным путем получили разрывы радиального типа. Радиальные дайки являлись предметом исследований А. М. Джонсона [Johnson, 1970].

Процесс «перестраивания» напряжений в результате разгрузки напряжения  $\sigma_3$ , действующего вдоль одной из горизонтальных осей, и замены его перпендикулярным напряжением, тоже действующим в горизонтальной плоскости (при сохранении вертикального действия напряжения  $\sigma_1$ ), может проявляться и в более широком масштабе во время регионального поднятия. Если траектории напряжений на данной площади имеют более или менее прямолинейный вид, а неоднородности среды не сказываются сильно на простирании сбросов, то в результате такого процесса образуется *прямоугольная система сбросов* (рис. 189). Причем из-за небольшой разницы во времени образования сбросов обеих групп и местных изменений в соотношениях между напряжениями возрастные различия между этими группами могут не проявляться. Если же между обеими группами существовал более длительный временной интервал, в течение которого изменилась ориентировка осей главных напряжений, то образованная

система сбросов будет иметь форму не прямоугольника, а *параллелепипеда* (рис. 190) и возрастные различия между сбросами будут выражены более отчетливо.

Прямоугольные, параллельные и вообще всякие правильные системы сбросов, которые можно проследить на значительной площади, наблюдаются довольно редко. Это обусловлено механической неоднородностью геологической среды и изменчивостью систем напряжений в пространстве. Особенно часто система напряжений может меняться тогда, когда промежуточное и минимальное главные напряжения близки по своим значениям. В таких случаях легко совершается «взаимообмен» между  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  и меняется ориентировка их осей в горизонтальной плоскости, что влечет за собой соответствующие изменения направлений разрывов (которые, как мы знаем, определяются осью  $\sigma_2$ ) (рис. 191), и даже замещение взбросов сдвигами, когда ось  $\sigma_1$  лежит в горизонтальной плоскости [Laubscher, 1972]. При полном равенстве напряжений в горизонтальной плоскости разрывные смещения должны характеризоваться совершенно хаотическими направлениями (см. рис. 71). Однако такая обстановка маловероятна, ибо даже при отсутствии каких-либо горизонтальных внешних сил обычно имеется одно или несколько направлений облегченной разгрузки, которые играют такую же роль, как и указанные силы в процессе упорядочения ориентировки разрывов. Во всяком случае большое разнообразие направлений приблизительно одновозрастных разрывов свидетельствует о том, что процесс разрывообразования происходил в условиях регионального блокового поднятия на обширной площади.

Взбросы и надвиги, как правило, характеризуются большей упорядоченностью направлений, чем сбросы (рис. 192), так как в данном случае максимальное напряжение, действующее в горизонтальной плоскости (следовательно и перпендикулярное к нему промежуточное напряжение), вызывается обычно тектоническим давлением большой силы и с четкой выраженной направленностью. Также и падения смежных взбросов наиболее распространенного типа, образованных в результате одностороннего давления, как правило, обращены в одном направлении (в сторону источника давления) и характеризуются сходными или одинаковыми величинами. Четко параллельные и близко расположенные друг от друга взбросы создают так называемую *чешуйчатую структуру* (англ. imbricate structure) — рис. 193 [Milici, 1970; Root, 1970]. В условиях значительного гравитационного давления и при перемещениях на большие

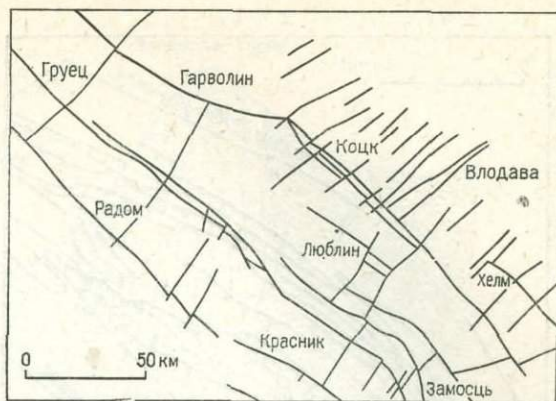


Рис. 189. Система разрывных смещений, образовавшихся к началу каменноугольного периода в Люблинском регионе и смежных районах [Zelichowski, 1972] — пример прямоугольной системы сбросов

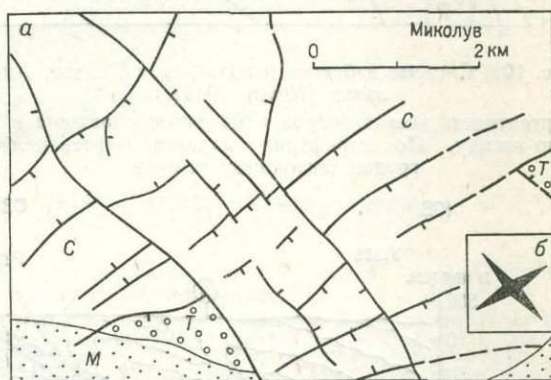


Рис. 190. Параллелограммная система сбросов в районе г. Миколув:

а — участок геологической карты Верхнесилезского угольного бассейна (по С. Докторович-Хребницкому); буквенные индексы общеприняты; б — господствующие направления сбросов двух главных групп

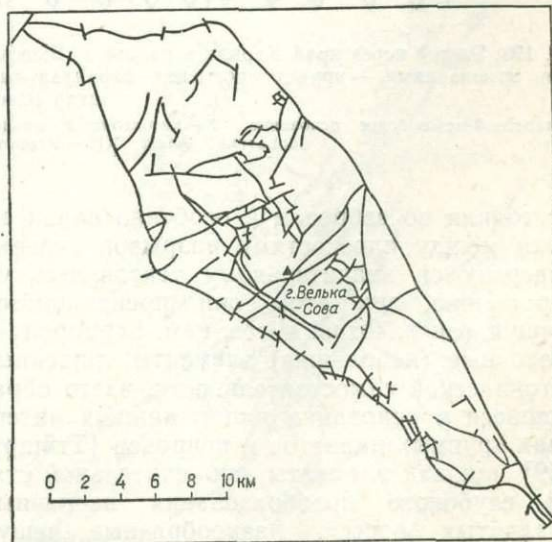


Рис. 191. Дислокации Совьих гор в Судетах [Grocholski, 1967] — пример системы разрывов разных направлений

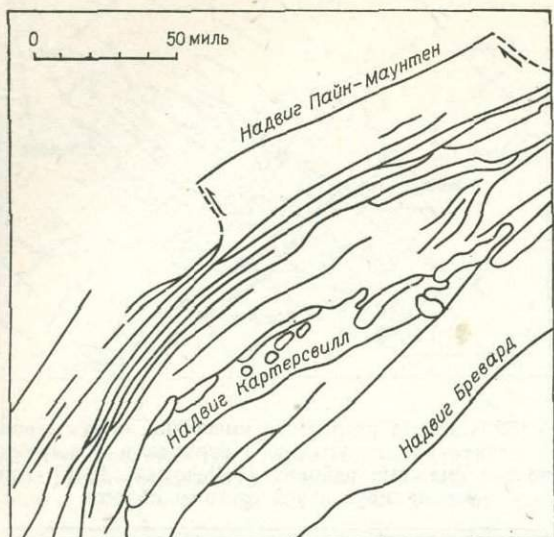


Рис. 192. Система взбросов и надвигов в Южных Аппалачах [Nevin, 1949].

Вергентность всех взбросов и надвигов обращена к северо-западу. По периферии надвига Картерсвилл — группа тектонических окон

широко распространены в Татрах (рис. 194) и известны во Внешних Карпатах.

Анализ закономерностей распространения совокупностей сдвигов будет охватывать системы сдвигов: первичные, унаследованные и наложенные. Когда какая-либо площадь подвергается горизонтальному сжатию с соответствующей интенсивностью и в некотором глубинном интервале, достаточном для вертикальной ориентировки оси промежуточного напряжения, то образуются сдвиги. В поле однородных напряжений на обширной площади (например, на некоторых участках платформ) может образоваться регулярная система сопряженных, косо пересекающихся сдвигов [Youssef, 1965]. Когда же источником горизонтального сжатия оказывается давление со стороны массы ограниченного размера или нерегулярной формы (например, срединные массивы в некоторых складчатых зонах), то траектории крайних напряжений не располагаются параллельно друг другу, а в самом простейшем случае создают веерообразно-концентрические системы, аналогичные пред-

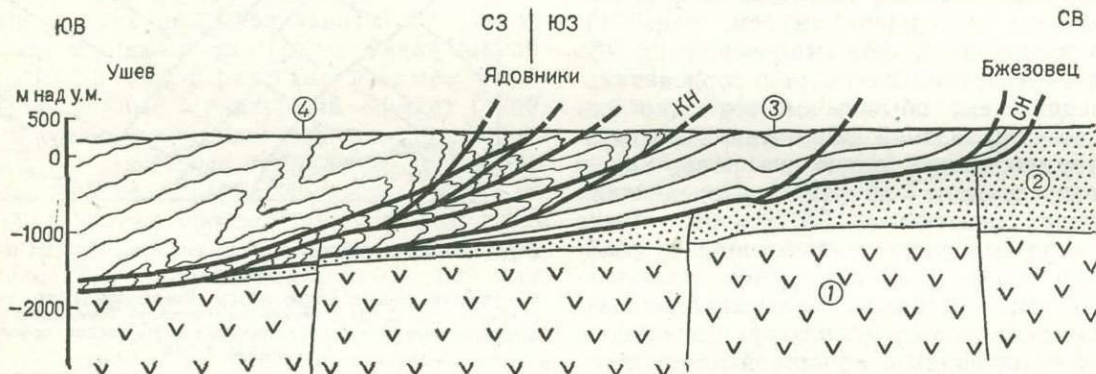


Рис. 193. Разрез через край Карпат в районе г. Бжеско, по данным Р. Нея [Neu, 1968], с упрощениями и небольшими изменениями, — пример скопления параллельных взбросов (чешуйчатая структура). Горизонтальный масштаб равен вертикальному:

1 — палеозой-мезозойское основание, 2 — автохтонный миоцен Предкарпатского прогиба, 3 — миоцен Стебникской единицы, 4 — карпатский флиш; КН — Карпатский надвиг, СН — Стебникский надвиг

расстояния по взбросам и особенно надвигам блоки между плоскостями разрывов нередко подвергаются значительному тектоническому сокращению, при этом они превращаются в чешуи (англ. thrust slices, нем. Schuppen) — остаточные (небольшие) элементы, лишённые тектонической самостоятельности, часто образующиеся в основании или в нижних интервалах крупных надвигов и покровов [Grümp, 1969] или как элементы заключительной стадии глубокого преобразования первичных складчатых форм\*. Разнообразные чешуи

ставленным на рис. 154 и 158 (но располагающиеся в горизонтальной плоскости). В таком поле напряжений могут образоваться две веерообразные группы сдвигов, описывающие дуги, выпуклые в сторону от места давления (см. рис. 154). Система сдвигов такого типа описана в южном обрамлении Сибирской платформы [Гладков и др., 1970] и в Юрских горах [Laubscher, 1972]. По геометрическим

ми крыльями превращаются в чешуеобразные антиклинали (см. с. 220). Иногда уже в этой фазе их называют чешуями, однако правильнее этот термин применять к формам, первичная складчатая структура которых полностью разрушена.

\* Наклонные антиклинали, надвинутые друг на друга по взбросам, с сокращёнными частично опрокинуты-

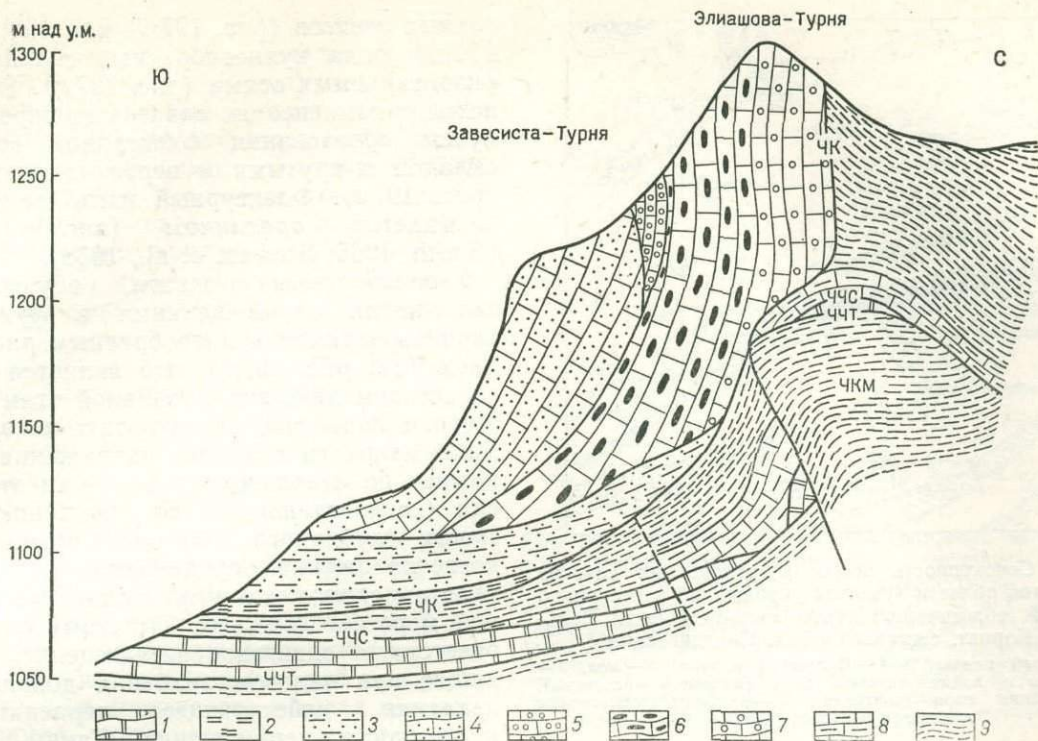


Рис. 194. Разрез через вершины Завесиста-Турня и Элиашова-Турня в Татрах, по Р. Грабовскому [Kotafiski, 1971],— пример чешуй, связанных с шарьяжной тектоникой:

1 — доломиты (верхнеанзиский подъярус), 2 — известняки и доломиты (кейпер и рэт), 3 — глинистые сланцы с прослоями песчаников (нижний лейас), 4 — криноидные известняки (верхний лейас), 5 — криноидные известняки района Коньячистой (верхний лейас), 6 — кремнистые известняки (средний лейас), 7 — криноидные известняки (верхний лейас), 8 — калпиевые известняки (титон), 9 — мергелистые сланцы (неоком); ЧКМ — чешуя Кира-Ментуся, ЧЧТ — подошва чешуи Черна-Турня, ЧЧС — подошва чешуи Червона-Скалка, ЧК — подошва чешуи Коньячиста

причинам (с. 120) сдвиги одной из сопряженных групп, как правило, имеют резко преобладающее значение. Такие однонаправленные группы *первичных сдвигов* охватывают обычно сдвиги с большой амплитудой и чаще всего с одинаковыми направлениями перемещения (рис. 195). Наиболее широкое развитие они получили в складчатых горах, где образовались за счет тех же сил, которые обусловили смятие, но преимущественно в конечной фазе их действия. Вследствие такой связи со складкообразованием рассматриваемые сдвиги простираются чаще всего косо по отношению к осям складок (см. рис. 161, 196). Однако известны и поперечные сдвиги (рис. 196), по всей вероятности наложенные, использующие ранее образованные разрывы в плоскости  $\sigma_1\sigma_3$  (см. с. 189). Некоторые поперечные сдвиги составляют границы надвинутых блоков (см. рис. 192) или границы между бло-

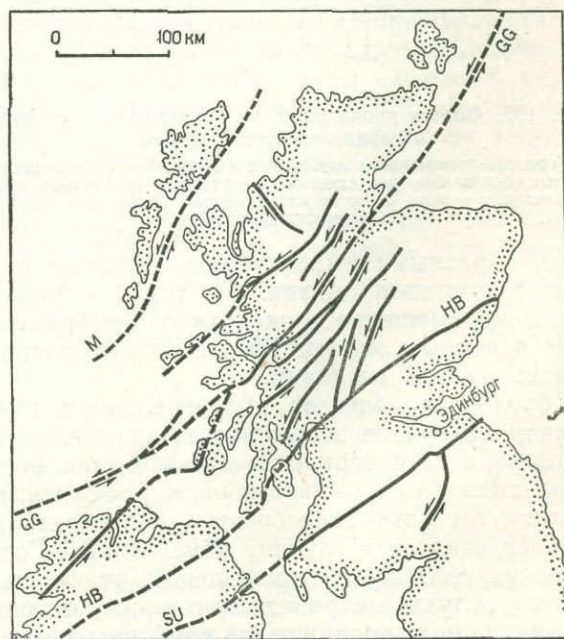


Рис. 195. Система сдвигов на территории Шотландии и Северной Ирландии (составлена автором по разным источникам).

Стрелками показано направление наблюдаемого или предполагаемого сдвигового перемещения. Крупные сдвиги: М — мьянк, GG — Грейт-Глен, HB — Хайленд-Бундери, SU — Саутерн-Апленд

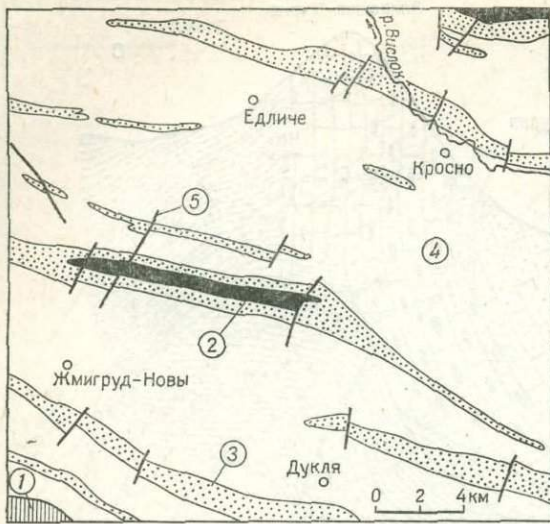


Рис. 196. Совокупность косых и поперечных сдвигов в складчатой области (участок упрощенной и несколько измененной геологической карты восточной части Польских Карпат, составленной Х. Свидзиньским):

1 — Магурский надвиг, 2—4 — Силезский надвиг; 2 — мел, 3 — мелилитовые и подмелилитовые слои (палеоцен — олигоцен), 4 — красненские слои (олигоцен), 5 — разрывы, отнесенные к сдвигам и сбросо-сдвигам

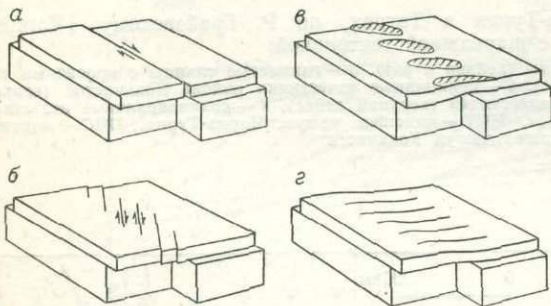


Рис. 197. Формы проявления на поверхности сдвигов в глубинном фундаменте

а — простое продолжение глубинного сдвига, б — ряд унаследованных кулисообразных сдвигов, в — ряд кулисообразных брахискладок, г — зона флексур или складок с круглыми осями. См. также рис. 185

ками с разными амплитудами надвига или разной степенью смятия. В таких случаях сдвиговое смещение происходило одновременно с основным этапом тектонического сокращения данной площади.

Образование сдвигов в определенном глубинном интервале не исключает возможности их выхода на поверхность еще в стадии формирования (до их аэрозийного вскрытия). Упомянутая уже способность проникновения сдвигов вверх и в глубину обуславливает отражение сдвиговых перемещений значительной амплитуды в верхних структурных ярусах в виде прямого продолжения глубинного сдвига (рис. 197,а), в виде нескольких второсте-

пенных сдвигов (рис. 197,б) или же, наконец, в виде ряда кулисообразных складок с горизонтальными осями (рис. 197,в). Реже происходит компенсация сдвигового перемещения путем образования флексурной зоны или складок с крутыми и вертикальными осями (рис. 197,г). Флексурный изгиб такого типа называется *ороклином* (англ. *ogocline*) [Smith, 1965; Stewart et al., 1968].

Унаследованные сдвиги, обусловленные сдвиговыми перемещениями в фундаменте, характеризуются кулисообразным расположением (см. рис. 197,б), что является прямым следствием действия вызванной этим перемещением пары сил, в результате которого ось максимального главного напряжения  $\sigma_1$  принимает по отношению к векторам этой пары сил (следовательно, и по отношению к плоскости глубинного сдвигового перемещения) косое положение, определяемое углом  $\alpha$ . При простом сдвиге этот угол составляет по крайней мере  $45^\circ$  (см. рис. 7); этому случаю соответствует сдвиговое перемещение, происходящее при нулевом значении дополняющего давления, действующего перпендикулярно к плоскости перемещения. Таким образом, если угол между сопряженными поверхностями сдвигов и осью  $\sigma_1$  (угол сдвига) обозначим через  $\theta$  и примем, что его средняя величина равна  $30^\circ$ , то ориентировка потенциальных сдвигов будет определяться углами (рис. 198):

$$\beta_1 \geq (45^\circ - \theta = 15^\circ),$$

$$\beta_2 \geq (45^\circ + \theta = 75^\circ).$$

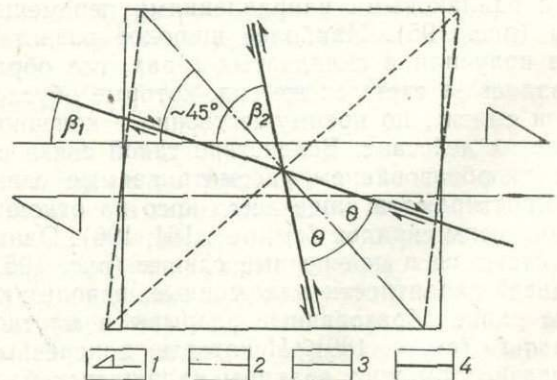


Рис. 198. Схема ориентировки трещин, унаследованных по отношению к сдвиговому перемещению в фундаменте, в условиях простого сдвига, при типичном угле сдвига  $\theta = 30^\circ$ :

1 — проекция зоны сдвигового перемещения в фундаменте на поверхность и направление перемещения по этой зоне (вызывающего в вышележащих породах преобразование условного квадрата в ромб), 2 — ось напряжения  $\sigma_1$ , 3 — ось напряжения  $\sigma_3$ , 4 — поверхности унаследованных разрывов (сдвигов)

Результаты замеров в зоне действующего сдвига в Иране (Tchalenko, Ambraseys, 1970) доказывают, что указанные величины с допустимой приближенностью соответствуют действительности. Они подтверждаются и экспериментальными данными (Стоянов, 1973]. После образования унаследованных сдвигов продолжающееся сдвиговое перемещение в фундаменте может вызвать их поворот (увеличение углов  $\beta_1$  и  $\beta_2$ ). Однако в обычных условиях такой поворот в значительном масштабе (в отношении сдвигов средней и крупной величины) маловероятен. В связи с тем, что в рассматриваемых условиях образование сдвигов должно начаться уже в первой стадии проявления пары сил, следовательно типичные углы при таком прямом сдвиге должны составлять:  $\beta_1 \approx 15^\circ$  и  $\beta_2 \approx 75^\circ$ .

Можно предполагать, что в реальных условиях перпендикулярному сдвиговому перемещению способствуют чаще всего положительные дополняющие напряжения небольшой величины (слабое дополнительное сжатие) или же создается обстановка, в которой стандартное состояние не достигается и тогда возможное давление, «наложенное» на действие пары сил, не будет эффективно; в анализируемом нами направлении происходит расширение, сопровождающееся растягивающими напряжениями (см. с. 117)\*. В первом случае ось равнодействующего напряжения  $\sigma_1$  уже в начальной стадии сдвигового смещения примет по отношению к плоскости движения положение более крутое, чем  $45^\circ$ . Следовательно, углы  $\beta_1$  и  $\beta_2$ , определяющие положение потенциальных сдвигов, будут несколько больше указанных типичных величин (рис. 199, з). В случае с растягивающими напряжениями, действующими перпендикулярно к зоне сдвигового перемещения, произойдет обратное явление: ось  $\sigma_1$  займет положение более близкое к плоскости движения и углы  $\beta_1$  и  $\beta_2$  будут характеризоваться меньшими значениями (рис. 199, в). Возрастание угла сдвига вызывает уменьшение угла  $\beta_1$  и увеличение угла  $\beta_2$  (см. рис. 199, а, б).

Из этого следует, что ориентировка унаследованных сдвигов по отношению к оси кулисообразного ряда зависит от общей системы напряжений и от того, какая из двух сопряженных групп сдвигов получит развитие

\* Приведенные на указанной странице рассуждения не полностью соответствуют рассматриваемым унаследованным сдвигам, так как эти сдвиги образовались в некоторой степени «принужденно», в зависимости от перемещений в фундаменте. Кроме того, нас интересует не напряжение  $\sigma_3$ , а напряжение, перпендикулярное к плоскости сдвигового перемещения, которое должно иметь несколько большую величину.

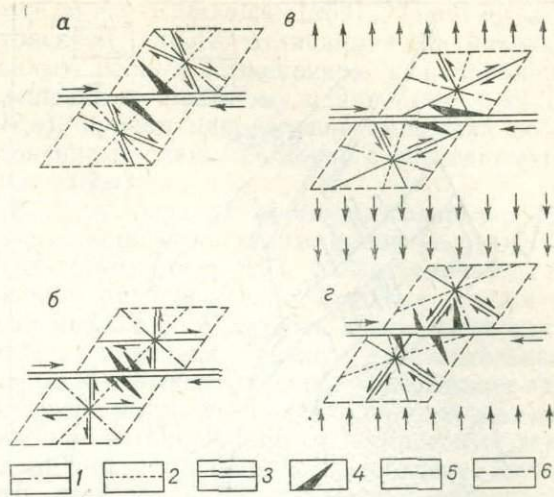


Рис. 199. Влияние напряженного состояния на ориентировку поверхностей разрушения, обусловленных действием пары сил [Гзовский, 1975].

а — простой сдвиг под углом  $\theta < 45^\circ$ ; б — простой сдвиг под углом  $\theta = 45^\circ$  (предельная величина); в — сдвиг в условиях «наложенного» растяжения ( $\theta = 45^\circ$ ); з — сдвиг в условиях «наложенного» сжатия ( $\theta = 45^\circ$ ); 1 — ось напряжения  $\sigma_1$ , 2 — ось напряжения  $\sigma_2$ , 3 — плоскость действия векторов пары сил, 4 — трещины растяжения, 5 — поверхности сдвигов (разрывы или сбросы), 6 — условный контур рассматриваемого участка

(в случае кулисообразных разрывов наблюдалось одновременное развитие равноценных сопряженных групп, однако в отношении сдвигов, образующихся под влиянием пары сил, это маловероятно). Теоретические заключения и результаты многочисленных опытов [Cloos, 1955; Tanner, 1962; Tchalenko, 1970; Стоянов, 1973] доказывают, что при сильных сдвиговых перемещениях в фундаменте, сосредоточенных в узких зонах, преимущественное развитие получает группа сдвигов, наиболее близкая плоскости движения, определяемая углом  $\beta_1$  (см. рис. 198). В действительности, среди многочисленных зон кулисообразных сдвигов, известных на земном шаре, отчетливо преобладают сдвиги с углами  $\beta$  меньше  $45^\circ$  (рис. 200). Если этот угол даже меньше  $15^\circ$ , то можно допускать, что сдвиго-



Рис. 200. Типичный ряд кулисообразных сдвигов на сочленении Сахарской плиты и гор Атлас. Стрелками показано направление глубинного сдвигового перемещения в период образования кулисообразных сдвигов (см. рис. 161), в интерпретации автора

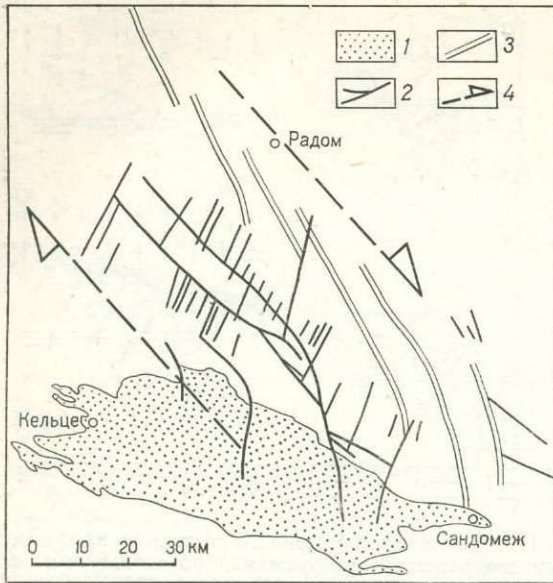


Рис. 201. Система сдвигов и сбросо-сдвигов в северном мезозойском обрамлении Святокршских гор, образовавшаяся предположительно в результате сдвигового перемещения в глубинном фундаменте. Наблюдаются два кулисообразных ряда: первый под небольшим углом (флексуно-сбросовые зоны), второй под крутым углом, а также отдельные продольные сбросы [Jaroszewski, 1972a]:

1 — палеозойский Святокршский массив, 2 — более крупные разрывные смещения в пермо-мезозойском чехле, 3 — флексуно-сбросовые зоны, 4 — направления регионального сдвигового смещения

образование сопровождается растягивающими напряжениями, перпендикулярными к простиранию всей зоны, или же перемещения в фундаменте отличались значительной величиной. Известно, что по мере усиления перемещения угол  $\beta_1$  уменьшается до появления сдвигов, параллельных главной плоскости движения [Tchalenko, 1970; Tchalenko, Ambraseys, 1970]. Когда сдвиговые перемещения в фундаменте менее сосредоточены (например, рассеиваются при распространении до значительных глубин), то может появиться ряд сдвигов с крутыми углами ( $\beta > 45^\circ$ ), а при соответствующих условиях даже оба ряда (рис. 201). Направление относительного перемещения по сдвигам обоих рядов нетрудно предсказать на основании их отношения к системе напряжений (см. рис. 198).

В литературе описано много примеров кулисообразных сдвигов и других разрывных смещений унаследованного типа, образовавшихся в зависимости от предполагаемых глубинных сдвиговых перемещений. Эти примеры иллюстрируют большое разнообразие унаследованных структур\* и одновременно постоянство их общей угловой ориентировки независимо от различия местных условий

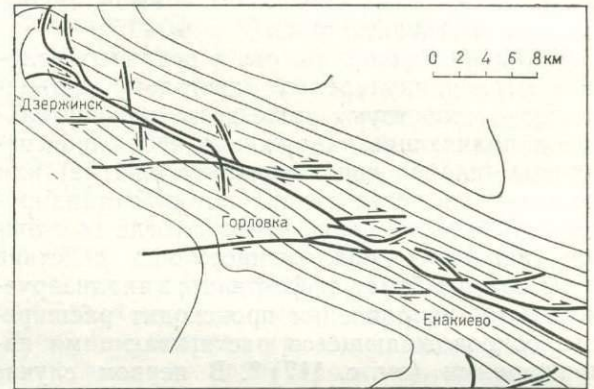
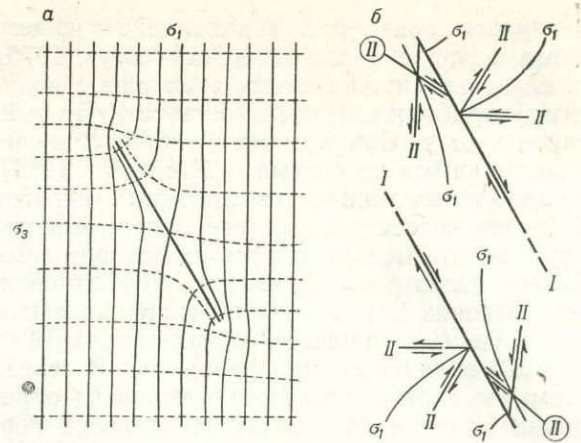


Рис. 202. Образование сбросов второго порядка:

а — траектории главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , изменившие ориентировку вследствие образования сброса, при характерном положении поверхности сброса по отношению к первичным траекториям  $\sigma_1$  ( $30^\circ$ ). Разрез или план (составлен автором по данным Э. М. Андерсона, Дж. Д. Муди и М. Дж. Хилла); б — увеличенное изображение окончаний главного сброса I (рис. 202, а), показывающее изменившуюся ориентировку траекторий  $\sigma_1$  и обусловленное этим возможно положение (и направления перемещений) сбросов второго порядка — отклоненных сбросов II; цифры в кружках — отклоненные сбросы, кинематический характер которых, сходный с характером главного сброса, предопределяет их максимальное развитие; в — система сдвигов в Главной антиклинали Донбасса [Эз, 1962], направления которых обусловлены, вероятно, изменением ориентировки региональных напряжений вокруг антиклинали и продольных сбросов в ее ядре. Можно различить отдельные системы сбросов второго порядка (рис. 202, б), осложненные условиями их образования в складчатой структуре

[Smith, 1965; Zuravlev, 1965; Richter-Bernburg, 1968; Jaroszewski, 1972a; Павлов, 1972]. Рассматриваемые закономерности касаются не только сдвигов, образующихся в перекрывающих толщах над резко выраженной глубинной сдвиговой дислокацией, но также двух других случаев. Первым из них является действие генеральной пары сил, например эксцентрическое сжатие в горизонтальной плоскости или сдвиговое перемещение в широкой

\* Это разнообразие, обусловленное воздействием перечисленных факторов, отражают также мелкие кулисообразные трещины [Hancock, 1972; Jaroszewski, 1972a].

зоне [Schafer, 1972]. Второй случай — это непосредственное проникновение глубинного сдвига на поверхность. В последнем случае унаследованные сдвиги примыкают непосредственно к главной дислокации. К этой группе относится большинство последовательных перистых сдвигов (с. 146), многочисленные примеры которых описаны в ряде регионов [Bishop, 1968; Амурский и др., 1970], и некоторые трещины и разрывы, наблюдающиеся в зонах современных сдвигов [Буртман и др., 1963; Tchalenko, Ambraseys, 1970].

Однако не все разрывы, сопровождающие главные сдвиги, характеризуются указанным происхождением. Некоторые из них образовались одновременно и в непосредственном соседстве с главным сдвигом. Их называют *сдвигами второго порядка* (англ. second-order faults). Механизм образования и ориентировка этих структур представляют одну из труднейших и очень спорных проблем в тектонике разрывных смещений. Отправной точкой является известный факт, на тектоническое значение которого обратил внимание Э. М. Андерсон [Anderson, 1951], что образование всякой поверхности разрыва обусловлено изменением первичного напряженного состояния (направлений и величины напряжений) вблизи этой поверхности (рис. 202,а). Таким образом, если причина, порождающая данное напряжение, продолжает действовать, то рядом с разрывом I порядка должны образоваться соответственно ориентированные разрывы II порядка (рис. 202,б), а затем разрывы III порядка и т. д.; начиная со структур III порядка возможно повторение начальных направлений. Эту концепцию в отношении сдвигов обосновали Дж. Д. Муди и М. Дж. Хилл (Moody, Hill, 1956, 1964) и с ее помощью объясняли образование не только разрывов, но и складок во многих регионах земного шара. Однако в последовавшей оживленной полемике [Prucha, 1964; Garfunkel, 1966; Chinnery, 1966] этот взгляд оспаривался главным образом с точки зрения величины присбросовых напряжений, которые, по мнению большинства исследователей, слишком малы для образования сбросов и других структур второго порядка вблизи сместителя главного (начального) разрыва (см. рис. 117). В итоге указанных обсуждений сформировался взгляд, что структуры второго порядка образуются лишь на концах главного разрыва, где происходит концентрация напряжений. Эффектом этого явления могут быть так называемые *отклоненные разрывы* (англ. splay faults) — рис. 202,в, структуры типа «конский хвост» (см. рис. 168) или другие местные си-

стемы разрывов [Chinnery, 1966; Буртман и др., 1963; Chadwick, 1969]. Чаще всего отклоненные сдвиги отличаются от унаследованных разным отношением к направлению смещения по главному сдвигу (см. рис. 198, 202,г), причем направление смещения по отклоненному сдвигу согласно с последним (см. рис. 202,г).

В исследованиях проблемы разрывов второго порядка в последнее время [Lajtai, 1969; Price, 1969; Вокк, 1971, 1972] отмечается некоторое пренебрежение данными геологических наблюдений, в связи с чем часто отсутствуют различия между действительными разрывами второго порядка и разрывами, предшествующими образованию главной дислокации или возникающими в несбросовых зонах трещиноватости. Если же сопоставить данные этих исследований с реальной геологической обстановкой, то можно получить ценные указания для интерпретации совокупностей разрывных смещений разного типа (особенно сдвигов). Интересные расчеты влияния напряжения, перпендикулярного к поверхности разрывного смещения, на характер и угловую ориентировку сопровождающих его разрывов провел Э. З. Лайтай [Lajtai, 1969]. Несмотря на то что подход указанного автора к проблеме подвергся критике Х. Бокка [Вокк, 1971], следует отметить, что полученные им данные во многом совпадают с результатами оптико-поляризационных исследований М. В. Гзовского [1956] (см. рис. 199) и могут найти применение в отношении разрывов определенного типа (главным образом вторичных).

Важным методическим новшеством является моделирование тектонических процессов на ЭВМ методом конечных элементов, который имеет большие возможности подбора граничных условий, свойств материалов и наблюдения последовательных стадий развития процессов. Впервые исследования разрывных смещений этим методом были предприняты Х. Бокком [Вокк, 1971, 1972], получившим разнообразные системы разрывов второго порядка, формы которых меняются в зависимости от небольших колебаний коэффициента трения (поверхностей разрывов и самого материала). В связи с тем, что главный разрыв, по данным Х. Бокка, развивается постепенно, конечная зона концентрации напряжений передвигается и создает разрывы второго порядка на всем протяжении главной дислокации. Вычисления Х. Бокка касаются двухосного напряженного состояния при довольно значительной величине  $\sigma_3$  (жесткое ограничение по бокам сжимаемого участка). Эти условия соответствуют лишь некоторым разрыв-

ным смещениям. Как мы уже знаем, первичные сдвиги (которые являлись основным предметом анализов Х. Бокка) могут образоваться при пониженных значениях  $\sigma_3$ , а это условие больше соответствует предпосылкам Э. М. Андерсона [Anderson, 1951] и его последователей, согласно которым значительное изменение траекторий напряжений и образование вторичных разрывов возможно лишь на концах главного разрыва (см. рис. 202). В этой области тоже требуются дальнейшие исследования, однако построенные уже модели можно использовать в применении к разным условиям. Интересные возможности анализа сложных систем разрывных смещений дает также дислокационная теория сплошной среды [Teisseyre, 1970].

Перечисленные анализы разрывов второго порядка исходят из предположения, что главные разрывные смещения имеют плоскую поверхность. В действительности же они имеют волнистый вид (также и по простиранию, как, например, некоторые крупные сдвиги Новой Зеландии) и в связи с этим при продолжающемся действии первичных напряжений создается специфическое распределение вторичных касательных напряжений, выражающееся в их концентрации вблизи мест изменения направлений главного разрыва (см. рис. 117). В итоге на всем протяжении главного разрыва могут образоваться разрывы второго порядка, направления которых будут зависеть от изменяющихся траекторий главных напряжений и от нового распределения касательных напряжений. Эти обстоятельства, в свою очередь, зависят от множества разных условий (форма главного разрыва,

его положение по отношению к векторам внешних сил, величина этих сил и пр.) и поэтому пока нет возможности указать общие закономерности в этой области. Для каждого конкретного случая необходимо производить отдельные вычисления или моделирование. Некоторое представление о сложности проблемы дает сравнительно простая система унаследованных и второстепенных разрывов, сопровождающая известный сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии.

Несмотря на перечисленные сложности, крупные сдвиги, прослеживающиеся на поверхности, часто сопровождаются последовательными системами подчиненных сдвигов. Чаще всего они параллельны главному сдвигу и образовались под влиянием тех же «первичных» касательных напряжений в единой зоне разрыва (в данном случае возможен «вязкий» характер разрушения (см. с. 78). Кроме того, они могут представлять кулисообразные сдвиги, примыкающие к главной дислокации, т. е. *перистые сдвиги* (рис. 203). Мелкие перистые разрывы могут быть результатом вторичной пары сил (сдвига), обусловленной трением между стенками главного разрыва. Более крупные перистые разрывы наследуют, вероятно, ряды кулисообразных разрывов и трещин, предшествовавших образованию главной дислокации или являются результатом пересечения этой дислокацией структурного горизонта, в котором уже существовали перистые разрывы [Cloos, 1955; Tchalenko, 1970]. Система перистых разрывов, развивающихся как будто из кулисообразного ряда севернее сформировавшейся перистой системы Домброва — Гурница — Гродзец, представлена на рис. 203. В перечисленных выше случаях угловая ориентировка сопровождающих разрывов по отношению к главному разрыву должна быть такая же, как и у унаследованных кулисообразных разрывов (см. рис. 198). Имеются описания разрывов с противоположной ориентировкой [Skempton, 1966; Tchalenko, 1970; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Bock, 1971, 1972; С. Стоянов, 1973], но они менее многочисленны и не так отчетливы и регулярны, как предыдущие. Обратная ориентировка могла бы проявиться, если бы перистые разрывы составляли совокупность отклоненных разрывов; последние, как уже говорилось, развиваются преимущественно на концах главного разрыва. Таким образом, перистые разрывы, сопровождающие на протяженном отрезке какую-либо дислокацию, являются общим показателем направленности перемещения по этой дислокации, в соответствии с принципом, представленным на рис. 198. Применяя этот принцип, необходимо соблюдать осторож-

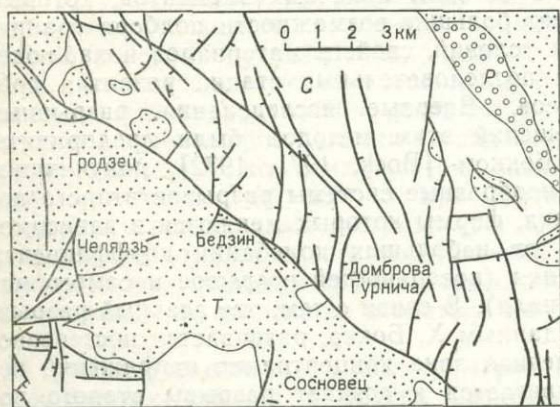


Рис. 203. Система кулисообразных и перистых разрывных смещений в районе Домброва-Гурница и Бендзин (участок геологической карты Верхнесилезского бассейна, по С. Докторович-Хребницкому, с упрощениями). Буквенные индексы общепринятые; линии — разрывные смещения (в кулисообразных и перистых системах сдвиги или сбросовые сдвиги; короткими черточками обозначены опущенные крылья)

ность в двух случаях: когда главный разрыв имеет вторичное происхождение (в таком случае сильное напряжение, перпендикулярное к плоскости смещения, может вызвать обратную ориентировку более «крутой» группы сдвигов см. рис. 199,в и 263) и когда деформация в исследуемой зоне относилась к вязкому типу (например, флексурная зона) [Cloos, 1955].

В обзоре совокупностей сдвигов нельзя не упомянуть и о других сопровождающих их разрывах. Если сдвиговое смещение происходит на значительной глубине, то в толщах вышележащих пород над перемещающимися блоками, но все еще под большим давлением перекрывающих пород (позволяющим сохранять вертикальное положение оси  $\sigma_1$ ), могут возникать кулисообразные нормальные сбросы (с. 137). Условия для их формирования создаются в результате растягивающих напряжений, возникающих вследствие воздействия пары сил (см. рис. 7). Вполне понятно, что упомянутые сбросы располагаются перпендикулярно к траекториям этих напряжений, т. е. в типичном случае под углом ( $\beta$ ) около  $45^\circ$  по отношению к оси кулисообразного ряда (см. рис. 7, 184 и 185).

В последней фазе формирования многочисленных унаследованных сбросов могут возникнуть горсты и грабены. Если первопричинное сдвиговое перемещение не концентрируется в узкой зоне (в виде совокупности сдвигов), то горсты и грабены могут развиваться на больших площадях и своими направлениями лишь отдаленно увязываются с глубинным перемещением [Shave, 1965]. Когда сдвиговое смещение происходит неглубоко, то вместо сбросов часто образуются взбросы, отличающиеся, естественно, своим направлением на  $90^\circ$  (перпендикулярно к траекториям  $\sigma_1$ ), рис. 204,а, (см. рис. 198). Учитывая такие условия, можно предполагать, что взбросы формируются не только над глубинным разрывом, но и вблизи разрыва, достигающего поверхности (рис 204,б; сравни с рис. 202,а,в). Упомянутые ранее осложнения приводят к разного рода комбинациям сбросовых и сдвиговых смещений — к образованию сбросо-сдвигов, которые часто наблюдаются в зонах современных горизонтальных движений [Schäfer, 1972]. В таких же условиях наблюдалось одновременное образование обоих типов унаследованных сбросов [Стрельцов, 1970]. Вполне вероятно, что при некоторых напряженных системах перекрывающие породы не играют решающей роли и взаимно сочетающиеся сбросы и взбросы [Бастриков, 1972] можно рассматривать как одновременные, причинно связанные с общим сдвиговым перемещением, дислокации. Во

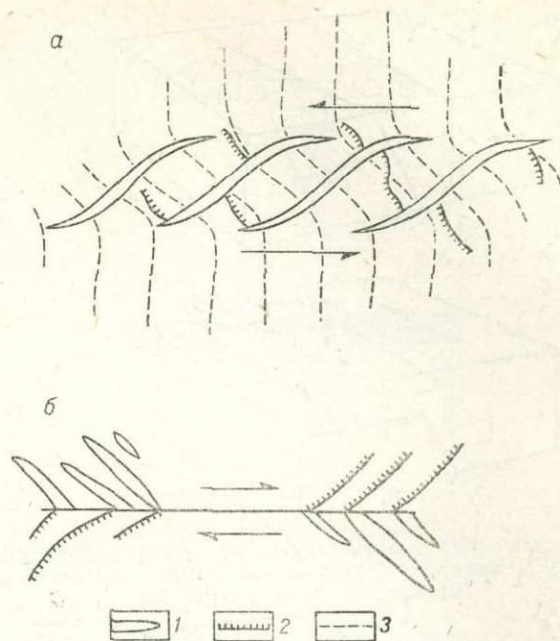


Рис. 204. Несдвиговые структуры, сопровождающие сдвиговые перемещения (план):

а — над сдвигом в фундаменте или в зоне зарождающегося сдвигового перемещения; б — на концах сдвига, выходящего на поверхность (по В. С. Буртману и др. [1963], и частично на основании данных о современных сдвиговых перемещениях): 1 — структуры растяжения (трещины, грабены), 2 — структуры сжатия (взбросы, складки), 3 — прямолинейные структурные элементы, существовавшие перед деформацией

всяком случае сдвиги неоднократно сопровождаются вертикальными смещениями переменного знака и иногда значительных размеров. Естественно, что они усиливаются вблизи окончаний сдвигов, где составляют одну из форм компенсации сдвигового перемещения. С той стороны, где наблюдается избыток массы (сжатие), должно происходить воздымание, с противоположной же стороны (недостаток массы, растяжение) — опускание (см. рис. 168). Математически доказано [Chinnery, 1965], что эта простая зависимость осложняется, а на некотором расстоянии от разрыва даже превращается в противоположную, если глубина распространения причинного сдвига меньше его длины. По вычислениям указанного автора, вертикальные смещения отличаются большими размерами (в сравнении с амплитудой сдвига) и очень медленно затухают по мере отдаления от сдвига. Таким образом они могут охватывать обширные площади. Если указанные расчеты найдут подтверждение в полевых наблюдениях, то они смогут сыграть важную роль в интерпретации разных тектонических явлений в областях развития сдвиговой тектоники.

Последствия сдвиговых перемещений приобретают особенное значение в том случае,

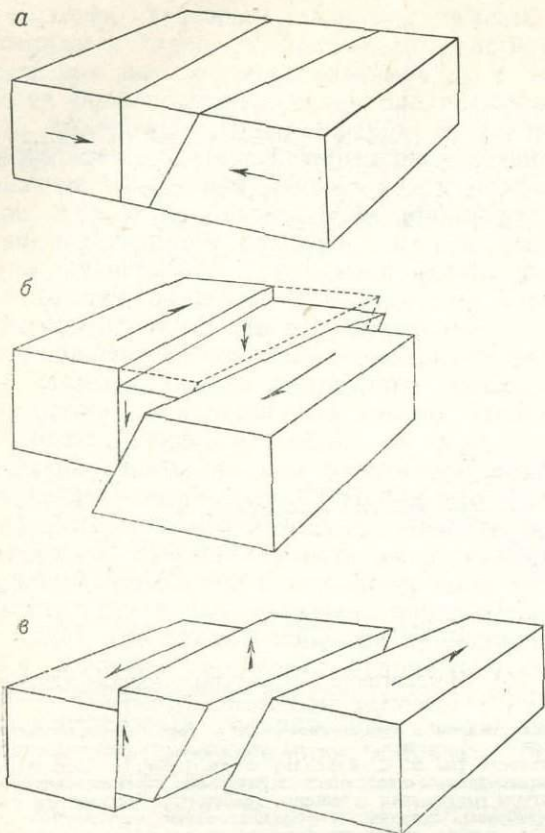


Рис. 205. Образование горстов и грабенов вследствие свдигового перемещения в районе, пересеченном непараллельными разрывами (составлен автором в соответствии с предположениями Г. Ленсена):

*a* — состояние, предшествующее свдигу (стрелки показывают составляющую поля напряжений, поперечную относительно поверхности разрыва), *b* — образование грабена (сплошная линия — окончательный вид), *в* — образование горста

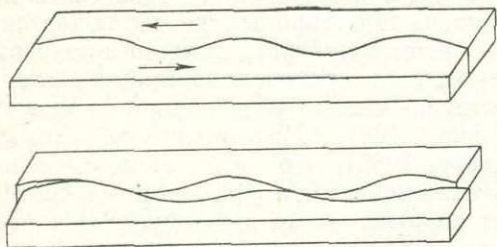


Рис. 206. Образование свободных пространств при свдиге по волнистой поверхности, в которых могут формироваться линзообразные рудные тела [Гзовский, 1975]

Когда перемещение имеет вторичный характер и в то же время предшествующие поверхности разрыва не параллельны друг другу (по крайней мере в плане). Наблюдения над крупными свдигами Новой Зеландии показали, что в такой обстановке могут возникать типичные горсты и грабены. По данным Г. Дж. Ленсена [Lensen, 1958], причиной этого процесса является неравномерное тре-

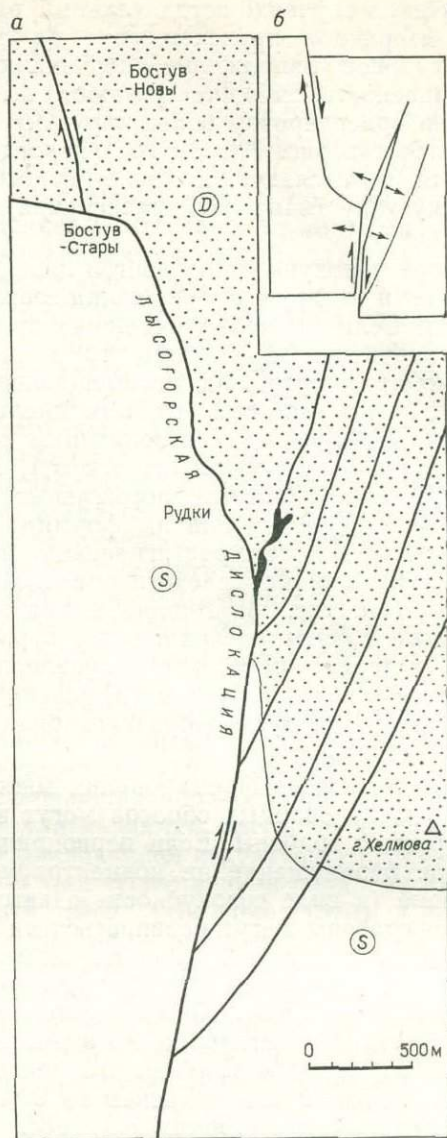


Рис. 207. Влияние тектоники на концентрацию колчеданно-сидеритового оруденения месторождения Рудки в Свентокшских горах (интерпретация автора):

*a* — локализация рудных тел (черное) в связи с Лысогорской дислокацией и перистой системой сопутствующих разрывов: *S* — силур, *D* — девон (по данным Я. Черноцкого, с упрощениями и небольшими изменениями); стрелки показывают направление свдигового перемещения по Лысогорской дислокации (в интерпретации автора), *b* — схема образования свободного пространства для рудных тел месторождения Рудки в результате свдига по неровной поверхности

ние, противодействующее свдиговому перемещению, что обусловлено разными положениями таких непараллельных поверхностей по отношению к оси горизонтальных напряжений. В силу этого некоторые блоки, разделенные поверхностью свдигов (вдоль которых проявляется более сильное трение), могут перемещаться совместно (как единое целое) по отношению к блокам, на контакте с которыми трение будет меньше. В связи

с тем, что грани блоков непараллельны, то при сдвиге в поперечном направлении к плоскости перемещения проявляется то недостаток, то избыток пространства и в результате этого происходит «выдавливание» горстов или прогибание грабен (рис. 205). Структуры, возникшие во время сдвигового перемещения, будут ограничены сбросо-сдвигами и кроме этого могут ничем не отличаться от типичных форм сбросовой тектоники. Подобные эффекты будут, по-вероятности, наблюдаться при сдвиге вдоль дугообразной [Bagnall, 1964] или волнистой [Freund, 1974] поверхности разрывов (рис. 206). М. В. Гзовский [1953] высказал мнение, что формирование таких зияющих участков трещин способствует образованию рудных тел (см. рис. 206). Подобным образом могло сформироваться колчеданное месторождение Рудки в Свентокшиских горах (рис. 207, б), приуроченное к повороту Лысогорской дислокации (рис. 207, а), которая на этом участке характеризуется значительной сдвиговой составляющей смещения. Об этом свидетельствует характерный ряд перистых сбросов соответствующей ориентировки (см. рис. 207, а) [Jaroszewski, 1973].

Р. К. Эммонс [Emmons, 1969] осуществил интересное моделирование структур, сопровождающих сдвиги. Из его опытов следует, что даже при сдвиге по одинарной, прямолинейной по простиранию и лишь изогнутой по падению поверхности непременно возникают сбросы с большой амплитудой, горсты и грабены (рис. 208). Это явление значительно усиливается, если поверхности разрывов изогнуты также и по простиранию. Над такими дугообразными разрывами Р. К. Эммонс получил пучки унаследованных трещин, которые сходятся книзу и широко разбегаются у поверхности, особенно на выпуклой стороне дуги. Некоторые из этих трещин имели вид надвигов. Кулисообразные грабены и ступенчатые сбросы были получены У. Ф. Теннером [Tapner, 1962] в опытах над эффектами сдвигового перемещения призматических блоков в основании.

В связи с современными геотектоническими концепциями (тектоника плит) проблема сдвигов снова привлекает всеобщее внимание и поэтому разнообразные разрывные структуры, сопровождающие сдвиги, будут несомненно являться предметом дальнейших исследований. Уже в настоящее время предполагают, что эффектом этой тектоники являются некоторые известные впадины, как, например, Калифорнийский залив. На территории Польши в качестве примеров положительных структур, образовавшихся хотя бы частично

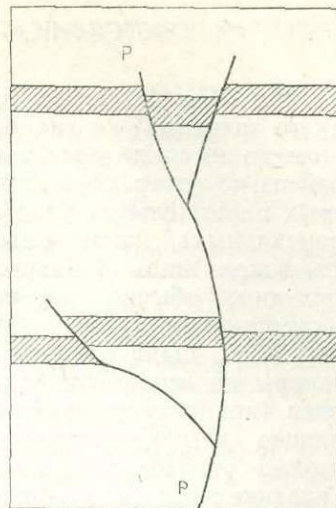


Рис. 208. Горст и грабен (в разрезе), образовавшиеся в результате сдвига по изогнутой поверхности (опыт моделирования Р. К. Эммонса)

в зависимости от сдвиговых смещений, можно назвать грабены и флексура-грабены северовосточного обрамления Свентокшиских гор (Годовская, Червоногурская и другие структуры).

По мнению многих авторов [Чебаненко, 1963, 1966; Moody, 1966; Шаблинская, Смирнов, 1971; Шульц, 1971 и др.], вся земная кора пересечена закономерной системой крупнейших разрывов (глубинных разломов). Их образование связывают обычно с планетарными факторами, в частности с деформациями Земли, обусловленными изменениями скорости вращательного движения. Планетарные разломы частично имеют характер сдвигов (см. с. 100). Содержательный обзор этой проблематики и обширный список литературы представлены в работах З. Поубы [Pouba, 1976] и Н. Стовичковой [Stovicková, 1973], а также в сборнике под редакцией С. С. Шульца [1973], посвященном планетарной системе трещин. Методическое руководство по изучению этой проблематики представлено в недавно изданной книге под редакцией С. С. Шульца [1977] и в работе И. П. Гамкрелидзе [1976]. Многие исследователи считают глубинные сдвиги основным фактором глобального тектогенеза Moody, Hill, 1956; Ashgirei, 1962; Чебаненко, 1963; Steiner, 1972] и предпринимают попытки их увязки с тектоникой плит [Moody, 1966; Ravoni, 1969; Atwater, 1970; Laubscher, 1971в]. Однако необходимо сделать оговорку, что карты, изображающие глобальную систему разломов, являются в значительной мере результатом интерпретации.

## VII. ТЕКТОНИКА ФЛЕКСУР И ЗОН ДИСЛОКАЦИЙ

**Флексура** (англ. flexure, monocline; термин очень широкого значения) в наиболее распространенном понимании представляет ступенчатый изгиб слоев, состоящих из двух более длинных параллельных участков (чаще всего горизонтальных), называемых *крыльями флексуры* (англ. limbs of flexure), соединенных коротким, обычно крутопадающим участком — *смыкающим крылом* (англ. flexural zone; рис. 209). Однако не следует определять флексуры на основании лишь одного наклона слоев (крайние крылья горизонтальные, смыкающее крыло наклонное), так как флексура может образоваться и в наклонно или даже вертикально залегающих слоях, а также подвергаться в последующем наклону (как и всякая тектоническая структура), не переставая быть флексурой. Необходимо помнить и о том, что флексурные перемещения, подобно разрывным, могут совершаться не только по падению смыкающего крыла, но также по простиранию и по всем промежуточным направлениям.

Флексура — пликативная структура, но, несмотря на это, в генетическом отношении она намного ближе к сбросам, чем к складкам, и с точки зрения механики может рассматриваться как сброс, по которому не про-

изошло нарушения сплошности среды (разрыв слоев). Поэтому мы не будем отдельно заниматься механическим анализом флексур. Сходство флексур со сбросами проявляется в том, что в соединяющем (смыкающем) крыле слои обычно растянуты, характеризуются уменьшенной мощностью и часто пересечены разрывами (см. рис. 314). Часто наблюдаются сочетания флексур со сбросами — *флексурно-сбросовые зоны* (см. рис. 211). Также и сбросовые зоны с мощными брекчиями дробления или с большой концентрацией сбросов перемежаются с флексурами. Флексурно-сбросовые и сбросовые зоны можно называть совместно *зонами дислокаций* (англ. dislocation zones).

Кроме сбросов, приблизительно параллельных смыкающему крылу, также образуются характерные косые сбросы и трещины, как результат реакции горных пород на саму флексурную деформацию. Их ориентировка и механизм образования изображены на рис. 210.

В характеристике количественных параметров флексур и зон дислокаций применяется несколько специальных терминов (рис. 211).

*Действительное перемещение* (англ. net shift): полное действительное перемещение



Рис. 209. Элементы флексуры (разрез через флексуру в районе Сенно в Свентокишских горах) [Pożaryski, 1948]. Поднятое крыло — юра, опущенное крыло — мел

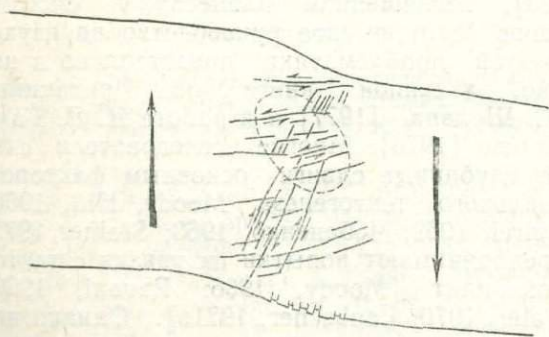


Рис. 210. Образование крутых взбросов и пологих сбросов в пределах флексуры (эксперимент Э. Клооса). Штриховой линией отмечен эллипс деформации

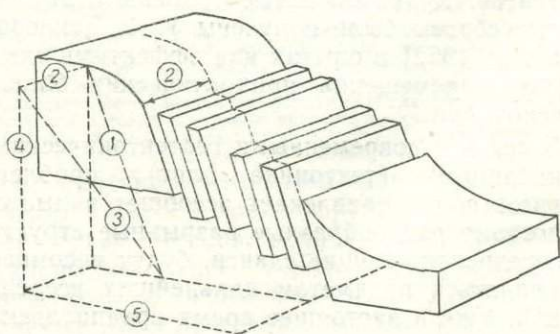


Рис. 211. Схема сбросо-сдвиговой флексурно-разрывной зоны:

1 — перемещение по падению, 2 — перемещение по простиранию, 3 — действительное перемещение, 4 — размах сброса, 5 — ширина флексурно-разрывной зоны

крыльев флексуры, определяемое по смыкающему крылу.

*Перемещение по простиранию* (англ. strike shift): составляющая действительного перемещения крыльев флексуры, параллельная простиранию смыкающего крыла.

*Перемещение по падению* (англ. dip shift): составляющая действительного перемещения крыльев флексуры, параллельная линии падения смыкающего крыла.

*Ширина флексуры*: ширина зоны, охваченной пликативными деформациями, связанными с флексурным перемещением, измеряемая в вертикальной проекции на горизонтальную плоскость.

Другие количественные параметры можно характеризовать с помощью терминов, применяемых к сбросам, с добавлением слов «флексура», «флексурный», «зона дислокаций», «зональный» (размах флексуры, флексурный размах слоя, флексурное разобшение по простиранию, амплитуда зоны дислокаций, зональное горизонтальное смещение слоя и т. п.). Во флексурах особенно часто наблюдается неодинаковое положение слоев в обоих крыльях (свойственное иногда также сбросам и сбросовым зонам). В таких случаях некоторые параметры сбросов вообще неприменимы (след перемещения, перпендикулярное, стратиграфическое, прямоугольное разобшение, отход), другие же теряют свое значение, т. е. имеют разную величину в отдельных, даже параллельных разрезах. Желая описать флексуру с помощью таких параметров, необходимо определять положение разреза, по которому они замерялись.

Классификация флексур и зон дислокаций тоже почти полностью может быть заимствована от классификации сбросов.

Флексуры и зоны дислокаций играют важную роль в строении как складчатых, так и платформенных областей, причем данные исследований за последние годы свидетельствуют о том, что эта роль больше, чем предполагалось. К флексурам или флексуно-сбросовым зонам относятся многочисленные нарушения в гипсометрическом залегании слоев, известные на всей территории Польши, а также крылья многих складок поперечного изгиба (см. с. 224), например, в мезозойском обрамлении Свентокшиских гор (см. рис. 314). На восточном склоне массива Орнак в Татрах описана флексурно-сбросовая зона с максимальной амплитудой более 1000 м, сопровождающаяся поворотом. Широкую зону дислокаций с размахом в несколько километров представляет на некоторых участках окраина кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956.

*Амурский Г. И., Косарев Л. В., Семов В. Н.* Разломная тектоника Туаркыра. — Геотектоника, 1970, № 3.

*Барышев А. Н.* О взаимосвязи девонского вулканизма и тектоники на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, т. 207, 1972.

*Бастриков Ю. Л.* Некоторые вопросы тектоники Казахстана и сопредельных территорий Средней Азии в свете учения о горизонтальных движениях земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1.

*Белицкий А. А.* Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.

*Белоусов В. В., Гзовский М. В.* Экспериментальная тектоника. М., Недра, 1964.

*Белоусов В. В., Кузнецова К. И.* К вопросу о физических условиях образования тектонических разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1948, № 6.

*Беляков Л. В.* О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов. — Геотектоника, 1968, № 4.

*Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.

*Гамкредидзе И. П.* Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, Мецнереба, 1976.

*Гзовский М. В.* Волнистость простирания крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1953, № 2.

*Гзовский М. В.* Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. — Разведка и охрана недр, 1956, № 11.

*Гзовский М. В.* Моделирование тектонических процессов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.

*Гзовский М. В.* Перспективы тектонофизики. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., Наука, 1964.

*Гзовский М. В.* Математика в геотектонике. М., Недра, 1971 а.

*Гзовский М. В.* Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., Наука, 1971б.

*Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.

*Гзовский М. В., Черткова Е. И.* Моделирование волнистого простирания крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 6.

*Долицкий А. В., Кийко И. А.* К вопросу о природе крупных разрывных нарушений. — Докл. АН СССР, т. 163, № 5, 1965.

*Гладков В. Г., Никитин В. П., Хренов П. М.* К вопросу о кинематике заложения разрывов в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 190, № 2, 1970.

*Григорьев А. С.* Напряженное состояние и деформации прямоугольного вязкого массива при боковом смещении. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., Наука, 1971.

*Кабывшев Б. П.* Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса). — Геотектоника, 1968, № 1.

*Казимиров Д. А.* Об альпийских движениях и мезозой-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта. — Геол. сб. Львовского геол. обща, 1954, № 1.

- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969.
- Лукин Л. И.* Некоторые особенности структуры Бу-  
ронского месторождения. — Сов. геология, 1947, № 20.
- Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонталь-  
ных движений земной коры. — Труды ГИН АН СССР,  
вып. 136, 1965.
- Майданович И. А.* Структуры узлов пересечения круп-  
ных сдвигов в южной части Донецкого бассейна. —  
Геотектоника, 1972, № 4.
- Методическое руководство по изучению планетарной*  
трещиноватости и линейментов (ред. Шульц С. С.). Л.,  
Изд-во ЛГУ, 1977.
- Милановский Е. Е.* Основные черты строения и форми-  
рования рифтовой системы Восточной Африки и Ара-  
вии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 1.
- Милановский Е. Е.* Основные типы рифтовых зон ма-  
териков. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2.
- Михайлова А. В.* Методика количественной оценки пере-  
мещений, деформаций и напряжений в пластических  
непрозрачных моделях. — В кн.: Тектонофизика и меха-  
нические свойства горных пород. М., Наука, 1971а.
- Михайлова А. В.* Разрывы, деформации и переме-  
щения в моделях надвиговой структуры. — В кн.: Тектоно-  
физика и механические свойства горных пород. М., Нау-  
ка, 1971б.
- Михалев А. К.* К вопросу о природе поперечных сброс-  
ов в срединных районах Донецкого бассейна. — Гео-  
тектоника, 1971, № 2.
- Невский В. А.* Кольцевые разрывы и некоторые дан-  
ные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР.  
Сер. геол., 1971, № 5.
- Онохин Ф. М.* Особенности структуры Хибинского мас-  
сива и апатито-нефелиновых месторождений. Л., Наука,  
1975.
- Павлов Р. И.* О системе и геологических признаках  
региональных поперечных структур западной части  
Южного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1972, № 10.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения. —  
Геотектоника, 1967, № 5.
- Петров А. И., Плотников Л. М., Юревич Г. Г.* Меха-  
низм образования структур центрального типа. — Сов.  
геология, 1971, № 2.
- Руженцев С. В.* Некоторые особенности формирования  
сорванных покровов. — Геотектоника, 1970, № 6.
- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм  
образования сорванных покровов. — Труды ГИН АН  
СССР, вып. 223, 1971.
- Свешникова Е. В.* Структурные особенности магмати-  
ческих комплексов центрального типа, связанных с коль-  
цевыми разломами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968,  
№ 10.
- Стоянов С.* Некоторые физические аспекты разламы-  
вания в земной коре. — Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. Сер.  
геотект., кн. 19, 1970.
- Стоянов С.* Об особенностях зон скальвания в моде-  
лях. — Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. Сер. геотект., кн. 21—  
22, 1973.
- Стрельцов М. И.* Об эшелонном расположении струк-  
тур в южной части Курильской островной гряды. —  
Геотектоника, 1970, № 1.
- Ткаченко В. Т.* Глубинные разломы. Библиографиче-  
ский указатель литературы 1950—1970 гг. М., Наука,  
1972.
- Уфимцев Г. Ф.* О некоторых особенностях механизма  
развития сводовых поднятий в центральном Забай-  
калье. — Геотектоника, 1969, № 5.
- Ушаков С. А., Красс М. С.* О глубинной механике  
в областях рифтогенеза. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969,  
№ 3.
- Хаин В. Е.* Глубинные разломы — основные признаки,  
принципы классификации и значение в развитии земной  
коры (исторический обзор). — Изв. вузов. Геол. и разв.,  
1963, № 3.
- Хлобустов А. А.* О роли концентрации напряжений  
в деформации горных пород и рудообразовании. — Узб.  
геол. журнал. 1958, № 3.
- Чебаненко И. И.* Основные закономерности разломной  
тектоники земной коры. — Труды Ин-та геол. наук. Сер.  
геотект., вып. 12, 1963.
- Чебаненко И. И.* Схема разломной тектоники Украин-  
ны. — Докл. АН СССР, т. 167, № 2, 1966.
- Шаблинская Н. В., Смирнов Л. С.* Особенности форми-  
рования планетарной сетки разломов на платфор-  
мах. — Докл. АН СССР, т. 201, № 5, 1971.
- Шихин Ю. С.* К вопросу о механизме образования  
сколовых нарушений. — В кн.: Проблемы тектонофизики.  
М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шульц С. С.* Планетарные трещины и тектонические  
дислокации. — Геотектоника, 1971, № 4.
- Шульц С. С.* (ред.). Планетарная трещиноватость. Л.,  
Изд-во ЛГУ, 1973.
- Aki K.* Seismic displacements near a fault. Journ.  
Geoph. Res., v. 73, N 16, 1968.
- Anderson E. M.* The dynamics of faulting. Oliver a.  
Boyd, Edinburgh, London, 1951.
- Anderson R. E.* Thin skin distension in Tertiary rocks  
of south-eastern Nevada. Geol. Soc. Am. Bull., v. 82,  
N 1, 1971.
- Armstrong R. L.* Low-angle (denudation) faults, hinter-  
land of the Sevier orogenic belt, Eastern Nevada and  
Western Utah. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, N 6, 1972.
- Arthaud F.* Méthode de détermination graphique des  
directions de raccourcissement, d'allongement et interme-  
diaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. France,  
sér. 7, t. 11, N 5, 1970.
- Arthaud F., Mattauer M.* Exemples de stylolites d'origi-  
ne tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la  
tectonique cassante. Bull. Soc. Géol. France, sér. 7, t. 11,  
N 5, 1970.
- Ashgirei G. D.* Einige Wesenszüge der Tektonik und  
Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen, Teil 1:  
Tiefenbrüche. Geologie, Jg. 11, H. 2, 1962.
- Alexandrowicz S. W.* Przejawy tektoniki mioceńskiej w  
Zagłębiu Górnośląskim. Acta Geol. Pol., v. 14, N 2, 1964.
- Atwater T.* Implications of plate tectonics for the ceno-  
zoic tectonic evolution of western North America. Geol.  
Soc. Am. Bull., v. 81, N 12, 1970.
- Bac M., Grochocka K.* Budowa fałdu Czerwonych Wier-  
chów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tat-  
rach. Acta Geol. Pol., v. 15, N 3, 1965.
- Bagnall P.* Wrench faulting in Cyprus. Journ. Geol.,  
v. 72, N 3, 1964.
- Balakrishna S., Goud T. N.* Role of fluid pressure in  
the mechanics of transcurent faulting at Koyana (India).  
Tectonophysics, v. 9, N 4, 1970.
- Behre C. H.* Bedding-plane faults and their economic  
importance. Am. Inst. Min. Met. Eng., Techn. Publ. 767,  
1937.
- Belousov V. V.* Tectonophysical investigations. Geol.  
Soc. Am. Bull., v. 71, N 8, 1960.
- Beutner E. C.* Reverse gravitational movement on earlier  
overthrusts, Lemhi, Range, Idaho. Geol. Soc. Am. Bull.,  
v. 83, N 3, 1972.
- Bishop D. G.* The geometric relationships of structural  
features associated with major strike-slip faults in New  
Zealand. N. Zeal. Journ. Geol. Geoph., v. 11, N 2, 1968.
- Blatt L. B.* Fluid pressure in thrust faulting, a corolla-  
ry. Am. Journ. Sc., v. 260, N 2, 1962.
- Bock H.* Computer simulation of second order faults.  
Rock Mech., v. 3, N 4, 1971.
- Bock H.* Vielfache Bruchstrukturen bei einfachen Bean-  
spruchungen — Rechnerische Untersuchungen mit Hilfe  
der Finite-Element-Methode. Geol. Rundschau. Bd. 61,  
H. 3, 1972.
- Bogacz K.* Budowa geologiczna północnego obrzeżenia  
rowu krzeszowickiego. Prace Geol. PAN w Krakowie, 41,  
1967.

- Borecki M., Chudek M.* Mechanika górotworu. Śląsk, Katowice, 1972.
- Bott M. H. P.* The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, v. 96, N 2, 1959.
- Brace W. F.* Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes. *Tectonophysics*, v. 14, N 3/4, 1972.
- Brace W. F., Byerlee J. D.* Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Tectonophysics*, v. 153, N 3739, 1966.
- Bredehoeft J. D., Hanshaw B. B.* On the maintenance of anomalous fluid pressures: I. Thick sedimentary sequences. II. Source layer at depth. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, N 9, 1968.
- Brown R. W.* Experiments relating to the results of horizontal faulting. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 12, N 2, 1928.
- Burek P. J.* Tectonic effects of sea-floor spreading on the Arabian shield. *Geol. Rundschau*, Bd. 59, H. 2, 1970.
- Byerlee J. D.* Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *Journ. Geoph. Res.*, v. 72, N 14, 1967.
- Byerlee J. D.* The mechanics of stick-slip. *Tectonophysics*, v. 9, N 5, 1970.
- Byerlee J. D., Brace W. F.* Stick-slip, stable sliding, and earthquakes — effect of rock type, pressure strain rate and stiffness. *Journ. Geoph. Res.*, v. 73, N 18, 1968.
- Cady W. M.* Tectonic setting and mechanism of the Taconic slide. *Am. Journ. Sc.*, v. 266, N 7, 1968.
- Carlisle D.* Sliding friction and overthrust faulting. *Journ. Geol.*, v. 73, N 2, 1965.
- Carver R. E.* Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 52, N 3, 1968.
- Cebull S. E.* Low-angle growth faults in Eastern Venezuelan basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 54, N 5, 1970.
- Chadwick B.* Patterns of fracture and dyke intrusion near Frederikshåb, southwest Greenland. *Tectonophysics*, v. 8, N 3, 1969.
- Chamberlin R. T., Miller W. Z.* Low-angle faulting. *Journ. Geol.*, v. 26, N 1, 1918.
- Chinnery M. A.* The vertical displacements associated with transcurrent faulting. *Journ. Geoph. Res.*, v. 70, N 18, 1965.
- Chinnery M. A.* Secondary faulting. *Can. Journ. Earth Sc.*, v. 3, N 2, 1966.
- Cloos E.* Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 66, N 3, 1955.
- Cloos E.* Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 52, N 3, 1968.
- Cloos E., Broedel C. H.* Reverse faulting north of Harrisburg, Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 54, N 9, 1943.
- Cloos H.* Über antithetische Bewegungen. *Geol. Rundschau*, Bd. 19, H. 3, 1928.
- Cloos H.* Zur Mechanik großer Brüche und Gräben. *Centralbl. Min. Geol. Pal. Abt. B.*, 1932.
- Closs H.* Hebung-Spaltung — Vulkanismus. *Geol. Rundschau*, Bd. 30, H. 4a, 6, 1939.
- Czarnocki J.* Geologia regionu Łysogórskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 18, 1957.
- Dermietzel E.* Das Festigkeitsverhalten tektonisch beanspruchter Braunkohle. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 118, H. 1, 1966.
- Dmowska R., Rybicki K., Teisseyre R.* Focal mechanism in connection with energy storage before crack formation. *Tectonophysics*, v. 14, N 3/4, 1972.
- Don J.* Rów Górnej Nisy. Przewodnik geologiczny po Sudetach. *Wyd. Geol.*, Warszawa, 1969.
- Dzulyński S.* Tektonika pd. szczytu Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, v. 3, N 3, 1953.
- Edmona O., Murrell S. A. F.* Experimental observations on rock fracture at pressures up to 7 kbar and the implications for earthquake faulting. *Tectonophysics*, v. 16, N 1/2, 1973.
- Ekiert F.* Rudy cynku i ołowiu. *Geologia i surowce mineralne Polski*. *Wyd. Geol. Warszawa*, 1970.
- Emmons R. C.* Strike-slip rupture patterns in sand models. *Tectonophysics*, v. 7, N 1, 1969.
- Forristall G. Z.* Stress distributions and overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 10, 1972.
- Förster H.* Ein experimenteller Beitrag zur Deutung grosser Überschiebungen. *Tectonophysics*, v. 4, N 1, 1967.
- Freund R.* Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran. *Journ. Geol.*, v. 78, N 2, 1970.
- Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, v. 21, N 1/2, 1974.
- Gansser A.* The large earthquakes of Iran and their geological frame. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 62, N 2, 1969.
- Garjunkt Z.* Problems of wrench faults. *Tectonophysics*, v. 3, N 5, 1966.
- Gignoux M.* Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 27, 1948.
- Gil H., Litwiniszyn J.* Der Einfluss des Bergmannischen Abbaus auf die Verbreitung der Verwerfungsklufte in der Erdkruste. *Arch. Górn.*, t. 18, z. 1, 1973.
- Gill J. E.* Continued confusion in the classification of faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 82, N 5, 1971.
- Gocev P. M.* Le reseau de failles en Afrique du Nord-Quest et son evolution alpine et contemporaine.
- Gradziński R.* (red.). Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. *Wyd. Geol.*, Warszawa, 1960.
- Grochocka-Piotrowska K., Kibitlewski S.* Remarks on the tectonics of the Pieniny Klippen Belt near Czorsztyn. *Bull. A. Pol. Sc.*, v. 21, N 3—4, 1974.
- Grocholski W.* Tektonika Gór Sowich. *Geol. Sudetica*, v. 3, 1967.
- Hafner W.* Stress distributions and faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 62, N 4, 1951.
- Hagiwara T., Ohtake M.* Seismic activity associated with the filling of the reservoir behind the Kurobe Dam, Japan, 1963—1970. *Tectonophysics*, v. 15, N 3, 1972.
- Hamblin W. K.* Origin of «reverse drag» on the downthrown side of normal faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 76, N 10, 1965.
- Hancock P. L.* Joints and faults: the morphological aspects of their origins. *Proc. Geol. Assoc.*, v. 79, N 2, 1968.
- Hancock P. L.* The analysis of en-echelon veins. *Geol. Mag.*, v. 109, N 3, 1972.
- Hanshaw B. B., Zen E-an.* Osmotic equilibrium and overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 76, N 12, 1965.
- Harańczyk C., Szostek L., Filipowicz-Lesiak W.* Związek mineralizacji Zn-Pb z odwróconymi uskokami rowu kompresyjnego Klucze — Jaroszowiec. *Biul. Inst. Geol.*, 241, 1971.
- Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust. *Tectonophysics*, v. 8, N 3, 1969.
- Healy J. H., Hamilton R. M., Raleigh C. B.* Earthquakes induced by fluid injection and explosion. *Tectonophysics*, v. 9, N 2/3, 1970.
- Heard H. C., Rubey W. W.* Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 77, N 7, 1966.
- Hills E. S.* Elements of structural geology. Chapman and Hall, London, 1972.
- Hoepfener R.* Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rundschau*, Bd. 45, H. 2, 1956.
- Hoepfener R., Kalhoff E., Schrader P.* Zur physikalischen Tektonik. Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen im Experiment. *Geol. Rundschau*, Bd. 59, H. 1, 1969.

*Homola V., Hanzlikova E.* Biostratigrafické, tektonické a lithologicke studie na Tesinsku. Sbor. stat. geol. ust., 21, 1955.

*Hopgood A. M.* Structural reorientation as evidence of basement warping associated with faulting in Uganda. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, N 11, 1970.

*Howard J. H.* Structural development of the Williams Range Thrust, Colorado. Geol. Soc. Am. Bull., v. 77, N 11, 1966.

*Hsü K. J.* A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus overthrust. Ecl. Geol. Helv., v. 62, N 1, 1969a.

*Hsü K. J.* Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and landsliding. Geol. Soc. Am. Bull., v. 80, N 6, 1969b.

*Hubbert M. K.* Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Geol. Soc. Am. Bull., v. 62, N 4, 1951.

*Hubbert M. K., Rubey W. W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., v. 70, N 2, 1959.

*Illies J. H.* An intercontinental belt of the world rift system. Tectonophysics, v. 8, N 1, 1969.

*Illies J. H.* Die großen Graben: Harmonische Strukturen in einer disharmonisch strukturierten Erdkruste. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 2, 1970.

*Illies J. H., Muller S.* (ed.). Graben problems. E. Schweizerbart Verl., Stuttgart, 1970.

*James W. R.* Regression models for faulted structural surfaces. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 54, N 4, 1970.

*Jaroszewski W.* Geologia pasma Świerkul. Acta Geol. Pol., v. 7, N 4, 1957.

*Jaroszewski W.* Rysy ślizgowe jako wskaźnik kierunku głównego i pochodnego transportu tektonicznego. Prz. Geol., N 5, 1965.

*Jaroszewski W.* Gzymy tektoniczne — nowy element drobnej tektoniki. Acta Geol. Pol., v. 18, N 1, 1968a.

*Jaroszewski W.* Zakrzywione rysy tektoniczne a mechanizm przemieszczeń uskokowych. Acta Geol. Pol., v. 18, N 1, 1968b.

*Jaroszewski W.* New site of tectonic stylolites. Bull. Ac. Pol. Sc., v. 17, N 1, 1969.

*Jaroszewski W.* Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol., v. 38, 1972a.

*Jaroszewski W.* W sprawie nazewnictwa i klasyfikacji uskoków. Prz. Geol., N 1, 1972b.

*Jaroszewski W.* Analiza tektoniczna pól naprężeń jako kryterium poszukiwawcze. Prz. Geol., N 10, 1973.

*Jawor E.* Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. Acta Geol. Pol., v. 20, N 4, 1970.

*Johnson A. M.* Physical processes in geology. Freeman and Cooper, San Francisco, 1970.

*Jones P. B.* Folded faults and sequence of thrusting in Alberta Foothills. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 55, N 2, 1971.

*Kehle R. O.* Analysis of gravity sliding and orogenic translation. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, N 6, 1970.

*Kerr J. W.* Paleozoic sequences and thrust slices of the Seetoya Mountains, Independence Range, Elko County, Nevada. Geol. Soc. Am. Bull., v. 73, N 4, 1962.

*Kerr J. W., Christie R. L.* Tectonic history of Boothia uplift and Cornwallis fold belt, Arctic Canada. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 49, N 7, 1965.

*Kisłow A.* Zjawisko kompaktacji warstw oraz zasięg pionowy dyslokacji w utworach trzeciorzędu środkowego Przedgórzia Karpat. «Nafta», r. 21, N 5, 1965.

*Kisłow A.* Regionalna tektonika transwersalna w zagadnieniu powstawania koncentracji węglowodorów na Przedgórzcu Karpat. Nafta, r. 23, N 1, 1969.

*Kneisch G.* Über Funktions-Wechsel des Rheinischen Lineamentes und die Entstehung des Oberrhein-Grabens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 118, T. 2, 1969.

*Knopoff L., Heezen B. C., MacDonald G. J. F.* (ed.). The world rift system. Tectonophysics, v. 8, N 4—6, 1969.

*Kober L.* Tektonische Geologie. Borntraeger, Berlin, 1942.

*Koim D. N., Dickey P. A.* Growth faulting in McAlester basin of Oklahoma. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 51, N 5, 1967.

*Kotański Z.* Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., Warszawa, 1971.

*Kotas A.* Budowa geologiczna podłoża utworów produkcyjnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwart. Geol., t. 12, N 4, 1968.

*Kozikowski H.* Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża. Acta Geol. Pol., v. 8, N 2, 1958.

*Książkiewicz M.* Geologia dynamiczna. Wyd. Geol., Warszawa, 1972a.

*Książkiewicz M.* Karpaty. Budowa geologiczna Polski t. 4: Tektonika cz. 3. Wyd. Geol., Warszawa, 1972b.

*Krenkel E.* Geologie Afrikas. Bd. I. Borntraeger, Berlin, 1925.

*Lajtai E. Z.* Mechanics of second order faults and tension gashes. Geol. Soc. Am. Bull., v. 80, N 11, 1969.

*Laubacher H. P.* Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Ecl. Geol. Helv., v. 54, N 1, 1961a.

*Laubacher H. P.* Die Mobilisierung klastischer Massen. Ecl. Geol. Helv., v. 54, N 2, 1961b.

*Laubacher H. P.* Das Problem von Rheintalflexur und Tafeljura. Ecl. Geol. Helv., v. 64, N 1, 1971a.

*Laubacher H. P.* The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. Am. Journ. Sc., v. 271, N 3, 1971b.

*Laubacher H. P.* Some overall aspects of Jura dynamics. Am. Journ. Sc., v. 272, N 4, 1972.

*Lensen G. J.* A method of graben and horst formation. Journ. Geol., v. 66, N 5, 1958.

*Levorsen A. I.* Geologia ropy naftowej i gazu ziemnego. Wyd. Geol., Warszawa, 1972.

*Liniger H.* Pliozän und Tektonik des Juragebirges. Ecl. Geol. Helv., v. 60, N 2, 1967.

*Link T. A.* Relationship between over- and under-thrusting as revealed by experiments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 12, N 8, 1928.

*Lotze F.* Die orogenen Kräfte bei der saxonischen Gebirgsbildung. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. Hannover-Celle, 1949.

*Lovering T. S.* Field evidence to distinguish overthrusting from underthrusting. Journ. Geol., v. 40, N 7, 1932.

*Lowell J. D.* Antithetic faults in upthrusting. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 54, N 10, pt. 1, 1970.

*Lowell J. D.* Spitzbergen Tertiary orogenic belt and the Spitzbergen fracture zone. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, N 10, 1972.

*Masson H.* Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. Ecl. Geol. Helv., v. 65, N 1, 1972.

*McKee E. H.* Age and rate movement of the northern part of the Death Valley-Furnace Creek fault zone, California. Geol. Soc. Am. Bull., v. 79, N 4, 1968.

*Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A., Briggs R. S.* Continental drift, V: proposed hypothesis of Earth tectonics. Journ. Geol., v. 80, N 6, 1972.

*Milici R. C.* The Allegheny structural front in Tennessee and its regional tectonic implications. Am. Journ. Sc., v. 268, N 2, 1970.

*Miller R. L., Fuller J. O.* Geology and oil resources of the Rose Hill district: the Fenster area of the Cumberland overthrust, Lee County, Virginia. Virg. Geol. Surv. Bull., 71, 1955.

*Moench R. H.* Premetamorphic down-to-basin faulting, folding, and tectonic dewatering, Rangeley area, Western Maine. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, N 5, 1970.

*Moody J. D.* Crustal shear patterns and orogenesis. Tectonophysics, v. 3, N 6, 1966.

- Moody J. D., Hill M. J. Wrench-fault tectonics. Geol. Soc. Am. Bull., v. 67, N 9, 1956.
- Moody J. D., Hill M. J. Moody and Hill system of wrench fault tectonics: reply. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 48, N 1, 1964.
- Motyl-Rakowska J., Schoeneich K. Budowa geologiczna południowo-zachodniego skłone antyklizy mazurskiej. Acta Geol. Pol., v. 20, N 4, 1970.
- Mudge M. R. Origin of the disturbed belt in northwestern Montana. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, N 2, 1970.
- Muehlberger W. R. Conjugate joint sets of small dihedral angle. Journ. Geol., v. 69, N 2, 1961.
- Murawski H. Bruchtektonik mit modifizierter Bruchbildung. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, 1969.
- Nevin C. M. Principles of structural geology. J. Wiley, Chapman and Hall, New-York—London, 1949.
- Ney R. Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpacciego i rozmieszczeniu złóż ropy in gazu. Pr. Geol. PAN w Krakowie, 45, 1968.
- Ney R. Pietra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpacciego. Pr. Geol. PAN w Krakowie, 53, 1969.
- Nur A., Byerlee J. D. An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids. Journ. Geoph. Res., v. 76, N 26, 1971.
- Oberholzer J. Geologie der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz., n. F., Bd. 28, 1933.
- Oberc J. Sudety i obszary przyległe. — Budowa geologiczna Polski t. 4; Tektonika cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa, 1972.
- Oberc J., Dyjor S. Uskok sudecki brzeżny. Biul. Inst. Geol., 236, 1969.
- Odé H. Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. Geol. Soc. Am. Mem., 79, 1960.
- Oftedahl C. Note on the main Caledonian thrusting in Northern Scandinavia. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 46, h. 2, 1966.
- Osmaston M. F. Genesis of ocean ridge median valleys and continental rifts valleys. Tectonophysics, v. 11, N 5, 1971.
- Ostaficzuk S. Tectonic lineaments in Northern Libia. Acta Geol. Pol., v. 23, N 2, 1973.
- Pavoni N. Zonen lateraler horizontaler Verschiebung in der Erdkruste und daraus ableitbare Aussagen zur globalen Tektonik. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, 1969.
- Phillips W. J. Hydraulic fracturing and mineralization. Geol. Soc. London Journ., v. 128, N 4, 1972.
- Phipps C. B., Reeve F. A. E. Structural geology of the Malvern, Abberley and Ledbury hills. Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., v. 125, N 1, 1969.
- Picard L. On Afro-Arabian Graben tectonics. Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 2, 1970.
- Pierce K. L., Armstrong R. L. Tuscarora fault, an Acadian (?) bedding-plane fault in central Appalachian Valley and Ridge Province. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 50, N 2, 1966.
- Pierce W. G. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: Discussion. Geol. Soc. Am. Bull., v. 77, N 5, 1966.
- Pierce W. H. A thermal speedometer of overthrust faults. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, N 1, 1970.
- Pouba Z. Několik hypotéz o vzniku jednotné zlomové síť zemské kůry. Casopis Min. Geol., r. 12, N 1, 1967.
- Pozaryski W. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. Inst. Geol., 46, 1948.
- Pozaryski W. Wyzyna Lubelska. Przekroje geol. przez Polskę. z. 2. Wyd. Geol., Warszawa, 1958.
- Pozaryski W. Powierzchnia skonsolidowanego podłoża. Geof. i Geol. Naft., N 3—4, 1970.
- Price N. J. Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag., v. 96, N 2, 1959.
- Price N. J. Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. Pergamon Press, Oxford, 1966.
- Price N. J. A dynamic mechanism for the development of second order faults. Geol. Surv. Canada Paper, 68—52, 1969.
- Prucha J. J. Moody and Hill system of wrench fault tectonics: discussion. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 48, N 1, 1964.
- Prucha J. J., Graham J. A., Nickelsen R. P. Basement-controlled deformation in Wyoming Province of Rocky Mountains foreland. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 49, N 7, 1965.
- Ragan D. M. Structural geology. An introduction to geometrical techniques. John Wiley, New York, 1973.
- Raleigh C. B., Griggs D. T. Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., v. 74, N 7, 1963.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 1967.
- Richter-Bernburg G. Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. Geol. Jahrb., Bd. 85, 1968.
- Rickard M. J. Fault classification (discussion). Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, N 8, 1972.
- Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centralbl. Min. Geol. Pal. Abt. B, 1929.
- Roä E. Clues to ancient Australian geosutures. Ecl. Geol. Helv., v. 59, N 2, 1966.
- Roering C. The geometrical significance of natural echelon crack-arrays. Tectonophysics, v. 5, N 2, 1968.
- Root S. J. Structure of the northern terminus of the Blue Ridge in Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, N 3, 1970.
- Rosenfeld U. Bau und Entwicklung einer Überschiebungszone bei Lengerich (Westf.). Neu. Jahrb. Geol. Pal., Abh. Bd. 117, H. 1—3, 1963.
- Rózycki S. Z. Plejstocen Polski Środkowej. PWN, Warszawa, 1972.
- Rutland R. W. R. A tectonic study of part of the Philippine fault zone. Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., v. 123, N 4, 1968.
- Satustowicz A. Zarzys mechaniki górotworu. Śląsk, Katowice, 1965.
- Sanford A. R. Analytical and experimental study of simple geologic structures. Geol. Soc. Am. Bull., v. 70, N 1, 1959.
- Schäfer K. Transform faults in Island. Geol. Rundschau, Bd. 61, H. 3, 1972.
- Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena, 1941.
- Scholz C. H. Crustal movements in tectonic areas. Tectonophysics, v. 14, N 3/4, 1972.
- Scholz J. Zur tektonischen Analyse der mitgefalteten Überschiebungen im niederrheinisch—westfälischen Steinkohlengebirge. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 107, 1956.
- Schwan W. Zur Definition und Deutung des Strukturtyps «Decke». Neu. Jahrb. Geol. Pal., Abt. Bd. 124, H. 2, 1966.
- Secor D. T. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the Earth's crust. Geol. Surv. Canada Paper 68—52, 1969.
- Shainin V. E. Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton, Virginia. Geol. Soc. Am. Bull., v. 61, N 6, 1950.
- Shave D. R. Strike-slip control of Basin-Range structure indicated by historical faults in western Nevada. Geol. Soc. Am. Bull., v. 76, N 12, 1965.
- Shelton J. W. Role of contemporaneous faulting during basinal subsidence. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 52, N 3, 1968.
- Shurbet D. H., Cebull S. E. Crustal low-velocity layer and regional extension in Basin and Range Province. Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, N 11, 1971.
- Skempton A. W. Some observations on tectonic shear zones. Proc. 1 Congr. Int. Soc. Rock Mech., Lisboa, 1966.

- Smith D. A.* Theoretical considerations of sealing and non-sealing faults. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 50, N 2, 1966.
- Smith J. G.* Fundamental transcurrent faulting in Northern Rocky Mountains. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 49, N 9, 1965.
- Smoluchowski M.* Kilka uwag o fizycznych podstawach teorii górotwórczych. *Kosmos*, t. 34, 1909 (Przedruk: *Pisma Mariana Smoluchowskiego*, t. 2. Kroków, 1927).
- Sokołowski J.* Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńskolódzkiego. *Pr. Inst. Geol.*, 50, 1966.
- Sokołowski J.* Rola tektoniki salinarniej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo—kenozoicznej. *Biul. Inst. Geol.*, 252, 1972.
- Solski P., Ziemia S.* Zagadnienia tarcia suchego. PWN, Warszawa, 1965.
- Steiner L.* Schubrichtungen im präkambrischen Unter- und Oberbau des Brasilischen Schidles. *Geol. Rundschau*, Bd. 61, H. 1, 1972.
- Stewart J. H., Albers J. P., Poole F. G.* Summary of regional evidence for right-lateral displacement in the Western Great Basin, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, N 10, 1968.
- Stovickova H.* Hlubinná zlomová tektonika a jej i vztah k endogennim geologickým procesům. *Academia*, Praha.
- Streckeisen A.* Junge Bruchsysteme im nördlichen Simplon-Gebiet (Wallis, Schweiz.). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 58, N 1, 1965.
- Sugimura A., Matsuda T.* Atera fault and its displacement vectors. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 76, N 5, 1965.
- Taber S.* Fault troughs. *Journ. Geol.*, v. 35, N 7, 1927.
- Tanner W. F.* Surface structural patterns obtained from strike-slip models. *Journ. Geol.*, v. 70, N 1, 1962.
- Tchalenko J. S.* Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, N 6, 1970.
- Tchalenko J. S., Ambraseys N. N.* Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, N 1, 1970.
- Teisseyre R.* Crack formation and energy release caused by the concentration of dislocations along fault planes. *Tectonophysics*, v. 9, N 6, 1970.
- Teisseyre R.* Interstitial fluid flow and tectonic stresses. *Acta Geoph. Pol.*, v. 20, N 2, 1972a.
- Teisseyre R.* Mikrowstrząsy jako wskaźnik oddziaływań hydrotektonicznych. *Nafta*, r. 28, N 9, 1972b.
- Terzaghi K. Van.* Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen. *Sitz. Ak. Wiss. Wien, Mat. Naturwiss. Kl., Abt. 2A*, 132, 1923.
- Thomas W. A.* Contemporaneous normal faults on flanks of Birmingham anticlinorium, central Alabama. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 52, N 11, 1968.
- Tjia H. D.* Rates of diastrophic movement during the Quaternary in Indonesia. *Geol. en Mijnb.*, v. 49, N 4, 1970.
- Tollmann A.* Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. *Geol. Rundschau*, Bd. 61, H. 3, 1972.
- Trümpy R.* Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 62, N 1, 1969.
- Tucker D. R.* Lower Cretaceous geology, northwestern Karnes County, Texas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 52, N 5, 1968.
- Wagenbreth O.* Zerrung und Pressung und ihr Verhältnis zueinander in der germanotypen Tektonik. *Geologie Jg. 12*, H. 3, 1963.
- Wagenbreth O.* Über den Begriff der synthetischen und antithetischen Störungen und ihre Bedeutung für die saxonische Tektonik Mitteldeutschlands. *Geologie Jg. 13*, H. 9, 1964.
- Wajsprych B.* Tektonika jednostki Chełmca (północno-wschodnia część Gór Kaczawskich). *Geol. Sudetica*, v. 9, N 1, 1974.
- Wallace R. E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journ. Geol.*, v. 59, N 2, 1951.
- Wartolowska-Swidrowska J.* Analiza strukturalna brachyantykliny Dobromierza (południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, t. 20, N 4, 1976.
- Whitten C. A.* Crustal movement in California and Nevada. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 37, N 4, 1956.
- Williams A.* Oblique-slip faults and rotated stress systems. *Geol. Mag.*, v. 95, N 3, 1958.
- Wilson R. C.* Gravity tectonics of the Shadow Mountains area, San Bernadino County, California. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 49, N 1, 1968.
- Woodward L. A., Kaufman W. H., Anderson J. B.* Nacimiento fault and related structures, northern New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 8, 1972.
- Youssef M. I.* Structural pattern of Egypt and its interpretation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 52, N 4, 1968.
- Zelichowski A. M.* Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 252, 1972.
- Zuravlev V. S.* Kulissenförmige Randnähte der Osteuropäischen Tafel. *Geologie Jg. 14*, H. 10, 1965.

## ТЕКТОНИКА СКЛАДОК



### I. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

*Складка* (англ. fold, нем. Falte) в общем понимании представляет собой любой изгиб слоев или пластов не обязательно тектонического происхождения. В польской геологической литературе по традиции принимается более узкое толкование термина складка — изгиб, состоящий из двух смежных форм: формы с более древними породами в ядре — *антиклинали* или *седла* (англ. anticline, нем. Sattel Antiklinale) и формы с более молодыми породами в ядре — *синклинали* (англ. syncline, нем. Mulde, Synklinale). При таком толковании, которое принято и в настоящей книге, к складкам не относятся, например, изгибы флексурного типа, хотя они и образуются, по крайней мере частично, в итоге пликативных деформаций. Поэтому термин «пликативная тектоника» имеет более широкое значение, чем термин «складчатая тектоника». Мы же будем рассматривать лишь складки тектонического происхождения.

Антиклиналями называются также части складок, выпуклые кверху, синклиналями — части складок, вогнутые книзу. Однако когда складки подвергаются опрокидыванию, этот признак для определения синклиналей и антиклиналей может приобретать противоположное значение (см. рис. 220, д). Он неприменим также и в отношении лежачих складок (см. рис. 220, е). Поэтому более надежен стратиграфический критерий. Все же при изучении тектоники сильно деформированных толщ горных пород, лишенных стратиграфической характеристики (чаще всего метаморфизованных) требуются более нейтральные термины, основанные на геометрическом критерии. В таком значении используются определения: *антиформа* (англ. antiform) и *синформа* (англ. synform) — рис. 212.

В геологической литературе термин «складка» часто употребляется еще в более узком значении, чем сказано выше, — для определе-

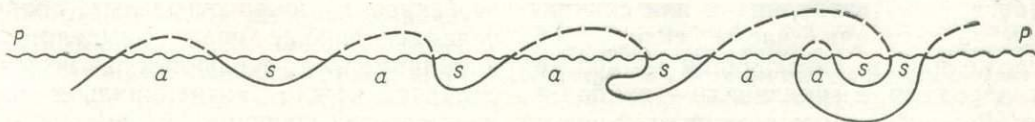


Рис. 212. Антиформы *a* и синформы *s* в пересечении с эрозионной поверхностью *PP*

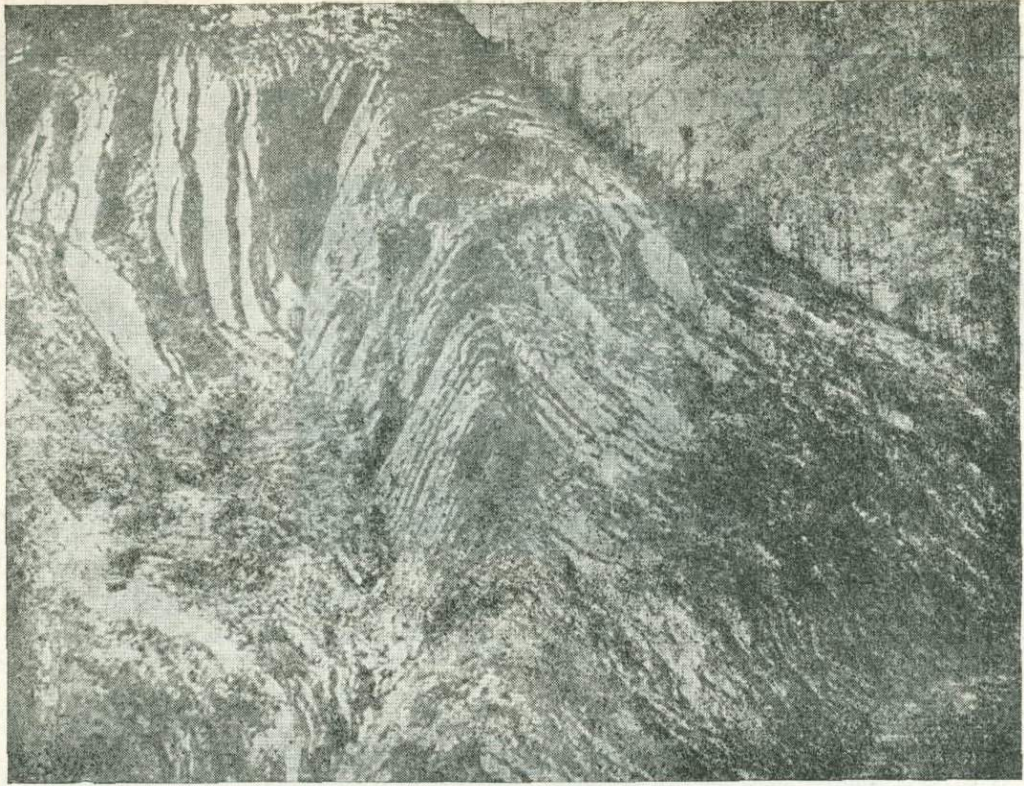


Рис. 213. Стоячая складка. Слева — синклиналь, справа — антиклиналь. Французские Альпы (фото М. Ксёнжжевича)

ния одних антиклиналей. Такой подход неправилен, так как смежные антиклинали и синклинали неразрывно связаны друг с другом: крылья антиклинали являются одновременно крыльями смежных синклиналей (рис. 213). По этой причине термин «складка» неудобен

при определении географического распространения структур. В описаниях отдельных структур следует, таким образом, применять термины «антиклиналь» и «синклиналь», а не желая уточнять их характер, — общий термин *складчатые формы*.

## II. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ (ОПИСАТЕЛЬНАЯ) ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДОК

### 1. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ПАРАМЕТРЫ СКЛАДОК

Из принятых определений следует, что многие понятия, относимые обычно к целой складке, в действительности могут касаться лишь отдельных складчатых форм (антиклиналей или синклиналей). На рис. 214 дано сопоставление элементов и параметров складок. К основным элементам складок и их геометрическим параметрам относятся следующие.

**Ядро** (англ. core) антиклинали или синклинали — это внутренняя часть складчатых форм, сложенная в антиклинали наиболее древними породами, в синклинали — наиболее молодыми. Разумеется, что границы той части складчатой формы, которая считается ядром, чисто условны.

**Крылья** (англ. limbs, flanks) складки: части складки между перегибами смежных антиклинали и синклинали. Можно говорить также о крыльях антиклинали или синклинали, имея в виду, что при смежном расположении антиклиналей и синклиналей (как это чаще всего бывает) они имеют общие крылья.

**Шарнир** (замок; англ. hinge, keystone) антиклинали или синклинали: часть складчатой формы, где слои перегибаются под наиболее острым углом. Разумеется, что в ряде случаев, особенно в широкоугольных, округленных складках вообще нельзя выделить шарнир, а например, в сундучных и веерообразных складках каждая антиклиналь и синклиналь имеет по два шарнира (см. рис. 222). Понятие шарнира касается в сущности одного слоя или пласта. Пространство, охватывающее со-

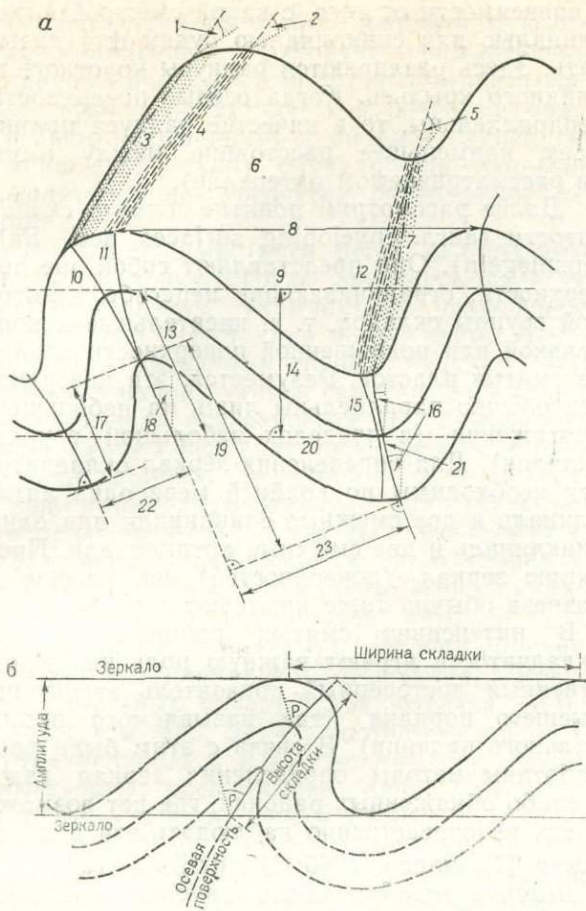


Рис. 214. Элементы и геометрические параметры складки:

*а* — горизонтальные зеркала, *б* — наклонные зеркала  
 Пунктирные участки (и части слоя под ними) — шарниры антиклинали и синклинали; заштрихованные участки — гребень (антиклинали) и дно (синклинали). Стороны углов, отмеченные пунктирной линией, вертикальны или горизонтальны. *P* — наклон антиклинали  
 1 — погружение оси антиклинали; 2 — погружение свода; 3 — ось антиклинали; 4 — сводовая линия; 5 — наклон дна и оси синклинали; 6 — крыло складки; 7 — ось синклинали; 8 — ширина складки; 9, 20 — зеркала; 10 — осевая поверхность антиклинали; 11 — сводовая поверхность; 12 — килевая линия; 13 — высота складки; 14 — амплитуда; 15 — донная поверхность; 16 — наклон синклинали; 17 — высота короткого крыла; 18 — наклон антиклинали; 19 — высота длинного крыла; 21 — осевая поверхность синклинали; 22 — радиус короткого крыла; 23 — радиус длинного крыла

вокупность шарниров всех слоев данной складчатой формы, можно назвать шарнирной зоной (англ. hinge zone).

Границы между шарнирной зоной и примыкающими к ней крыльями весьма условны. *Ось* (англ. fold axis, нем. Faltenachse) антиклинали или синклинали: линия на поверхности какого-либо слоя данной складчатой формы, проходящая вдоль шарнира через его середину\*. Неопределенность границ шарнира обуславливает трудности в определении оси. В таких случаях, а также в складчатых формах с двумя перегибами (сундучных и

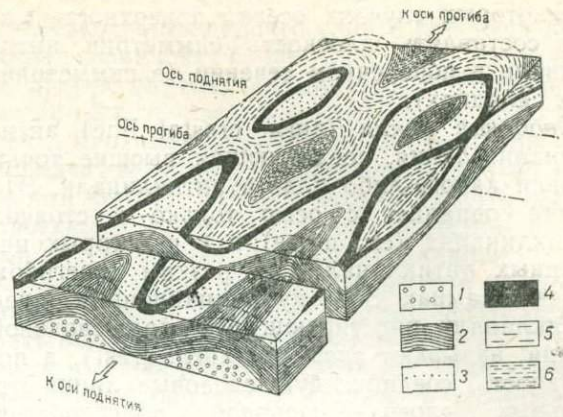


Рис. 215. Ундуляции осей складок и их изображение на геологической карте:

1—6 — слои в возрастной последовательности

веерообразных) ось понимается несколько иначе — как продольная ось симметрии данной складчатой формы (линия пересечения продольной плоскости симметрии этой формы с поверхностью какого-либо слоя). По мере возможности следует применять первое определение, ибо часто о продольной плоскости симметрии складчатых форм вообще не может быть речи.

Местные изменения наклона оси (изгибы), после которых ось возвращается в прежнее положение, называются *ундуляциями* (англ. undulations) осей складок (антиклиналей, синклиналей). Применяется также термин *поперечные ундуляции*. Ундуляция, представляющая изгиб оси всей складки или оси одной из складчатых форм кверху, называется *поднятием* (англ. transverse elevation), книзу — *прогибом* (англ. transverse depression) — рис. 215.

*Осевая поверхность* (англ. axial surface) антиклинали или синклинали: поверхность, соединяющая оси данной складчатой формы в отдельных слоях. В общем случае эта поверхность не является плоской и поэтому часто употребляемое определение «осевая плоскость» (англ. axial plane) неправильно. Лишь

\* Такое определение термина «ось складки» в сопоставлении с принятым здесь значением слова «складка» лишено смысла. Следует говорить об осях складки (или складок) во множественном числе, имея в виду отдельные оси антиклинали и синклинали. Это относится и к другим элементам, рассмотренным далее. Термин «ось складки» применяется в различных значениях. В западноевропейской и американской литературе в последнее время под осью складки подразумевается прямая, известная в геометрии под названием образующей, а приведенное выше определение подвергается критике [Whitten, 1969]. В таком понимании ось складки является чисто геометрическим понятием, относящимся исключительно к цилиндрическим складкам. Линию, проходящую вдоль шарнира, называют в таком случае просто шарниром (hinge) или шарнирной линией (hinge line).

в некоторых случаях осевая поверхность может составлять плоскость симметрии антиклинали в поперечном сечении (в симметричных складках).

*Сводовая линия* (англ. crestal line) антиклинали: линия, соединяющая высшие точки кровли какого-либо пласта антиклинали. Эта линия совпадает с осью только в стоячих антиклиналях (см. ниже) и в некоторых наклонных антиклиналях с резким перегибом слоев в замках. Зону кульминационных точек антиклинали, простирающуюся вдоль сводовой линии, называют *гребнем* (англ. crest), а поверхность, соединяющую сводовые линии отдельных слоев, — *сводовой поверхностью* (англ. crestal surface).

*Килевая линия* (англ. bottom line, trough line) синклинали: линия, соединяющая низшие точки какого-либо слоя синклинали. Примечания в отношении сводовой линии актуальны и по отношению к килевой линии. К соответствующим родственным терминам относятся *дно* (киль) синклинали (англ. bottom, trough) и *донная* (килевая) *поверхность* (англ. trough surface).

Важнейшие количественные параметры складчатых структур следующие.

*Простирание оси* (англ. axial direction, axial trend) антиклинали или синклинали: ориентировка оси данной складчатой формы в горизонтальной плоскости (по отношению к сторонам света).

*Погружение оси* или *угол погружения оси* (англ. plunge of fold, axial plunge) антиклинали или синклинали: угол между осью данной складчатой формы и горизонтальной плоскостью.

*Наклон антиклинали* или *синклинали* (англ. fold inclination): угол между осевой поверхностью данной складчатой формы и вертикальной плоскостью.

*Наклон свода* (англ. plunge of crestal, pitch of fold) антиклинали: угол отклонения сводовой линии антиклинали от горизонтальной плоскости. Соответствующий угол отклонения килевой линии синклинали определяет *наклон киля* (дна).

*Падение оси* (англ. pitch of fold axis) антиклинали или синклинали: угол между осью данной складчатой формы и горизонтальной линией, замеряемый в плоскости осевой поверхности этой формы.

*Расстояние складки* (англ. spacing): расстояние между осевыми поверхностями смежных складчатых форм (антиклинали и синклинали), определяемое перпендикулярно к этим поверхностям. В асимметричных складках с разной длиной крыльев это расстояние в одной и той же складчатой форме будет разным,

в зависимости от того, с какой смежной антиклиналью или синклиной будем его связывать. Здесь различаются радиусы короткого и длинного крыльев. Когда осевые поверхности непараллельны, то в качестве радиуса принимаем наименьшее расстояние между ними (в рассматриваемом интервале).

Далее рассмотрим понятие *зеркало складчатости* (англ. enveloping surfaces, нем. Falten Spiegel). Они представляют собой две поверхности, ограничивающие перегибы некоторой группы складок, т. е. касательные к кровельной или подошвенной поверхности одного из смятых пластов. Разумеется, эти поверхности обычно параллельны лишь на небольшом протяжении (в пределах небольшой группы складок). Для определения зеркал складчатости необходимы по крайней мере одна антиклиналь и две смежные синклинали или одна синклиналь и две смежные антиклинали. Проекцию зеркал (поверхностей) на плоскости разреза обычно тоже называют зеркалом.

В интенсивно смятых районах зеркала складчатости играют важную роль как единственный достоверный показатель структуры высшего порядка (так называемого регионального падения). В связи с этим были разработаны методы определения зеркал даже в слабо обнаженных районах, где нет возможности непосредственно наблюдать эти поверхности [Гончаров, 1965; Dimitrijević, 1969].

*Ширина складки* (англ. wavelength of fold, иногда width of fold): расстояние между линиями касания одной из поверхностей (зеркал) со смежными антиклиналями или синклиналими, измеряемое перпендикулярно к этим линиям в районе данной складки. За исключением некоторых случаев с сильно наклоненными зеркалами, это расстояние совпадает с расстоянием между сводовыми линиями соседних антиклиналей или килевыми линиями соседних синклиналией и обычно воспринимается в таком смысле. Кроме того, исключая некоторые наклонные, опрокинутые и другие складки, ширина складки соответствует также расстоянию между осями соседних антиклиналей или синклиналией.

*Амплитуда складки*: расстояние между двумя поверхностями зеркалами группы складок, измеряемое перпендикулярно к этим поверхностям в районе данной складки. Когда эти поверхности непараллельны, оно измеряется вдоль линии, по возможности максимально приближенной к перпендикулярной. В англоязычной литературе соответствующий термин (fold amplitude) обозначает половину указанного расстояния [Kienow, 1942], иногда определяется несколько иначе [Ramsay, 1967] или же принимается в указанном нами смысле

[Dimitrijević, 1969 и др.]. Амплитуды весьма распространённых стоячих симметричных складок совпадают с высотой складки и соответствуют гипсометрической разности между гребнем антиклинали и килем соседней синклинали. В таких случаях для измерения амплитуды не требуется определение зеркала.

*Высота складки* (англ. height of fold) имеет иную трактовку, иногда употребляется в значении, близком упомянутому определению амплитуды): расстояние между двумя поверхностями — зеркалами группы складок, измеряемое в районе данной складки, параллельно к его осевым поверхностям. В симметричных складках эта величина соответствует расстоянию от перегиба антиклинали до касательной линии к перегибам двух соседних синклиналей (в пределах одной и той же поверхности напластования), измеряемому вдоль осевой поверхности. Однако при асимметрии складок, выраженной разной длиной крыльев, касательные к перегибам двух соседних синклиналей или антиклиналей не стыкаются, а отсекают на осевых поверхностях отрезки разной длины (см. рис. 214,а), соответствующие *высоте короткого и длинного крыльев складки*. Высказано предложение, принимать высоту короткого крыла асимметричных складок за основную меру высоты складок [Hansen, 1971], что кажется вполне обоснованным при затруднениях с определением зеркал складчатости.

Следует подчеркнуть, что выделение и детальное определение отдельных элементов и параметров складчатых структур имеет не только теоретическое значение. Достаточно привести пример из нефтяной геологии, где не шарнирные зоны антиклиналей, как часто принято считать, а лишь их сводовые части представляют благоприятные места для накопления нефти.

## 2. ЭЛЕМЕНТЫ И ПАРАМЕТРЫ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ СКЛАДОК

Элементы картографического изображения складок в основном такие же, как и элементы самих складок; здесь тоже различают ядро (в условных границах выходов какого-либо слоя) и примыкающие к нему крылья. Не следует в описаниях картографического изображения складки пользоваться словом «ось». Осью какой-либо складчатой формы на геологической карте и на местности принято называть след осевой поверхности складки на поверхности Земли. Однако этот след совпадает с осью лишь в трех редких случаях, когда

да поверхность данного слоя в пределах шарнира совпадает с поверхностью местности. В других случаях упомянутый след правильнее называть *осевой линией* (англ. axial trace). Вертикальная проекция истинной оси складчатой формы на местности (или на плоскости карты), которую можно назвать *осевой проекцией* (англ. horizontal projection of the hinge), в случае наклонных складок с наклонными осями всегда отклоняется от осевой линии. Таким образом, следует четко различать перечисленные понятия (рис. 216). В районах распространения сильно наклоненных, лежащих и опрокинутых складок в картографическом изображении преобладают (определяют господствующие направления) не шарниры и осевые линии складчатых форм, а своды антиклиналей и кили синклиналей. Отождествление их с «осями складок» является грубой ошибкой.

Ундуляции осей складок, формы проявления которых на местности и на картах описаны в учебниках по динамической геологии, определяются с помощью упомянутых уже названий — поперечные поднятия и прогибы. Те участки складчатых форм, где происходит замыкание слоев (их отображение на карте) в итоге погружения оси в антиклинали и поднятия оси в синклинали, называются соответственно *периклиналию* (англ. pericline) и *центриклиналию* (англ. centricline)\* (рис. 217). Однако эти названия не должны применяться по отношению к таким замыканиям выходов антиклиналей или синклиналей, которые происходят без участия изгибов оси, за счет рельефа местности.

Важными количественными параметрами складок, проявляющимися на поверхности

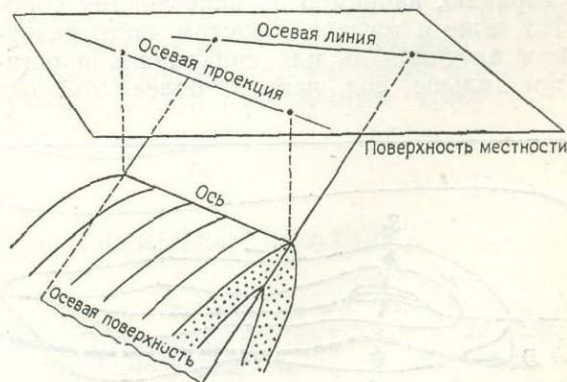


Рис. 216. Изображение оси антиклинали, осевой линии и осевой проекции

\* Термин «периклинали» применяется иногда в отношении обеих складчатых форм.

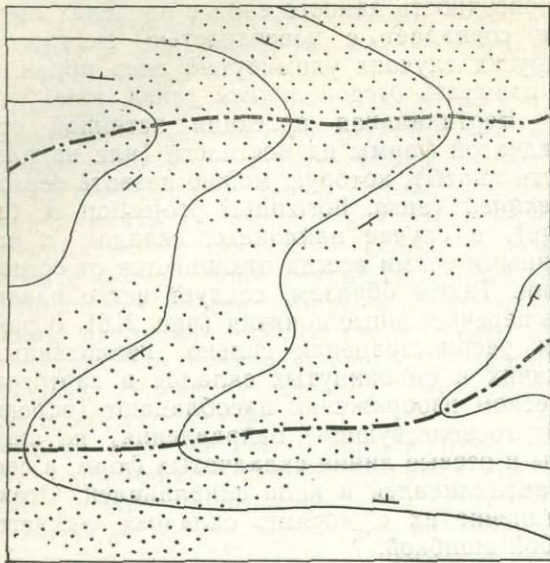


Рис. 217. Периклиналь (пунктир сверху) и центриклиналь (пунктир внизу) на геологической карте равнинной местности.

На схеме показаны геологические границы, осевые линии складчатых форм и углы залегания слоев

местности или на геологической карте, являются также следующие (рис. 218).

**Длина антиклинали или синклинали** (англ. length of fold): длина выходов избранного слоя в горизонтальном срезе данной складчатой форме. Конечно, длина в таком смысле зависит от того, какой слой мы примем за основу измерения. В антиклиналях следует выбирать самый молодой слой (из числа слоев, слагающих данную складку), в синклиналях — самый древний. Все же обычно нельзя избежать некоторой произвольности, разве что складчатая форма резко обрывается по простиранию, например по поперечному сбросу. Но даже и тогда за сбросом часто разорванная антиклиналь или синклиналь простирается дальше под чехлом более молодых

отложений. Здесь важно, чтобы при сопоставлениях длины разных складчатых форм относить их к одному и тому же слою.

Длина выходов складчатой формы определяется, как правило, параллельно ее оси. Исключая районы с сильно пересеченным рельефом и складки с крутопадающими осями, можно с достаточной точностью определять длину складчатых форм непосредственно по карте, производя замер вдоль осевой линии (см. рис. 218) или вдоль выходов сводовой или килевой линии.

**Ширина антиклинали или синклинали** (англ. width of fold — термин, употребляемый часто в некартографическом значении [Furtak, Richter, 1967; Dimitrijević, 1969; Hansen, 1971]): расстояние между выходами одной и той же стратиграфической границы на двух крыльях одной складчатой формы, измеряемое на поверхности местности перпендикулярно к осевой линии складки. И здесь результат замера зависит от того, какой слой отнесем еще к антиклинали и какой уже к соседней синклинали. При сравнении разных складчатых форм важное значение имеет выбор одной и той же стратиграфической границы для производства замера.

Ширина складчатых форм (кроме изоклинальных) зависит, таким образом, от уровня эрозионного среза. В связи с этим иногда рекомендуется применять понятие *ширины складки*, представляющее сумму ширины соседних складчатых форм (антиклинали и синклинали). Ширина складок дает достоверное представление о поперечных размерах структур (радиусе складки) только в случае стоячих или слабо наклонных складок (в равнинной местности); чем больше наклон, тем больше отношение замеренной в поле или по карте ширины к радиусу складки. В районах с сильно пересеченным рельефом ширина складок зависит от отношения их осевых поверхностей к наклону поверхности местности, а замеры

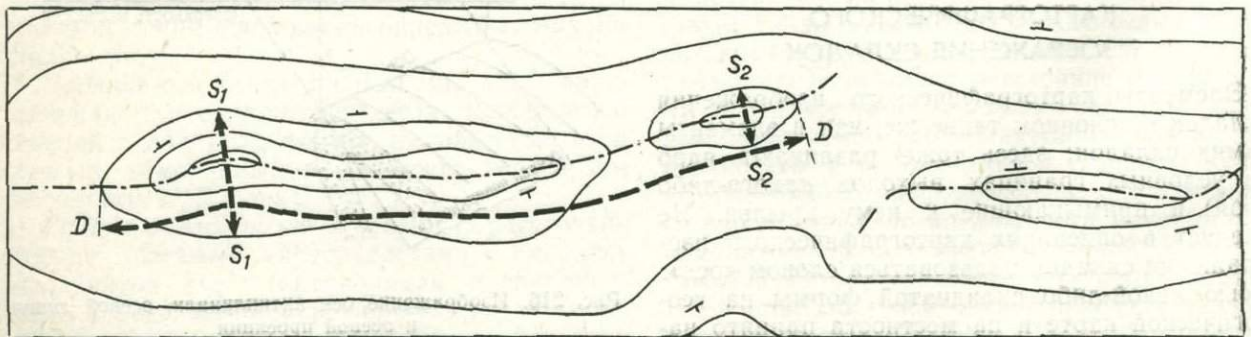


Рис. 218. Параметры картографического изображения складок: длина западной антиклинали D—D и ее ширина по двум разрезам ( $S_1—S_1$  и  $S_2—S_2$ )

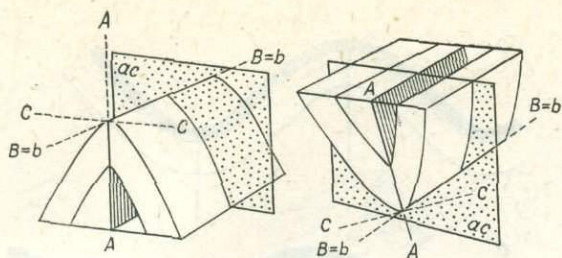


Рис. 219. Принцип обозначения параметров складок на примере стоячей антиклинали и наклонной синклинали. Прописные буквы — предлагаемые структурные обозначения, строчные буквы — принятые кинематические обозначения. Пунктиром отмечены осевые поверхности

ширины на карте требуют в таких случаях введения соответствующих поправок. В районах с пологим рельефом ширину слабо наклоненных антиклиналей и синклиналей можно непосредственно определять путем измерений на карте выходов какого-либо слоя.

Указанные элементы и параметры складок можно использовать не только для характеристики их пересечения с поверхностью местности, но также для глубинной характеристики — в пересечении с определенными структурными поверхностями.

### 3. СТРУКТУРНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ СКЛАДOK

Предлагаемые обозначения геометрии складок приведены на рис. 219. Как видно, они в общем не отличаются от обозначений, принятых для геометрии деформаций, указанных в табл. 1. Оси  $A$ ,  $B$  и  $C$  отражают соответственно направления максимальной (положительной — удлинение), промежуточной (обычно небольшое удлинение) и минимальной (отрицательной — сокращение) деформации. Отсюда следует, что плоскость  $AB$  совпадает с осевой поверхностью складки (причем ось  $A$  перпендикулярна к оси складки, ось  $B$  — параллельна), а ось  $C$  перпендикулярна к этой

поверхности. Следует, однако, указать, что значение осей  $A$ ,  $B$ ,  $C$  как осей деформаций можно принимать в отношении складок или складчатых форм в целом. Геометрия деформаций (ориентировка эллипсоидов деформаций) в разных точках складки только в некоторых частных случаях постоянна и соответствует указанным осям деформаций во всей складке [Ghosh, 1966]. Отклонения, как правило, возрастают по мере отдаления от осевых поверхностей и в сторону от ядерных зон. Оси эллипсоидов деформаций вблизи осевой поверхности антиклинали или синклинали и одновременно в центральных частях их ядер являются наиболее достоверным показателем ориентировки структурных осей всей складки или данной складчатой формы, следовательно, и наиболее достоверным показателем системы основных складкообразующих напряжений.

Ввиду того, что оси деформаций в отдельных точках складки отклоняются от общих направлений деформации во всей складке в целом, в детальных анализах тектоники складок используются обычно не общие структурные координаты, а кинематические координаты, обозначаемые буквами  $a$ ,  $b$ ,  $c$  (см. табл. 1), отражающие направления перемещения массы горных пород при складкообразовании, или же петротектонические координаты (обозначаемые аналогично), характеризующие внутреннее строение пород, формирующееся под действием напряжений. Принимается, что в типичном случае ось  $b$  обеих систем координат совпадает с направлением оси складки  $B$  и, таким образом, остальные две оси  $a$  и  $c$  располагаются в плоскости, перпендикулярной к этой оси ( $AC=ac$ ), см. рис. 219. Однако каждая из них может занимать разные положения в пределах этой плоскости в отдельных точках складки, что зависит от механизма складкообразования. Эти сложные и все еще спорные проблемы обсуждаются в ряде работ [Turner, Weiss, 1963; Whitten, 1969].

## III. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ СКЛАДОК

### 1. КИНЕМАТИКО-ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Наиболее распространенной и несомненно существенно важной основой подразделения складок является положение их осевых поверхностей и крыльев, а также общая позиция складчатых форм (рис. 220).

*Стоячая складка* (англ. upright fold): осевые поверхности вертикальные (рис. 220,а).

*Наклонная складка* (англ. inclined fold): осевые поверхности наклонены, оба крыла как в антиклинали, так и в синклинали падают в противоположных направлениях или одно крыло вертикальное, а второе — наклоненное (рис. 220,б).

*Опрокинутая складка* (англ. overturned

fold): осевые поверхности наклонены, оба крыла складчатых форм падают в одном направлении (рис. 220,в).

*Лежачая складка* (англ. recumbent fold): осевые поверхности горизонтальные (рис. 220,г).

В стоячей, наклонной и опрокинутой складках отдельные складчатые формы характеризуются нормальным положением: антиклиналь — выпуклостью вверх, синклинали — выпуклостью вниз. Лежачая складка, разумеется, лишена этого признака.

Складки следующего типа — *перевернутые* (англ. inverted fold), с наклонными или вертикальными осевыми поверхностями, характеризуются обратным положением (рис. 220,д): антиклиналь обращена выпуклостью вниз, синклинали — выпуклостью вверх. В связи с этим они получили название *ложной синклинали* (англ. pseudosyncline) и *ложной антиклинали* (англ. pseudoanticline). Ложная синклинали отличается от истинной тем, что в ее ядре залегают наиболее древние слои, а ложная антиклиналь характеризуется тем, что в ее ядре залегают самые молодые слои (см. рис. 220,д). В перевернутой складке шарнир синклинали (ложной антиклинали) называется *синклиналильным*, или *корневым изгибом* (англ. root hinge), шарнир антиклинали (ложной синклинали) — *антиклиналильным*, или *фронтальным изгибом* (англ. front hinge).

В опрокинутых, лежачих и некоторых перевернутых антиклиналях различают *нормальное крыло* (англ. upper limb, normal limb), называемое также верхним или висячим, в котором слои залегают в нормальной последовательности — более молодые слои перекрывают более древние, и нижнее, *обращенное крыло* (англ. lower limb, inverted limb, overturned limb), в котором более древние слои залегают на более молодых (см. рис. 226,в). Иногда в опрокинутых складках крыло антиклинали и смежной синклинали образуют единый сжатый элемент (см. рис. 220,г).

Перечисленные определения положения складок и их элементов основаны на простейшей системе координат — вертикальной линии и горизонтальной плоскости. Однако при вертикальном или очень крутом положении осей складок эти координаты недостаточны — необходимо принять другую систему координат с осями, располагающимися в горизонтальной плоскости.

Наиболее полное представление о пространственной ориентировке складок дают определение наклона складчатых форм и наклона их осей. В таком случае можно воспользоваться удобной классификационной диаграммой Риккарда [Rickard, 1971], позволяющей

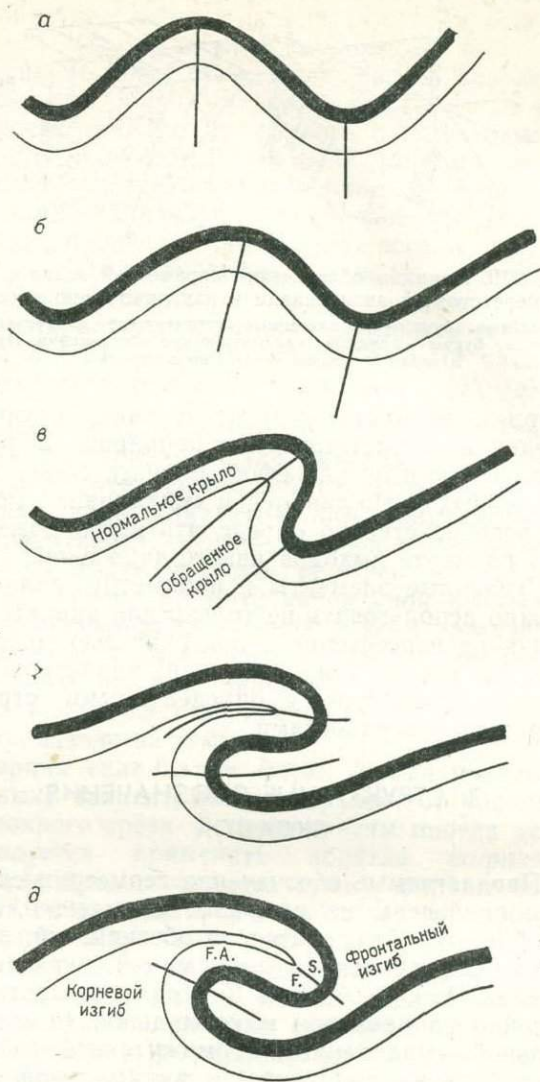


Рис. 220. Кинематико-геометрические типы складок: а — стоячая, б — наклонная, в — опрокинутая, г — лежачая, д — перевернутая

определить несколько групп складок [Ragan, 1973]. Кроме того, эта диаграмма дает дополнительную информацию о погружении оси.

В зависимости от положения крыльев складок по отношению к осевой поверхности различают *симметричные складки* (англ. symmetric folds) и *асимметричные складки* (англ. asymmetric folds). Асимметрия антиклинали или синклинали чаще всего выражена разной длиной крыльев (рис. 221,г), а иногда также разными их мощностями (рис. 221,в) или формами. В асимметричных формах углы наклона крыльев неодинаковые. Крайним случаем асимметричной антиклинали является чешуйчатая антиклиналь.

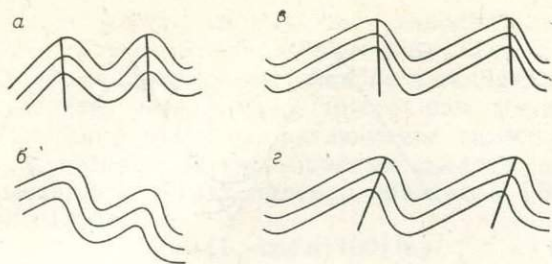


Рис. 221. Складки симметричные и асимметричные: а — стоячие, б — наклонные, в — стоячие, г — наклонные

Асимметрию не следует отождествлять с наклоном. Хотя эти признаки часто совпадают, но все-таки бывают случаи, когда они представлены раздельно (см. рис. 221). Закономерно, что осевые поверхности асимметричных складок неперпендикулярны к их зеркалу. Этот признак играет важную роль при интерпретации регионального строения на основании мелких складок [Гончаров; 1965]. Способы описания и анализа асимметричных складок рассматриваются в работах Х. Бреддина [Breddin, 1968] и Э. Хансена [Hansen, 1971]. Э. Хансен [Hansen, 1968] обратил также внимание на особенное значение асимметрии в складках скальвания.

Направление наклона (опрокидывания) складок и направленность их асимметрии (направление от более длинных к более коротким крыльям антиклинали) получили название *вергентность* (англ. sense of fold movements, нем. Vergenz). Например, складки на рис. 220 (б—д) и рис. 221 (б—г) имеют северную вергентность, если принять, что с правой стороны рисунков находится север.

Проявление однонаправленной вергентности складок на более обширной площади почти всегда обусловлено тем, что складкообразование происходило под влиянием пары сил, векторы которых располагались друг над другом в плоскости АС, причем ориентировка верхнего вектора соответствовала вергентности складок (см. рис. 301). Обе кинематико-геометрические классификации дают представление о возможном общем направлении движения масс горных пород, т. е. о направлении тектонического перемещения. Отсюда и название этих классификаций. Преобладание стоячих и симметричных складок свидетельствует об отсутствии преобладающей направленности тектонических движений, что наблюдается, как правило, в условиях простого сжатия (см. главу VII,1 и рис. 287).

## 2. МОРФОЛОГО-ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

КЛАССИФИКАЦИЯ, ОСНОВАННАЯ НА ФОРМЕ СКЛАДОК В РАЗРЕЗЕ

Критерий I: общая форма

Классификация складок, построенная на основании их общей формы, предусматривает образные определения, которые можно по необходимости дополнять или создавать новые. Практически наиболее часто используются следующие определения (категории складок).

*Зигзагообразные складки* (англ. chevron folds): острые замки антиклиналей и синклиналей, крылья плоские или почти плоские (рис. 222,а).

*Гребневидные складки* (англ. crest-like folds): острые замки антиклиналей, чередующиеся с плоскими, широкими синклиналями (рис. 222,б).

*Гиперболические складки*: плавные, но отчетливо выраженные шарниры антиклиналей и синклиналей, крылья плоские или почти плоские (рис. 222,в).

*Параболические складки*: плавные, иногда трудно различимые шарниры, постепенно пере-

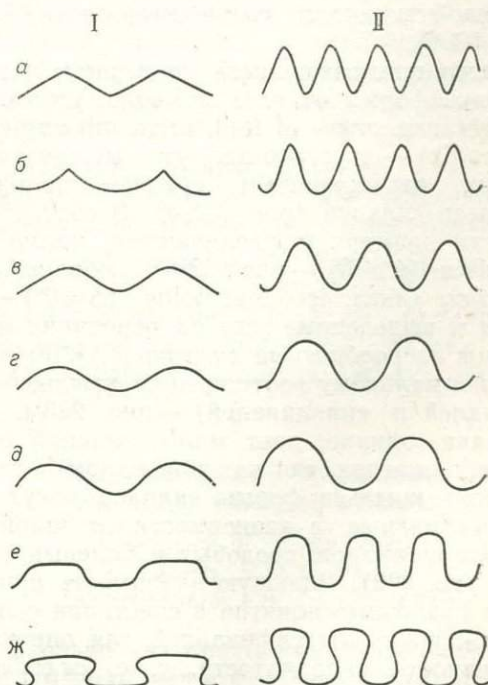


Рис. 222. Типы складок в зависимости от общей формы в разрезе:

I — складки большого радиуса; II — складки среднего и малого радиуса:  
а — зигзагообразные, б — гребневидные, в — гиперболические, г — параболические, д — округленные, е — сундучные, ж — веерообразные

ходящие в крылья с уменьшающейся кривизной по мере отдаления от шарнира (рис. 222,г).

**Полукруглые складки** (англ. semicircular folds): по всему разрезу складки изгиб слоев одинаковый или почти одинаковый, близкий дуге окружности с постоянным радиусом. В таких складках невозможно определить шарниры (рис. 222,д). Эти складки неправильно отождествляются с концентрическими складками (см. стр. 169).

**Сундучные или коробчатые складки** (англ. box-folds): плоские или почти плоские своды антиклиналей и мульды синклиналей, соединяющиеся под более или менее острыми углами с такими же плоскими, сильно наклоненными (часто крутопадающими или вертикальными) крыльями (рис. 222,е).

**Веерообразные складки** (англ. fan folds): крылья в опрокинутом залегании, несмотря на то, что вся складка находится в стоячем (неопрокинутом) положении (рис. 222,ж). Крылья обычно плоские, своды антиклиналей и мульды синклиналей плоские или изогнутые.

Применяется также более общее подразделение на складки *округлые* (нем. Rundfalten) и *складки угловатые* (нем. Scharnierfalten). Угловатые складки чаще образуются в условиях уменьшенной вязкости пород и при небольшой мощности сминаемых слоев [Bredin, 1968].

Часто применяющимся критерием характеристики формы складок является угол складки  $\Delta$  (англ. angle of fold, interlimb angle, apical angle) — двусторонний угол между плоскостями, отражающими среднее положение крыльев складки (рис. 223,а). В соответствии с этим критерием различаются *нормальные складки* ( $\Delta > 0^\circ$ ) — рис. 223,б, *изоклинные складки* (англ. isoclinal folds ( $\Delta = 0^\circ$ ) — рис. 223,в и выделенные уже на основании общей формы *веерообразные складки* ( $\Delta < 0^\circ$ ; обратное нормальному соотношению крыльев антиклиналей и синклиналей) — рис. 223,г. Угол складки, однако, дает мало сведений о геометрии складок, так как при одном и том же наклоне крыльев формы складок могут быть весьма разные, в зависимости от ширины и формы шарниров, сводовых и килевых частей (см. рис. 222). Большую значимость приобретают указанные понятия в сочетании с приведенной ниже классификацией для оценки интенсивности складчатости, т. е. *складчатого сокращения* (англ. tectonic shortening). При одинаковых соотношениях высоты к радиусу изоклинные складки характеризуются большим сокращением, чем нормальные складки. Одновременно в случае складок малого радиуса они показывают предельную

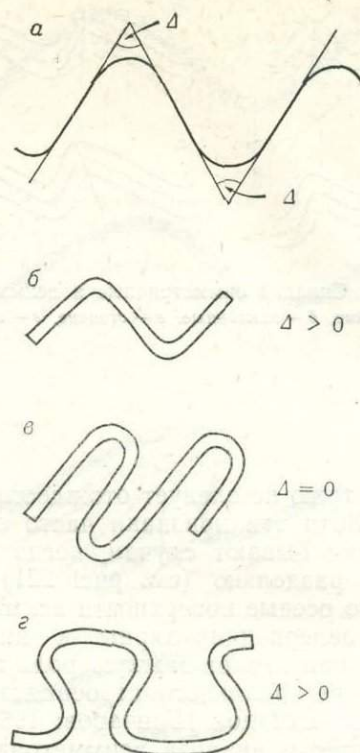


Рис. 223. Угол схождения складки  $\Delta$  и различаемые на этом основании основные категории складок: б — нормальная, в — изоклинная (в данном случае наклонная), г — веерообразная

степень смятия, дальше которой тектоническое сокращение может происходить лишь за счет того или иного уменьшения массы складок в пределах структурного горизонта, подвещающегося смятию. Распространенным механизмом такого процесса являются разрывные смещения по взбросам, ведущие к образованию чешуйчатых складок (см. рис. 300). В другом случае выжимание высокопластичных пород из ядер антиклиналей в соседние структурные горизонты (как правило, вверх) приводит в итоге к образованию веерообразных и диапировых складок.

Часто применяющимся, хотя и нечетким, признаком формы складок является их *крутизна*. Имеется в виду крутизна крыльев; когда их угол падения превышает  $45^\circ$  складка считается *крутой*, при меньших углах — складка *пологая*. Этот признак, однако, имеет описательное значение только в сочетании с другими. Сам по себе он не объясняет ни формы складки, ни процесса складкообразования (можно сравнить, например, сундучную складку широкого радиуса с крутыми или вертикальными крыльями, с опрокинутой или лежащей складкой малого радиуса, с пологонаклонными или горизонтальными крыльями).

При учете упомянутых дополнительных условий угловые параметры позволяют определять процентное сокращение в складках изгиба (см. раздел VI). Простейшая формула для таких расчетов, касающаяся симметричных, стоячих, зигзагообразных складок, основывается на угле падения крыльев  $\alpha$  [Bred-din, 1958]:

$$V = (1 - \cos \alpha) 100 (\%). \quad (50)$$

Большое число определений такого характера содержится в работе Х. Фуртака и Д. Рихтера [Furtak, Richter, 1967]. В монографии Х. Бреддина [Breddin, 1968] приведен самый обширный, вероятно, в мировой литературе обзор материала по количественному геометрическому анализу складок (в том числе техника определения сокращения и перпендикулярного к нему удлинения сминаемых масс). Математические способы определения сокращения были проверены в таких районах, где сокращение можно было замерять непосредственно путем выпрямления складок. Таким образом, можно не сомневаться, что эти способы позволяют производить достоверные определения [Furtak, Richter, 1967].

#### Критерий II: отношение высоты к радиусу

В польской геологической литературе издавна употребляются термины «складки малого радиуса» и «складки большого радиуса». В литературе других стран в основе близких понятий лежит неправильный критерий, основывающийся на отношении амплитуды или высоты к «ширине» складки [Dimitrijević, 1969]. Польские геологи для характеристики складок берут за основу отношение высоты складки  $w$  к ее радиусу  $p$ . На основании количественных выражений этого соотношения

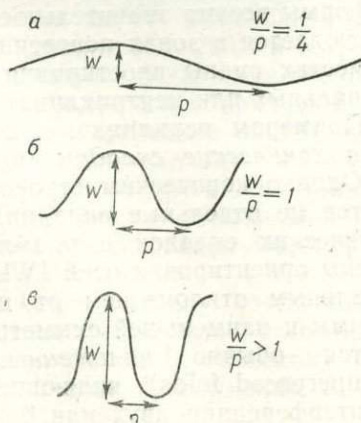


Рис. 224. Типы складок в зависимости от отношения высоты к радиусу  $p$ :

*a* — складка большого радиуса (максимальные размеры), *b* — складка среднего радиуса (максимальный размер), *v* — складка малого радиуса

различаются следующие категории складок.

*Складки большого радиуса* (рис. 224, *a*):

$$\frac{w}{p} \leq \frac{1}{4}.$$

*Складки среднего радиуса* (рис. 224, *б*):

$$\frac{1}{4} \leq \frac{w}{p} \leq 1.$$

*Складки малого радиуса* (рис. 224, *в*):

$$\frac{w}{p} > 1.$$

В асимметричных складках с крыльями разной длины в эти формулы следует ввести «средний» радиус складки, т. е. сумму радиусов короткого и длинного крыльев, деленную на 2. Вполне очевидно, что чем больше отношение  $\frac{w}{p}$ , тем большая степень складчатого

сокращения. В связи с этим в описаниях складок рекомендуется указывать не только принадлежность к одной из перечисленных групп, но и точную величину этого отношения. Приближенный коэффициент, характеризующий отношение длины короткого крыла к ширине складки (определенной несколько иначе), успешно использовал для анализа мелких складок Э. Хансен Hansen, 1971]. Он обратил также внимание на то, что стандартное отклонение величины этого коэффициента является мерой равномерности складчатости на данной площади. Для анализа симметричных складок подобный коэффициент предложен М. Машка [Máška, 1954].

Складчатые формы, характеризующиеся исключительно малым значением отношения  $\frac{w}{p}$ , распространенные на платформах, называют иногда *плакантиклиналями* и *плакосинклиналями*. В качестве предельной величины, определяющей эти понятия, можно принять  $\frac{w}{p} \leq \frac{1}{20}$ .

#### КЛАССИФИКАЦИЯ, ОСНОВАННАЯ НА ФОРМЕ СКЛАДОК В ПЛАНЕ

Критерий III: отношение длины к ширине (антиклинали или синклинали)

Насколько два предыдущих критерия удобно применять непосредственно для разрезов через складчатые структуры, настолько настоящий критерий требует картографического изображения. Чтобы длину  $d$  и ширину  $s$  складчатых форм в рассмотренном выше значении можно было использовать в качестве критерия формы, они должны относиться

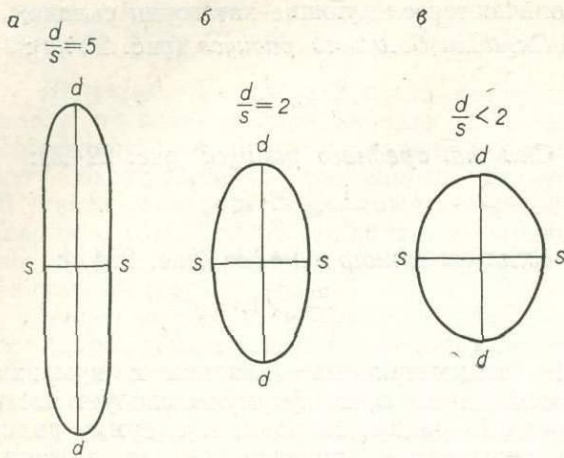


Рис. 225. Типы складчатых форм в зависимости от отношения их длины к ширине (схематический образ пересечения с поверхностью):

а — линейные антиклинали и синклинали (максимальный размер), б — брахиантиклинали и брахисинклинали (максимальный размер), в — купола и мульды

к выходам одного и того же стратиграфического слоя. Другие, упомянутые уже затруднения относятся и к данному случаю, в связи с чем рассматриваемый критерий формы складок легче всего применять к стоячим складкам и в условиях выходов складок на относительно ровную современную или погребенную эрозионную поверхность.

Значения величины  $\frac{d}{s}$ , по которым производится классификация складчатых форм, не согласованы в международном масштабе. Предлагается следующее подразделение складчатых форм.

*Линейные антиклинали и синклинали* (рис. 225,а):  $\frac{d}{s} \geq 5$ .

*Брахиантиклинали и брахисинклинали* (англ. brachy-anticlines, brachy-synclines; рис. 225,б):  $5 > \frac{d}{s} \geq 2$ . Брахиантиклиналь совме-

стно с соседней брахисинклиналью можно называть *брахискладкой* (англ. brachy-fold).

*Купола и мульды* (англ. domes, basins; рис. 225,в):  $\frac{d}{s} < 2$ .

Слово «мульда» в геологии имеет много значений (например, седиментационная мульда) и даже в рамках структурного значения по-разному воспринимается отдельными авторами. Поэтому в случаях, когда могут возникнуть сомнения, следует это слово пояснять дополнительным прилагательным (синклинальная мульда и пр.).

Независимо от наличия или отсутствия симметрии в поперечном разрезе (симметрия относительно осевой поверхности, см. рис. 219), складка может быть или не быть симметричной в продольном разрезе (симметрия относительно плоскости АС). Когда присутствуют оба вида симметрии, складка имеет *ромбическую симметрию* (англ. orthorhombic symmetry), если симметричность наблюдается только в одном разрезе, складка имеет *моноклинную симметрию* (англ. monoclinic symmetry), когда симметричность отсутствует в обоих сечениях, имеем дело с *триклинной симметрией* (англ. triclinic symmetry). Соотношения симметрии складок с симметрией сил и складкообразующих движений проявляются по-разному и они еще достаточно не изучены [Ноеррепер, 1972]. В значительной степени они зависят от анизотропии среды складкообразования (Ноеррепер, 1956).

Симметричность складки в продольном разрезе зависит прежде всего от того, является ли она *цилиндрической складкой* (англ. cylindrical fold, cylindrical fold), в которой слон представляют собой цилиндрические поверхности (образованные прямой, ориентированной в направлении оси складки, которая передвигается в пространстве не меняя ориентировки), или же *нецилиндрической складкой* (англ. noncylindrical fold, noncylindrical fold). Большинство геометрических операций, касающихся складок, исходит из положения об их цилиндричности, что соответствует в природе ограниченному участкам линейных складок. В брахискладках, а тем более в куполах и мульдах отклонение от цилиндрической формы весьма значительное. То же самое наблюдается в зонах поперечных ундуляций, в местах смены простирания складок и периклинальных или центриклинальных замыканий. Примером нецилиндрических складок являются *конические складки* (англ. conical folds). Однако коническим строением характеризуются не отдельные складки, а участки цилиндрических складок в упомянутых местах смены ориентировки осей [Wilson, 1967]. Максимальным отклонением от цилиндрической формы и наименьшей симметрией характеризуются обычно *наложенные складки* (англ. superposed folds), являющиеся результатом интерференции двух или более процессов складкообразования, проявляющихся в разных направлениях.

Замыкание складчатой формы на поверхности эрозионного среза не обязательно

является показателем ее конического или вообще нецилиндрического строения. Кроме влияния самого рельефа местности, в районах интенсивной складчатости распространенной причиной замыкания выходов цилиндрических структур является погружение (наклон) их осей. Разрезы через такие *погружающиеся складки* (англ. *plunging folds*) следует проводить по плоскостям, перпендикулярным к их осям (а не вертикальным). Методы построения таких разрезов описываются в ряде работ [Wilson, 1967; Badgley, 1959; Dimitrijevic, 1969; Whitten, 1969; Ragan, 1973].

### 3. СТРУКТУРНО-ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Наибольшее значение как практическое, так и теоретическое имеет структурно-геометрическая классификация складок, основанная на критерии соотношений между слоями. С этой точки зрения обычно выделяются складки трех категорий.

**Концентрические складки** (англ. *concentric folds*, *parallel folds*; рис. 226, а): изгибы отдельных пластов имеют общий центр\*, следовательно, по мере отдаления от ядер антиклиналей и синклиналей изгибы выполаживаются. Мощность пластов по всему разрезу через складку более или менее постоянная.

**Подобные складки** (англ. *similar folds*; рис. 226, б, в): отдельные пласты характеризуются одинаковыми или очень близкими изгибами (формы дуг кривизны и радиусы одинаковы) независимо от расстояния от ядер антиклиналей и синклиналей. Неизбежным следствием такой геометрии складок является повышенная мощность пластов в замках и соответственно пониженная на крыльях\*\*, причем в зависимости от формы складки в разрезе эти изменения могут происходить постепенно или резко (сравни рис. 226, б и в).

**Дисгармоничные складки** (англ. *disharmonic folds*; рис. 226, г): дуги кривизны отдельных слоев разные и не имеют общего центра. Отдельные участки складки деформировались независимо друг от друга; как правило, более сильно смяты слои с повышенной пластичностью. Мощность, особенно высокопластичных слоев, невыдержана.

Предлагались разные коэффициенты для количественного выражения степени дисгармонии складок. По М. В. Гзовскому (1971), **общий коэффициент дисгармонии**  $K_D$  представ-

\* Это не означает, что изгибы должны являться дугами окружности. Понятие имеет здесь более общее значение.

\*\* При условии, что между пластами не могут образоваться пустые полости.

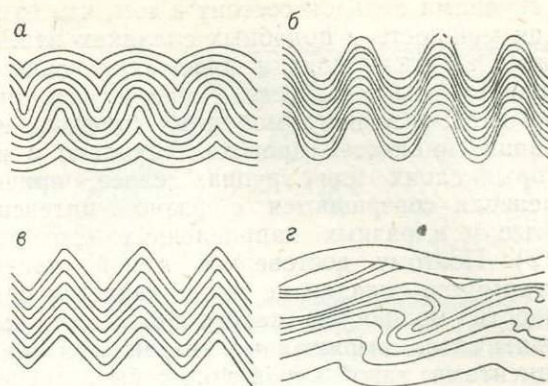


Рис. 226. Структурно-геометрические типы складок: а — концентрический, б, в — подобный, г — дисгармонический; а, б — по Ван Хизе [Hise, 1896]

ляет отношение мощности какого-либо слоя, замеренной вдоль осевой поверхности синклинали или антиклинали  $m_p$  к первичной мощности этого слоя, замеренной на недеформированном участке  $m_0$  (рис. 227):

$$K_D = \frac{m_p}{m_0}. \quad (51)$$

Когда первичная мощность неизвестна, М. В. Гзовский предлагает пользоваться **частным коэффициентом дисгармонии**  $K_d$ , выражающим отношение мощности какого-либо слоя, замеренной вдоль осевой поверхности синклинали или антиклинали  $m_p$  к мощности того же слоя на крыльях складки  $m_s$  (см. рис. 227):

$$K_d = \frac{m_p}{m_s}. \quad (52)$$

Значения обоих коэффициентов могут быть больше или меньше единицы. Величина, равная единице, показывает отсутствие дисгармонии. Указанные критерии определения дисгармонии страдают, однако, тем недостатком, что различие в мощностях слоев вдоль осевых поверхностей в шарнирах складчатых форм и на крыльях (т. е. коэффициенты дисгармонии, неравные единице) наблюдаются не только в дисгармоничных складках, но и в подобных складках. Существенная разница между эти-

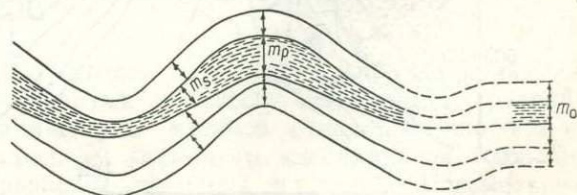


Рис. 227. Мощности слоев в дисгармонических складках, используемые для определения показателей дисгармонии.

Стрелки без обозначений показывают мощности всех слоев, необходимые для расчета общего коэффициента дисгармонии

ми группами складок состоит в том, что изменения мощности в подобных складках наблюдаются во всех слоях и происходят закономерно по всему разрезу складки (см. рис. 226, б и в), а в дисгармоничных складках колебания мощностей происходят только в некоторых слоях или группах слоев, причем изменения совершаются с разной интенсивностью и в разных направлениях (см. рис. 226, г). Поэтому достоверной мерой степени дисгармонии складки не могут являться одни разности мощностей какого-либо слоя или группы слоев, выраженные указанными коэффициентами; такой мерой может быть дисперсия изменений мощности (колебания коэффициентов дисгармонии) в отдельных слоях или их комплексах. *Обобщенный коэффициент дисгармонии*  $K_{s(D \text{ или } d)}$  будет, таким образом, представлять стандартное отклонение коэффициентов дисгармонии отдельных слоев, выраженное формулой:

$$K_s = \sqrt{\frac{\sum (K - \bar{K})^2}{n}}, \quad (53)$$

где  $K$  — значения отдельных коэффициентов  $K_D$  или  $K_d$ ,  $\bar{K}$  — средняя арифметическая этих значений,  $n$  — количество замеров.

Так как в подобных складках отклонения отдельных коэффициентов дисгармонии от их

средней арифметической равны или близки нулю, то и обобщенный коэффициент дисгармонии будет равен или близок нулю. В дисгармоничных же складках он приобретает положительные значения, причем их величина будет тем больше, чем выше степень дисгармонии.

В числе дисгармоничных складок следует выделить две формы по генетическим признакам. *Диapiroвые складки* (англ. diapiric folds), образующиеся в результате диапиризма высокопластичных пород (солей, глин, обводненных песков и пр.), характеризующиеся тем, что ядра антиклиналей частично или полностью протыкают слои крыльев (рис. 228). Такие складки образуются, следовательно, в результате самостоятельного движения ядерных частей. *Складки утонения* (англ. supratenuous folds) характеризуются постепенным уменьшением мощности слоев по направлению к шарнирам антиклиналей и увеличением мощности к шарнирам синклиналей (рис. 229). Это обусловлено неравномерным осадконакоплением, сползанием неконсолидированного осадка со сводовых участков антиклиналей в донные части синклиналей или неравномерное уплотнение в результате одновременного с седиментацией складкообразования. В некоторых случаях при образовании антиклиналей

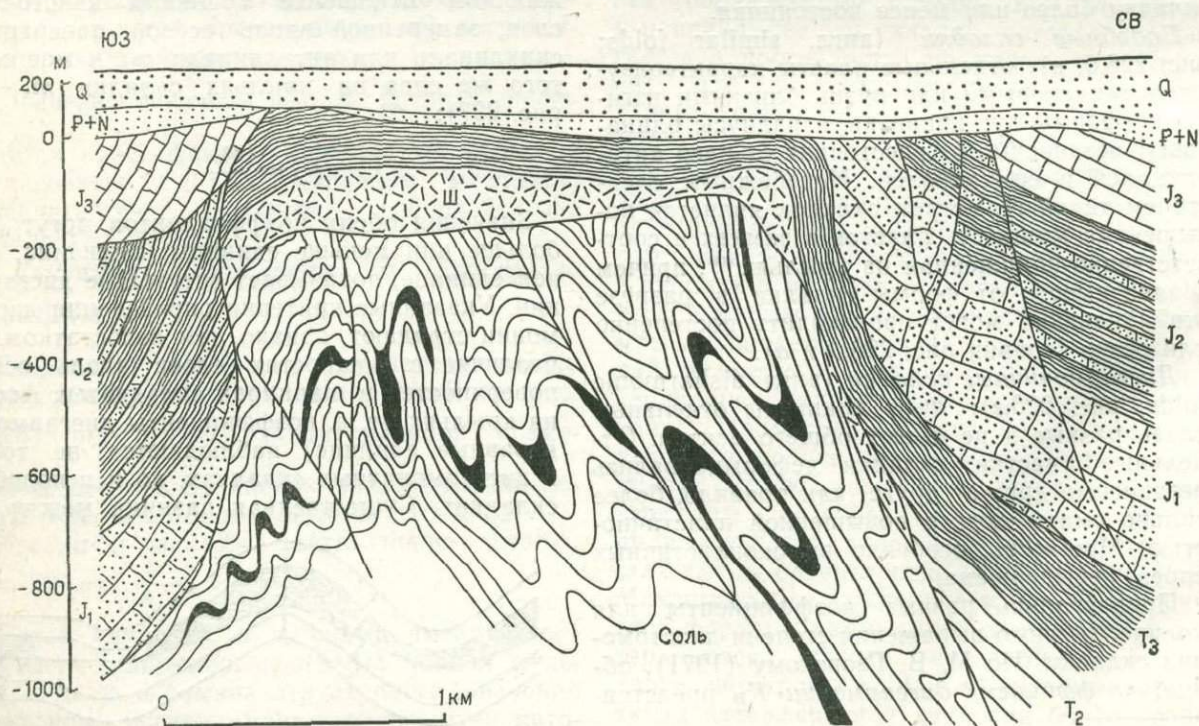


Рис. 228. Пример диапировой антиклинали, образовавшейся в результате протыкания мезозойских слоев диапиром цехштейновых солей (разрез через соляной купол в районе Клодавы, Центральная Польша) [Samsonowicz, 1965].

Ш — гипсовая шляпа

уплотнения в условиях несогласного первичного залегания слоев по отношению к поднятиям в основании ядра антиклиналей протыкают крылья, подобно тому, как это происходит в диапировых складках. Однако генетический механизм в данном случае не связан с активностью ядерных частей, но обусловлен дифференцированностью процессов осадконакопления. Разумеется, что между диапировыми складками и складками утонения существует ряд переходных форм.

Следует иметь в виду, что отнесение какой-либо складки к дисгармоничным формам зависит по-существу от масштаба. Любая складка или группа складок, рассматриваемая на обширной площади, является дисгармоничной по отношению к этой площади. Следовательно, представленные структурно-геометрические определения необходимо относить к определенному структурному ярусу или к определенной шкале величин.

В последнее время высказываются предложения о расширении структурной классификации складок. Дж. Г. Рамсей [Ramsay, 1967], например, предложил выделить складки пяти классов (рис. 230). В этом делении складки, названные выше концентрическими (кривизна слоев выполаживается по мере отдаления от ядер), имеют три подтипа, главным образом на основании изменений мощности слоев. Складки класса 1А характеризуются несколько уменьшенной мощностью в шарнирах антиклиналей. Однако, если этот признак выражен отчетливо, то такие складки следует отнести к дисгармоничным (эквивалент упомянутых складок утонения). Класс 1В охватывает складки, полностью соответствующие приведенному определению концентрических складок — с неизменной мощностью слоев. В литературе их иногда называют *параллельными складками* (англ. parallel folds). К классу 1С относятся складки, мощность слоев в которых немного увеличи-

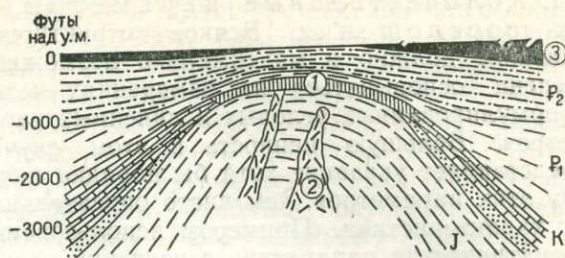


Рис. 229. Пример утоняющейся антиклинали, связанной с конседиментационным воздыманием (разрез через купол Джексон в штате Миссисипи, по У. Монро (U. Monroe):

1 — рифовый известняк; 2 — интрузивные породы; 3 — море

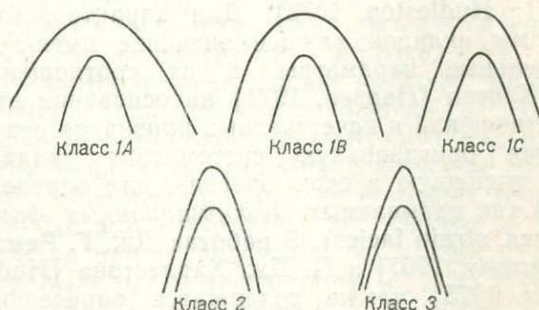


Рис. 230. Структурная классификация складок по Дж. Г. Рамсею

вается в шарнирных зонах несмотря на то, что кривизна внутренних дуг остается большей, чем у внешних. Эти складки можно назвать *складками утолщения* (англ. flattened parallel folds). Класс 2 включает складки, полностью соответствующие нашему определению складок подобных, а класс 3 охватывает складки, кривизна слоев которых уменьшается в направлении внутренней части; их можно назвать *утоняющимися складками*. Подобно складкам класса 1А они уподобляются дисгармоничным складкам.

#### IV. МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО ОПИСАНИЯ И АНАЛИЗА СКЛАДОВ

Качественное описание складок, даже при наличии детально и четко определенной терминологии, неизбежно имеет субъективные черты. Кроме того, с помощью качественных методов часто вообще нельзя выявить определенные закономерности в сложных складчатых районах (например, проведение статистических сопоставлений разных форм). По этой причине издавна ведутся поиски количествен-

ных методов описания и анализа складок и складчатых областей. Большинство разработанных уже методов относится, впрочем, и к разным элементам нескладчатой тектоники (разрывы, трещины и т. п.). Рассмотрение этой обширной проблемы здесь не представляется возможным. Ограничимся лишь перечислением основных способов решения и ссылками на актуальную литературу.

1. Количественные параметры и их соотношения. Всякое структурное описание должно в максимально возможной степени основываться на измерениях четко сформулированных угловых и линейных параметров. Большую ценность в этом случае представляет указание хотя бы порядка величин этих параметров, чем чисто описательная их характеристика. Примером использования геометрических параметров в изучении разнообразия и генезиса складчатой тектоники может служить работа Г. Д. Белоусова и Н. И. Кутузовой [1972]. Предложения по использованию ряда новых параметров содержатся в работах многих авторов [Furtak, Richter, 1967; Ramsay, 1967; Breddin, 1968; Hansen, 1971; Hudleston, 1973]. Для характеристики формы складок важное значение имеют не отдельные параметры, а их соотношения. Э. Хансен [Hansen, 1971] на основании этих соотношений и качественных признаков разработал оригинальную систематику складок, послужившую в свою очередь, для определения так называемых *деформационных фаций* (англ. strain facies). В работах Дж. Г. Рамсея [Ramsay, 1967] и П. Дж. Хадлестона [Hudleston, 1973] также содержатся определения разных складчатых категорий, основанные на соотношениях параметров. Лудон в 1964 г. [Whitten, 1966] предложил для характеристики складок шесть специальных статистических показателей, основанных исключительно на угловых измерениях. Это предложение было модифицировано и использовано на практике М. Д. Димитриевичем [Dimitrijevic, 1971]. В советской литературе М. В. Гзовский [1971] предложил ряд скалярных коэффициентов для характеристики складок. Подобные попытки в отношении кристаллических площадей предпринимались уже давно М. Машка [Maska, 1954].

2. Статистические диаграммы. Метод изображения ориентировки плоскостных и линейных элементов с помощью контурных диаграмм, составленных на основе равноплощадной сетки (Шмидта), представляет собой наиболее известный пример статистико-графических решений. Наиболее детальный анализ этого метода в польской литературе содержится в работе Я. Козяра [Koziar, 1972]. Подробные сведения по сбору, обобщению и анализу данных на разных этапах приведены М. Машка [Maska, 1954]. В последнее время все шире применяются ЭВМ для составления и анализа пространственных моделей [Lam, 1969; Braun, 1972; Schuenemeyer и др. 1972; Billings, 1972]. Такие работы и разного рода геометрические операции с использованием

цифровых способов, а также накопление данных измерений в памяти ЭВМ стало возможным благодаря выражению этих данных с помощью направляющих косинусов [Whitten, 1969].

Конечно, статистическую ценность могут представлять и обыкновенные роза-диаграммы, диаграммы составленные в прямоугольной системе координат, и др. Общим недостатком статистических диаграмм является их оторванность от географической специфики, что частично можно преодолеть путем соответствующего выбора площадей для анализа [Maska, 1964; Jaroszewski, 1972].

3. Карты скалярных величин, многомерный корреляционный анализ и площадной трендовый анализ (картографическая статистика). В поисках способов статистического выражения переменных параметров складчатых областей было обращено внимание на карты скалярных величин, изображающие определенные структурные черты (в том числе и упомянутые соотношения геометрических параметров). Одним из первых осуществил такого рода работу Ф. П. Артерберг [Agterberg, 1964]. Вскоре этой проблемой занялись и другие ученые [Whitten, 1966; 1969; Beckman, Dimitrijevic, 1969, 1971; Elliott, 1965, 1968; Рыбин, 1969 и др.]. В связи со сложностью (многоаспектностью) складчатой тектоники особенно достоверными методами являются многомерные регрессионный и корреляционный анализы, учитывающие одновременно множество признаков [Whitten, 1966].

Карты, составленные методом интерполяции между средними величинами изображаемых параметров, часто весьма субъективны и неточны. Для более сложных структурных обстановок значительным преимуществом по сравнению с первыми обладают карты, составляемые методом площадного трендового анализа [Whitten, 1966; Beckman, Whitten, 1969; Wiatr, Stenzel, 1973]. Необходимые для этого вычисления можно производить с помощью ЭВМ [Whitten, 1969]. Площадной трендовый анализ позволяет производить статистическую фильтрацию некоторых признаков, например, отделение местных особенностей от характеристики региональных структур, что может иметь существенное практическое значение, например при поисках нефтяных залежей [Billings, 1972].

4. Гармоничное разложение (анализ Фурье) может применяться при описании как отдельных складок, так и их совокупностей. В обоих случаях этот метод касается только одной смятой поверхности и поэтому

требует дополнения путем характеристики изменений разреза слоев. Гармоничный анализ в настоящее время считается особенно пригодным для характеристики формы складок в разрезе. Упрощенный вариант этого анализа представил К. Л. Стеблер [Stabler, 1968]. Другие авторы применили его для картографической характеристики пологоскладчатой площади [Whitten, Beckman, 1969]. П. Дж. Хадлестон [Hudleston, 1973] описал практический способ, названный визуальным гармоничным анализом, суть которого заключается в сравнениях совокупности идеальных складчатых форм (нанесенных на прозрачную основу) непосредственно со складками в поле. Этот способ не требует никаких вычислений и позволяет быстро находить соответствующие гармоничные функции складок и производить их объективные статистические сопоставления. В польской литературе площадному трендовому анализу посвящена работа И. Вятра и П. Стензеля [Wiatr, Stenzel, 1973].

5. Аппроксимация формы складок с помощью аналитических кривых и поверхностей состоит в выборе такого уравнения, которое с максимальной приближенностью описывает форму избранных складчатых поверхностей (в двух или трех измерениях). Если принятая система координат имеет определенные место и ориентировку в пространстве, то уравнение выражает одновременно пространственное положение данной структуры. Наиболее полное описание этого метода, особенно для детальной характеристики отдельных складок, дано М. В. Гзовским [1971].

6. Математическая обработка измерений. Математические методы — ста-

стистический анализ скалярных данных [Whitten, 1966] и векторных направленных данных [Watson, 1966], обыкновенный корреляционный и многомерный анализы [Jones, 1972], цифровые записи ориентировки осей складок [Cruden, Charlesworth, 1972], преобразования данных измерений [Murray, 1967; Whitten, 1969] и ряд других находят все большее применение для обработки полученных замеров. Применение ЭВМ позволяет упростить все трудоемкие операции [Merriam, 1969]. Однако все еще не используются полностью возможности статистического анализа с помощью пространственных диаграмм. Интересный способ конструкции «представительной складки» для данного района предложил М. Д. Димитриевич [Dimitrijević, 1969].

7. Математическое моделирование тектонических процессов. Новым методом исследований является моделирование процессов, происходящих в данной среде (с принятыми параметрами) под влиянием внешних воздействий, с помощью ЭВМ\* и с использованием метода конечных элементов. Первые результаты, достигнутые в этой области при исследовании разрывных смещений, были рассмотрены ранее (с. 145). В области складчатой тектоники проводилось математическое моделирование крупных складчатых деформаций птигматического типа в Альпах [Förster, Leonhardt, 1972]. Исследовалось также образование складок в отдельном вязком слое, помещенном в среде с меньшей вязкостью [Dieterich, Carter, 1969; Hudleston, Stephansson, 1973]. Нет сомнения, что перед этим интересным методом исследований открываются огромные возможности.

## V. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ СКЛАДОК

Реконструкцией складок называется воспроизведение их формы на основании замеров залегания пластов в отдельных обнажениях, буровых скважинах и т. п., а также путем экстраполяции замеров вблизи поверхности Земли (глубинная реконструкция — под поверхностью и воздушная — над поверхностью). Реконструкции складок строятся по определенным разрезам. Полное представление о складчатой форме (блок-диаграмму) можно получить путем интерполяции между соседними разрезами. Выбор соответствующего метода реконструкции зависит главным образом от структуры складчатости на данной площади, которая определяется на основании анали-

за условий залегания слоев, геологических разрезов, составленных по прилегающим участкам, анализа картографического материала. Необходимо при этом иметь в виду, что даже на небольшой территории могут встречаться складки разных структурных типов, например в породах различного литологического состава. И в вертикальном направлении в отдельных ярусах могут проявляться складчатые формы разного стиля. Особенно часто различные по своей форме складки

\* Подробно вопросы математического моделирования в геологии см. [Harbaugh, Bonham-Carter, 1970].

относятся к разным фазам тектогенеза или отражают разную степень интенсивности складчатых процессов [Эз, 1958].

Наиболее полно вопросы реконструкции складок освещены в работе П. К. Бедгли [Badgley, 1959].

## 1. РЕКОНСТРУКЦИЯ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СКЛАДОК

Существует несколько методов реконструкции концентрических складок. Для выбора соответствующего метода в интересующем нас разрезе проводим линии, перпендикулярные к поверхности отдельных пластов в точках их пересечения с поверхностью местности (или с каким-либо горизонтом, структурной поверхностью и пр.). Если эти линии в пределах отдельных складчатых форм (антиклиналей, синклиналей) пересекаются в одной точке или вблизи какой-то точки, то складки имеют полукруглую форму и для их реконструкции наиболее подходит *метод обыкновенных дуг* (рис. 231,а). Сущность этого метода проста. В упомянутых точках пересечения последовательно ставят ножку циркуля и проводят им дуги для отдельных пластов. Дуги, проводимые из центральной точки антиклинали, доводятся до мест, в которых они без изломов будут составлять продолжение соответствующих дуг, построенных из центральных точек соседних синклиналей. Выше уровня центральных точек синклиналей и ниже уровня центральных точек антиклиналей складчатые формы должны резко затухать в соответствии с геометрией концентрических складок.

Распространение регулярных полукруглых складок на большой площади представляет редкое явление. Поэтому большее значение, по сравнению с предыдущим, имеет *метод реконструкции концентрических складок Баска* (рис. 231,б). В этом методе тоже применяется циркуль, однако центр дуг здесь не является общим для целых антиклиналей и синклиналей, а только для участков между двумя пластами, отличающимися своими параметрами. Путем соединения дуг отдельных участков можно сравнительно точно воспроизвести даже довольно сложные концентрические структуры при наличии достаточно густых замеров залегания слоев. Более детальное описание метода Баска см. [Badgley, 1959; Billings, 1972].

Нормали к поверхностям слоев на отдельных участках складки скрещиваются иногда под такими острыми углами, что трудно установить точки их пересечения. В таких случаях для реконструкции складок применяется

*метод Мертье* — см. рис. 231,в [Hills, 1972]. Для каждого такого участка строится касательная к нормалью к поверхностям слоев (на отрезках нормалей между соседними пересечениями). Эта кривая (для каждого отрезка) фиксируется на разрезе с по-

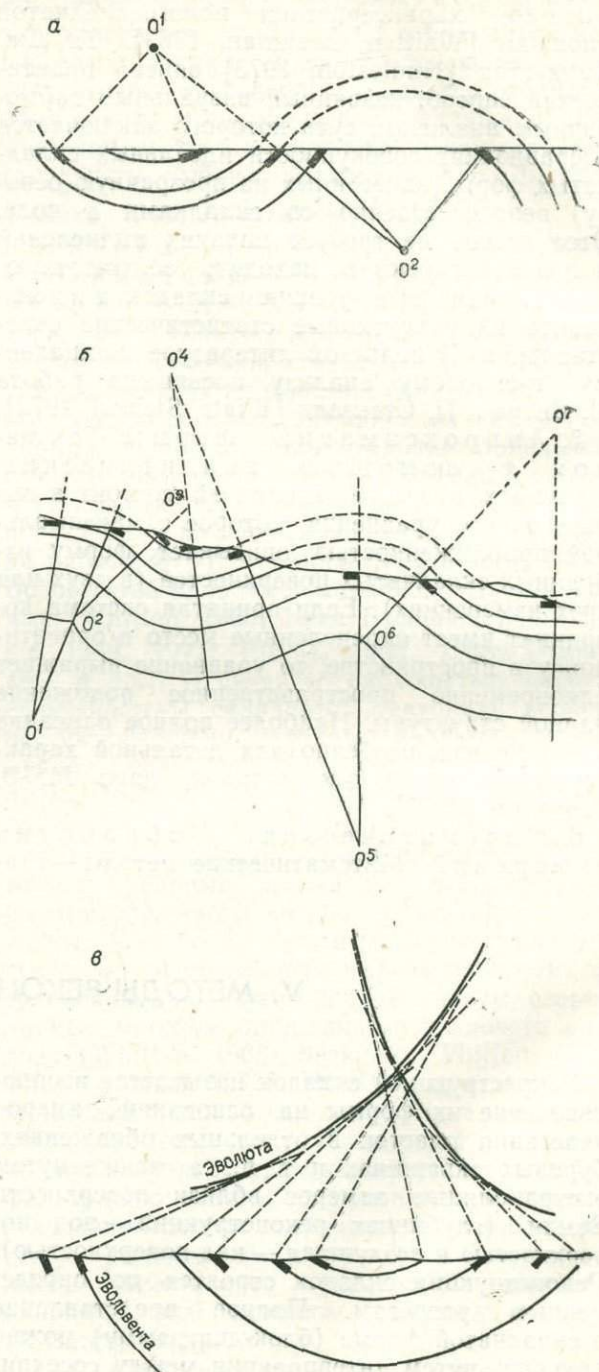


Рис. 231. Реконструкция концентрических складок: а — метод обыкновенных дуг, б — метод Баска, в — метод Мертье. Жирные линии — замеренные у поверхности падения слоев, нормали к которым определяют позицию точек  $O$  (середины дуг) или форму эволюты

мощью изогнутой жестяной или картонной полоски. В высшей точке образованного таким способом «лекала» прикрепляется нитка с привязанным к ней карандашом. Этим карандашом проводят дуги для отдельных слов — до места их встречи с дугами, проведенными таким же способом от соседней кривой. При нанесении отдельных дуг нитка будет частично наматываться на «лекало». Таким образом, «лекало» играет роль так называемой (в геометрии) эволюты, а проведенные с помощью нитки дуги представляют эвольвенты.

Описанные методы реконструкции концентрических складок в определенной степени схематичны и в некоторых случаях могут давать результаты, не соответствующие действительности. Специальный подход необходим, например, при наличии асимметрии складок [Gill, 1953; Badgley, 1959]. Однако эти результаты намного точнее данных, получаемых путем составления геологических разрезов традиционным, интуитивным способом. В особенности это касается реконструкции крупных концентрических складок большого радиуса над поверхностью и на глубину. Подобные реконструкции строятся таким же образом, как и описанные выше близповерхностные реконструкции, но данные, необходимые для рисунка (центральные точки, эволюты), основываются на результатах наблюдений на поверхности и дополняются по мере возможности буровыми и сейсмическими данными.

Рассмотренные признаки строения концентрических складок позволяют предполагать, что в этих складках вверх и вглубь от некоторой оптимальной зоны их развития амплитуды должны уменьшаться, обуславливая в конечном итоге полное затухание складок (см. рис. 226,а). Мощность такой зоны смятия можно, казалось бы, определить путем дорисовки вверх и вниз соответствующего количества дуг — до соприкосновения дуг такого большого радиуса, что практически можно говорить о затухании складчатости. Однако это лишь теоретическое рассуждение, так как «чистые» концентрические складки встречаются весьма редко: в вертикальном направлении концентрическая структура быстро затухает (см. рис. 236) или иногда переходит в другую концентрическую структуру, дисгармоничную по отношению к предыдущей (рис. 232). С большей достоверностью можно определять глубину распространения концентрических складок путем простой экстраполяции близповерхностных замеров в таких местах, где имеются литологические предпосылки, способствующие постепенному затуханию складок с глубиной (например, смятие путем горизон-

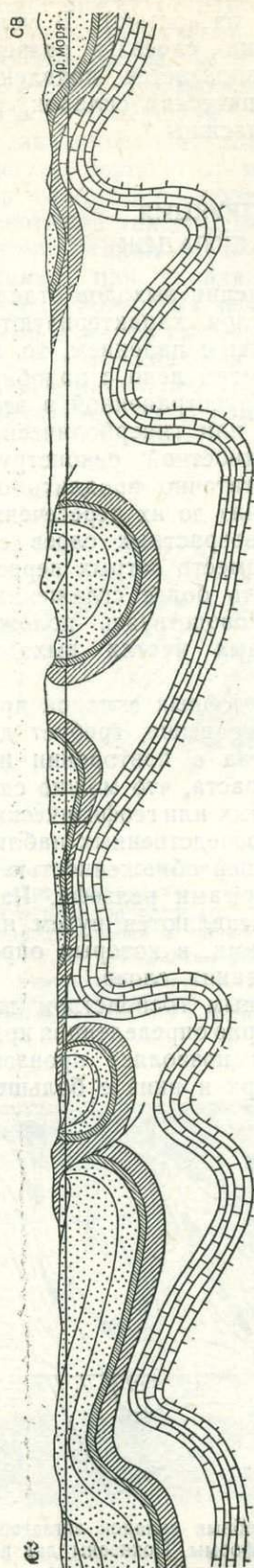


Рис. 232. Разрез через нефтяные поля Ирана, по Г. Лису [Hills, 1972]; пример концентрической структуры, переходящей дисгармонично вглубь в другую концентрическую структуру.  
Белые поля — сильно пластические породы

тального сжатия пачки слоев, залегающих на породах с пониженной вязкостью). В условиях сходной литологии слоев в разрезе, а также там, где предполагается появление обособленных дисгармонических складок, такие расчеты весьма ненадежны.

## 2. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОДОБНЫХ СКЛАДОК

Если на всем протяжении выходов отдельных крыльев складок слои характеризуются приблизительно одинаковым падением, то, по всей вероятности, мы имеем дело с подобными складкам самой распространенной в этой группе зигзагообразной или гиперболической формы. Для близповерхностной реконструкции таких складок достаточно продлить отдельные слои вверх и вниз до их пересечения с продолжениями одновозрастных слоев соседних крыльев, затем вместо острых пересечений следует нарисовать более сглаженные изгибы (шарниры), руководствуясь положением слоев в приосевых частях выходов (рис. 233).

Отнесение к группе подобных складок других форм, чем указанные выше, требует достоверного доказательства о повторении изгибов слоев разного возраста, что можно сделать на основании буровых или геофизических данных или в итоге непосредственных наблюдений в районах с хорошей обнаженностью и резко выраженными формами рельефа. Разрезы таких складок составляются путем интерполяции между точками, в которых определены параметры залегания слоев.

В районах с доказанным господством подобных складок достоверно определенная кривизна какого-либо слоя позволяет производить реконструкцию вверх и вниз с большей

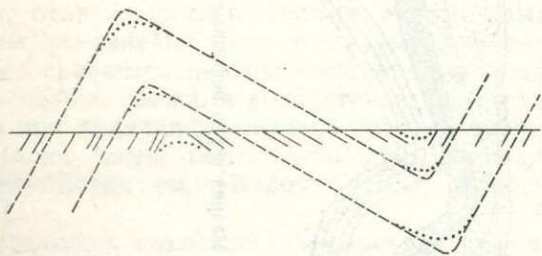


Рис. 233. Реконструкция подобных складок зигзагообразной или гиперболической формы. Показаны два варианта (штрихи или точки) шарниров в зависимости от залегания слоев в осевых зонах

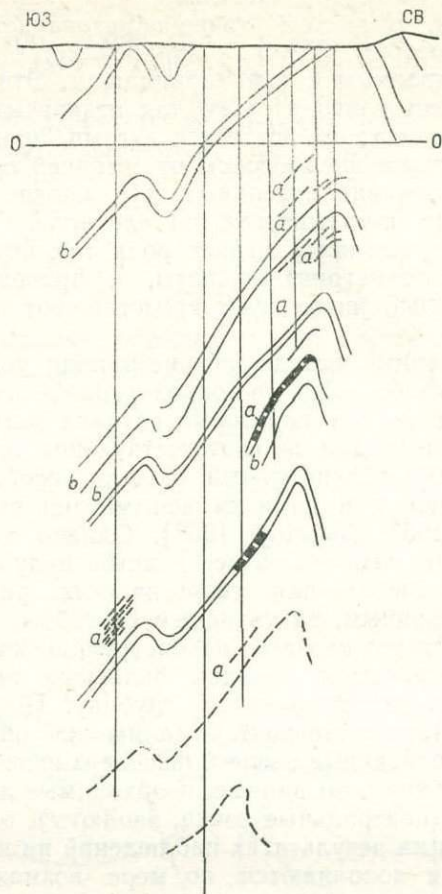


Рис. 234. Разрез через нефтяное месторождение Тарнава—Велеполе в восточной части Польских Карпат [Wdowiarski, 1960]; пример подобных складок, распространяющихся на большую глубину:

*a* — нефть, *b* — более мощные слои сланцев, вертикальные линии — буровые скважины

уверенностью, чем при складках другого типа строения. Реконструкция строится на принципе повторения установленной кривизны (вдоль осевых поверхностей) в пределах отдельных структурных поверхностей (рис. 234), разумеется с проверкой на основании имеющихся непосредственных данных. Такая реконструкция не должна слишком отдаляться от исходной поверхности. Как и в случае концентрических складок, «идеализированные» подобные складки являются лишь теоретическим упрощением. В действительности же все складки, в том числе и такие, которые у поверхности характеризуются типичными «подобными» чертами, на определенной глубине более или менее резко затухают или замещаются складками другой формы. Установить глубину такого перехода на основании чисто геометрических построений невозможно. Можно лишь предполагать, что эта глубина, как

правило, намного больше, чем глубина затухания концентрических складок такой же амплитуды.

### 3. РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИСГАРМОНИЧНЫХ СКЛАДОК

По понятным причинам реконструкция дисгармоничных складок представляет наиболее трудную задачу и должна проводиться отдельно по каждому складчатому комплексу. Здесь неприемлемы никакие геометрические закономерности интерпретации, хотя им и могут подчиняться некоторые слои или пакки слоев, как правило, более устойчивые. Реконструкция целых складчатых структур может основываться только на интуитивной интерпо-

ляции между точками или отрезками, в которых непосредственно или косвенно определены параметры залегания слоев. Это вовсе не значит, что интерпретация должна проводиться совершенно произвольно. И здесь, в зависимости от соотношений мощностей и состава пород и от механизма и интенсивности складкообразования, можно установить некоторые закономерности, используемые при интерпретации сходной обстановки. Так, например, при складкообразовании в толщах пород, сложенных чередующимися более плотными и менее плотными слоями разной мощности, наблюдается явление внутреннего (дисгармоничного по отношению ко всей структуре) смятия менее устойчивых слоев,

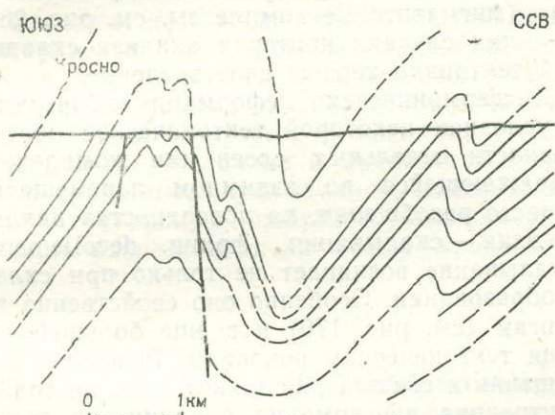


Рис. 235. Дисгармоничное смятие пластичных пород (тонкие слои), залегающих между более твердыми породами (мощные слои). Часть разреза через Польские флишевые Карпаты. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы [Wdowiarski, 1959, с упрощениями и дополнениями]

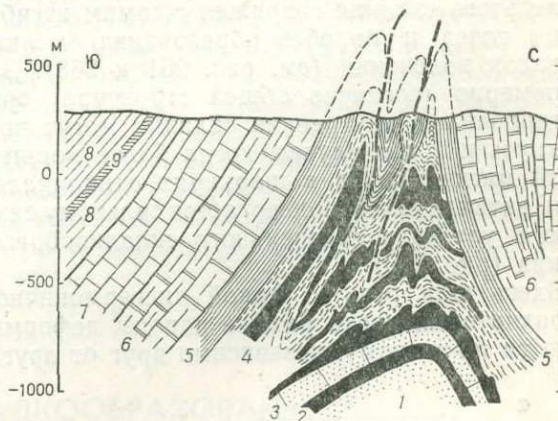


Рис. 236. Дисгармоничное смятие пластических пород в ядре антиклинали, крылья которой сложены более жесткими породами (разрез через западную часть антиклинали Потока в районе Горлице, Польские флишевые Карпаты) [Swidziński, 1939]:

1 — черножецкий песчаник, 2 — нижние пестрые сланцы, 3 — денжжовицкий песчаник, 4 — верхние пестрые сланцы, 5 — менилитовые сланцы, 6—8 — кросненские слои, 9 — ясельские сланцы

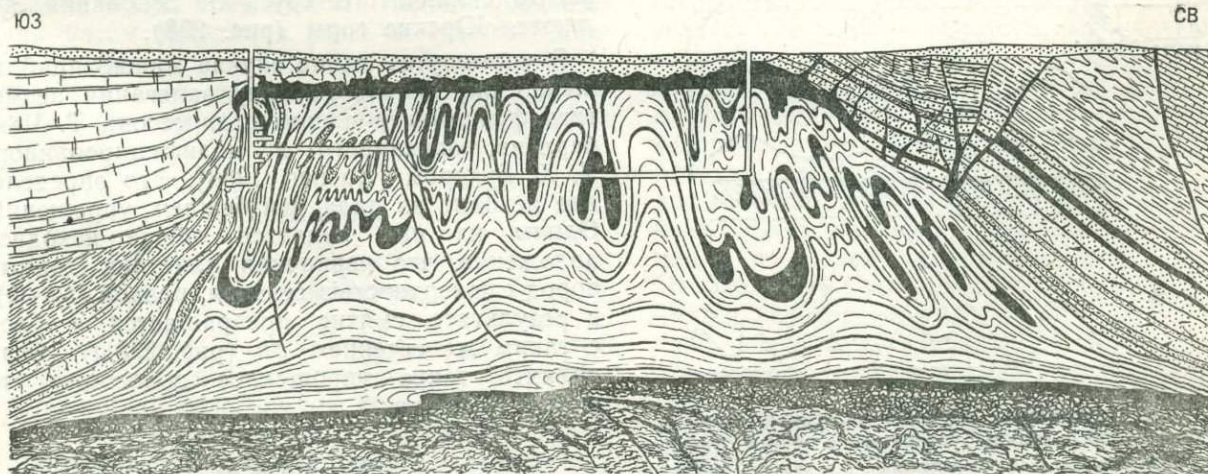


Рис. 237. Разрез через соляной шток в районе Ганновера, по Е. Зейдлю (E. Seidl) [Cloos, 1936]; внутренние складки течения, представляющие максимально дисгармоничную структуру. В кровле и окружающих породах — проявления соляной тектоники



Рис. 238. Разрез через Юрские горы [Buxtorf, 1916] — пример дисгармоничной складчатости, связанной с общим отрывом от фундамента

причем осевые поверхности этих второстепенных складок стремятся занять положение, параллельное осевым поверхностям главных складок (рис. 235). При образовании складок изгиба в чередующихся слоях разной вязкости это явление происходит уже при среднеинтенсивном процессе смятия, так как механизм этого явления сопряжен с самим изгибанием слоев и подобен образованию мелких складок волочения (см. рис. 261 и 268). Закономерно (согласно общей структуре) ориентированные внутренние складки могут возникнуть и в том случае, когда более мощный слой мягких пород в шарнирах синклиналей или антиклиналей подвергается сильному сжатию в условиях интенсивного складкообразования (рис. 236).

Здесь шла речь о такой дисгармоничной складчатости, когда разные породы деформируются по-разному, независимо друг от друга,

но существует возможность определения общего характера складчатых структур. При сильно развитой дисгармонии такой возможности вообще нет. Особенно это свойственно некоторым складкам течения в породах, характеризующихся малой вязкостью (соляные толщи, рис. 237), или в породах, вязкость которых снижается во время складкообразования (мигматитовые комплексы, см. рис. 283). В таких случаях критерии анализа складчатой тектоники теряют свое значение.

Дисгармонические деформации образуются в условиях некоторой тектонической обособленности отдельных слоев или комплексов, выражающейся во взаимном перемещении, а часто разобщении, на поверхностях напластования — скальвания (франц. *decollement*). Скальвание возникает не только при складкообразовании. Особенно оно свойственно надвигам (см. рис. 170) и в еще большей степени тектоническим покровам. Причиной разобщения и скальвания может быть не только внутренняя дисгармония складки, но также общая дисгармония складчатого структурного яруса по отношению к несмятому фундаменту. Скальвание такого типа может возникнуть при складкообразовании вследствие гравитационного скольжения. Классическим примером дисгармонии, представленной общим отрывом складчатого яруса от основания, являются Юрские горы (рис. 238).

В упомянутом выше случае можно приближенно определить глубину залегания несмятого фундамента с помощью метода Т. Чемберлена, описанного и модифицированного У. Х. Бухером [Bucher, 1968]. Это определение исходит из ряда неизбежных упрощений. Одним из них является общее исходное положение, что первичная пластина горных пород с поверхностью сечения, равной  $l(d-h)$ , в результате смятия превращается в блок с таким же сечением  $db$  (рис. 239,а). Если принять такое упрощенное положение, то можно записать:

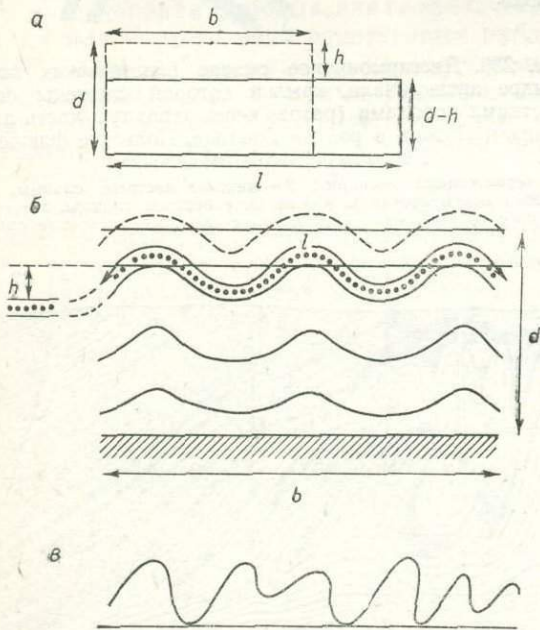


Рис. 239. Определение глубины залегания несмятого фундамента по складкам, связанным с общим отрывом: а — принципиальная схема определения, б — участок геологического разреза, показывающий величины, принятые в расчетах (горизонтальные прямые — средние уровни кровли анализируемого слоя, обозначенного точками, и самого молодого смятого слоя, показанного пунктиром, в — условный уровень отнесения для замера  $h$ ). Объяснения обозначений см. в тексте

$$db = l(d - h),$$

$$d = \frac{l(d - h)}{b}. \quad (54)$$

Отдельные величины этой формулы характеризуют следующие параметры разреза через складчатую область (рис. 239,б):

$d$  — искомая глубина подошвы складчатой зоны, считая от среднего уровня кровли реконструированного над разрезом (на основании известных мощностей) самого молодого смятого слоя;

$l$  — «выпрямленная» длина избранного за меряемого слоя на изучаемом участке разреза через смятую зону;

$b$  — длина изучаемого участка разреза через смятую зону;

$h$  — превышение среднего уровня кровли избранного слоя над кровлей этого слоя на несмятом участке.

Определение  $h$  может вызывать наибольшие затруднения. Если известно положение кровли анализируемого слоя на несмятом участке, измеряем в равных интервалах расстояние от этого уровня до кровли того же слоя на смятом участке. Величина  $h$  представляет среднюю арифметическую замеров. Более точный результат можно получить, планиметрируя модель разреза складки между уровнем не-

смятого слоя и кровлей того же слоя на смятом участке и разделяя полученный результат на величину  $b$ . Когда положение кровли несмятого слоя нельзя определить непосредственно в разрезе или на карте (как это чаще всего бывает), то его заменяют линией, соединяющей точки самых низких синклиналей в данном слое (рис. 239,в). В этом условии скрывается источник наибольших ошибок.

Таким образом, описанный метод может иметь только ориентировочное значение. С такой оговоркой его можно применять и в таких случаях, где глубина распространения складок ограничивается не поверхностью скальвания, а естественным затуханием складок с глубиной (в отношении концентрических складок). В Юрских горах ошибка определения глубины залегания поверхности скальвания с помощью этого метода составила всего около 10%, а в определениях по опытным моделям складок — 5,5—5,7% [Bucher, 1968]. Детальные определения такого же типа были проведены в Юрских горах Х. П. Лаубшером [Laubscher, 1962, 1965], который сделал на этом основании ряд тектоно-генетических выводов.

## VI. МЕХАНИЗМЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Складкообразование является процессом, который может развиваться при различных механизмах и независимо от этого иметь разные причины (разное происхождение). Поэтому эти проблемы следует рассмотреть отдельно, как это было сделано в отношении разрывов. Разные механизмы складкообразования рассматриваются здесь в «чистом» виде для большей наглядности; в действительности же они часто перемежаются друг с другом. Таким смешанным механизмам посвящено несколько замечаний в конце главы.

### 1. ИЗГИБ

#### МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДКОВ ИЗГИБА

Образование *складок изгиба* (англ. true folding, flexure folding) является в близповерхностной зоне земной коры наиболее распространенным типом складкообразующих процессов. Изгиб представляет в данном случае упруго-вязкую деформацию, причем упругая составляющая деформации в складках, которые ныне наблюдаются, подверглась в большинстве случаев полной релаксации,

вследствие чего смятые слои, даже после освобождения из горного массива, не восстанавливают своей первичной формы. Следует, однако, сказать, что эмпирически доказано отсутствие только мгновенного упругого восстановления. В связи с высокой вязкостью и, следовательно, продолжительным временем релаксации горных пород есть основание предполагать, что во многих толщах, смятых в складки в поздние тектонические фазы, происходит медленное восстановление первоначальной формы, которое очевидно не сможет никогда «выпрямить» складки, но после продолжительного времени (упругое запаздывание) может вызывать существенные изменения в состоянии деформаций (см. рис. 53). Необходимым условием для этого процесса является некоторая разгрузка складчатого массива, создаваемая эрозией. Однако так как эрозионные процессы действуют, очевидно, быстрее, чем упомянутый процесс восстановления формы, то возможные результаты этого процесса, по всей вероятности, подвергаются разрушению. Не исключена и другая обстановка и тогда рассматриваемый процесс может являться причиной неотектонических движений в определенных районах. Вполне

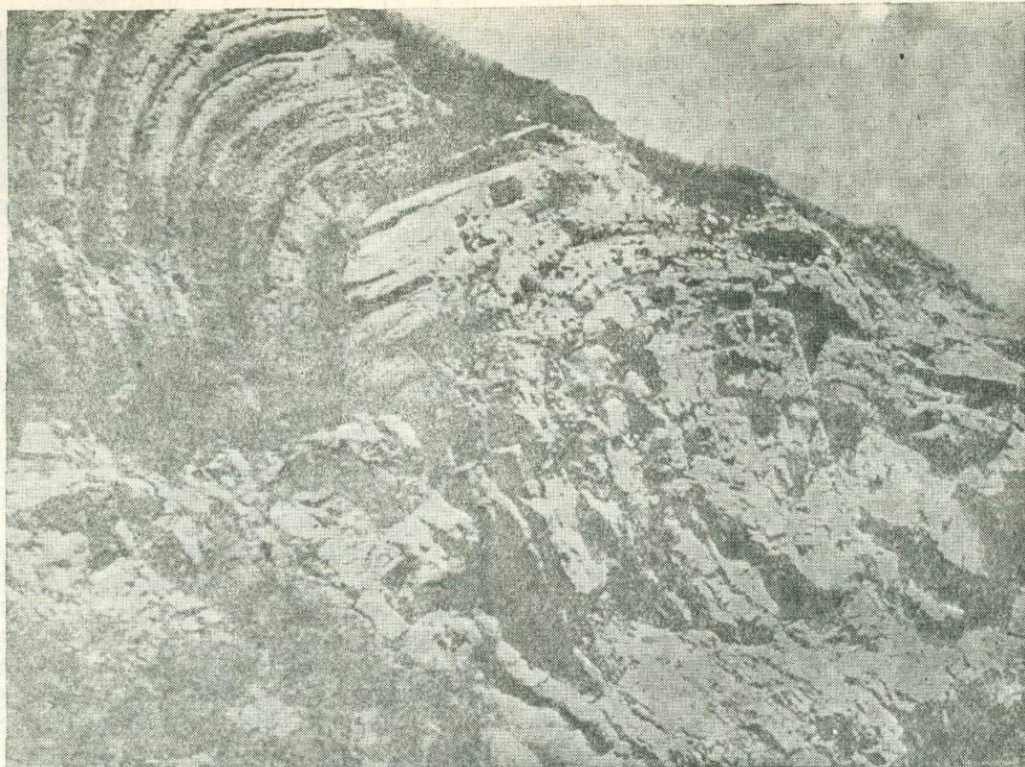


Рис. 240. Шарнирная зона антиклинали изгиба с концентрическим строением (Шлуховицкая складка в районе Кельце)

возможно, что этот процесс в сочетании с изостатическими явлениями обуславливает повышенную неотектоническую активность областей недавней складчатости. Вся эта проблема, не лишенная практического интереса, заслуживает детального исследования.

Как было сказано в первой части, упруговязкая деформация имеет конечную и довольно ограниченную величину, что хорошо иллюстрируется реологической моделью тела Кельвина (см. рис. 66,а). Это имеет также важные

тектонические последствия. Во-первых, отсюда следует, что при образовании складок изгиба не могут происходить значительные перемещения горных пород внутри слоев и поэтому слои должны сохранять более или менее постоянную мощность. Это присуще в основном концентрическим складкам; как правило, такие складки являются складками изгиба (рис. 240). Это, однако, вовсе не значит, что все складки изгиба имеют концентрическое строение. Рассматриваемый механизм деформации участвует также в образовании остроугольных (зигзагообразных или гиперболических), в которых изменения мощности слоев наблюдаются только в сводах (рис. 241). С другой стороны, в некоторых подобных складках, образовавшихся в итоге горизонтального сжатия, особенно в формах, характеризующихся крутопадающими крыльями, в которых должны проявляться значительные колебания мощностей (см. рис. 226,б, в), наблюдаются линзовидные отслоения в сводовых частях, выполненные пластичным материалом (рис. 242,а) или седловидными жилами (англ. saddle reefs; рис. 242,б). Эти явления свидетельствуют о том, что складко-

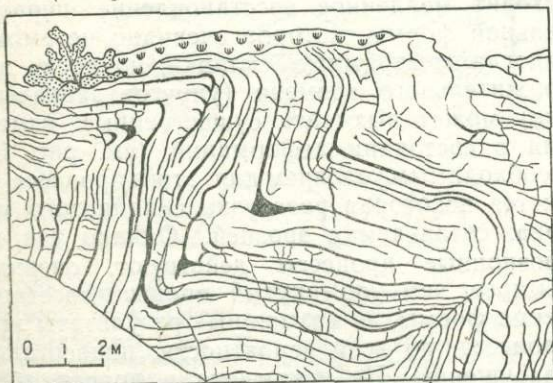


Рис. 241. Фрагмент складки изгиба, представленной на рис. 240, — подобное строение

образование происходило главным образом вследствие изгиба — при тенденции к сохранению выдержанной мощности слоев. Опыты моделирования, проведенные советскими учеными [Белоусов, Гзовский, 1964], свидетельствуют о том, что сводовые отслоения могут возникать и в концентрических складках (это было подтверждено полевыми наблюдениями И. М. Сборщикова [1972]). Их образованию благоприятствуют небольшие мощности слоев, высокая вязкость пород, небольшое трение между слоями и небольшое давление перекрывающих пород. Седловидные жилы представлены часто рудным веществом [Behge, 1937, Белоусов, Гзовский, 1964]. В связи с этим области складчатости, обусловленной горизонтальным сжатием, с распространенными складками изгиба должны привлекать внимание поисковой геологии (в особенности сводовые части антиклиналей).

Более или менее выдержанная и не измененная мощность слоев в складках изгиба говорит о том, что и длина этих слоев не подверглась изменению и, таким образом, она может служить мерой складчатого сокращения (в сравнении с нынешней шириной складчатой зоны). В случае, когда слой имеет значительную мощность, замеры длины следует производить по нейтральной поверхности.

Второе условие конечного и ограниченного значения упругого течения состоит в том, что при превышении этого значения, если условия складкообразования не вызывают пластического течения, должно произойти разрушение породы — образование тех или иных разрывных нарушений. Момент превышения этой предельной величины и способ разрушения зависят от множества обстоятельств, которые будут рассмотрены ниже. Раньше, однако, следует проанализировать напряженное состояние, сопровождающее образование складок изгиба.

#### НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ В СКЛАДКАХ ИЗГИБА \*

Когда однородная пластина (пласт) подвергается изгибанию, в ней (в поперечном сечении) возникает напряженное состояние, изображенное схематически на рис. 8. До тех пор, пока продолжается упругое течение, такое напряженное состояние будет стремиться сдвинуть нейтральную поверхность во внутрь изгиба и, таким образом, если даже первона-

\* Методы анализа напряженного состояния в складках изгиба см. также в работах [Ramberg, 1963 в; Белоусов, Гзовский, 1964; Бондаренко, Лучицкий, 1969; Милеев, 1969; Schwardtner, 1970; Смирнов, 1971; Лучицкий, Бондаренко, 1973; Гзовский, 1975; Бондаренко, 1976].

чально эта поверхность была параллельна подошве и кровле пласта, то она теряет эту параллельность и область растягивающих напряжений расширяется (рис. 243) [Бонда-

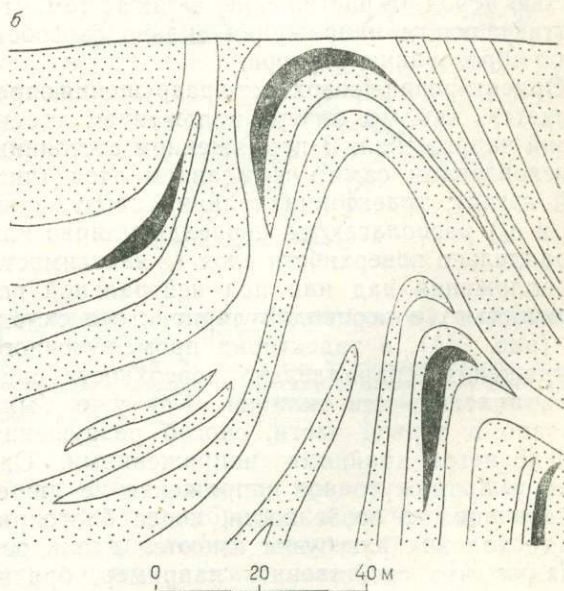


Рис. 242. Сводовое отслоение, связанное с образованием складки изгиба:

*а* — сводовая часть антиклинали в известняках с полостью отслоения, заполненной сланцевым материалом (частично удаленным выветриванием), сводовое отслоение переходит в характерную шейку и далее в трещину (часть Шлуховицкой складки в районе Кельце, фото А. Кварцяка), *б* — седловидные рудные жилы гидротермального происхождения в карбонатно-класических породах среднего палеозоя Каратау (по Т. Я. Масаловой)

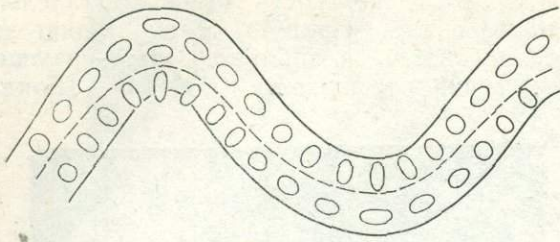


Рис. 243. Положение нейтральной поверхности (штриховая линия) и обусловленный им характер деформаций, сформированных в итоге длительного упругого течения



Рис. 244. Траектории сжимающих  $\sigma_1$  (сплошные линии) и растягивающих  $\sigma_3$  (пунктирные линии) напряжений в упругой пластине, подвергающейся время от времени изгибанию на концах [Schmidt, 1932, с дополнениями]. Траектории напряжения  $\sigma_2$  перпендикулярны к плоскости рисунка. Точечная линия — нейтральная поверхность

ренко, Лучицкий, 1969; Смирнов, 1971]. После достижения предела упругого течения именно эти области в первую очередь являются местом разрушения, что обусловлено малой стойкостью пород на растяжение, а также тем, что растягивающие напряжения сильно способствуют образованию сбросов.

Ориентировка поверхности разрушения определяется, как мы знаем, положением траекторий напряжений. В напряженном состоянии, обусловленном самим изгибанием слоя (чистый изгиб), траектории крайних напряжений ( $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ) располагаются перпендикулярно или параллельно поверхности слоя (в зависимости от положения над или под нейтральной поверхностью) и перпендикулярно к оси складки (рис. 244), а траектории промежуточного напряжения — параллельно поверхности слоя и параллельно оси складки. Как уже было сказано в первой части, способ разрушения определяется крайними напряжениями. Однако и промежуточное напряжение не лишено значения, в особенности, когда благоприятные условия разгрузки имеются вдоль оси складки, что свойственно, например, брахискладкам. Это можно проследить на примере пластины каучука, имеющей небольшую длину по сравнению с шириной. В результате изгибания она самопроизвольно приобретает седловидный изгиб (англ. anticlastic bending) оси (рис. 245,а). Вероятно, таким же образом возникают ундуляции осей у некоторых складок (рис. 245,б).

Распределение траекторий напряжений зависит не только от самого изгибания слоя, но и от сил, которые вызывают изгиб, а также от условий складкообразования. Иначе говоря, оно является функцией крайних условий процесса изгибания. Складкообразующие силы и, возможно, масса вышележащих пород, охватывающие всю складку, создают в ней некоторое общее напряженное состояние, которому подчиняются напряжения, связанные с чистым изгибом. Это в принципе обосновывает возможность анализа напряжений в рамках всей складки, хотя разумеется, что в отдельных слоях могут проявляться довольно значительные отклонения [Гзовский, 1969б; Смирнов, 1971].

Самый распространенный складкообразующий фактор — горизонтальное сжатие\* вызывает стремление траекторий  $\sigma_1$  занять положение, параллельное оси сжатия (т. е. горизонтальное положение, перпендикулярное по отношению к осевым поверхностям), а траектории  $\sigma_3$ , таким образом, стремятся занять вертикальное положение, параллельное относительно осевых поверхностей [Гзовский, 1964; Бондаренко, Лучицкий, 1969]. Траектории  $\sigma_2$  в типовом случае остаются параллельными оси складки (рис. 246,а). В наклонных складках более пологие крылья характеризуются меньшим отклонением траекторий от их положения при чистом сдвиге по сравнению с более крутыми крыльями. Следовательно, зависимость положения траекторий от условий залегания слоев будет тем меньше, чем ближе к перпендикуляру по отношению к оси сжатия будет простирание слоев и, таким образом, чем сильнее будет складчатое сокращение (в стоячих изоклинальных складках траектории в максимальной степени приближаются к простиранию структурных осей складки, хотя и здесь наблюдаются некоторые отклонения) [Sen, Mukherjee, 1972].

Следует заметить, что даже при интенсивном складчатом сокращении местное поле напряжений в перегибах складок может существенно образом отличаться от общего напряженного состояния, формирующего всю складку. Различия будут тем больше, чем мощнее слои, чем труднее будут происходить межпластовые скольжения и чем более вязкий характер будет иметь деформация. Кроме того, при складкообразовании этого типа синклинали часто подвергаются большему

\* Поляризационно-оптические испытания напряженного состояния в отдельном слое при продольном изгибе проводились советскими исследователями [Бондаренко, Лучицкий, 1968; Лучицкий, Бондаренко, 1973; Бондаренко, 1976]. Результаты этих опытов совпадают с приведенными ниже рассуждениями.

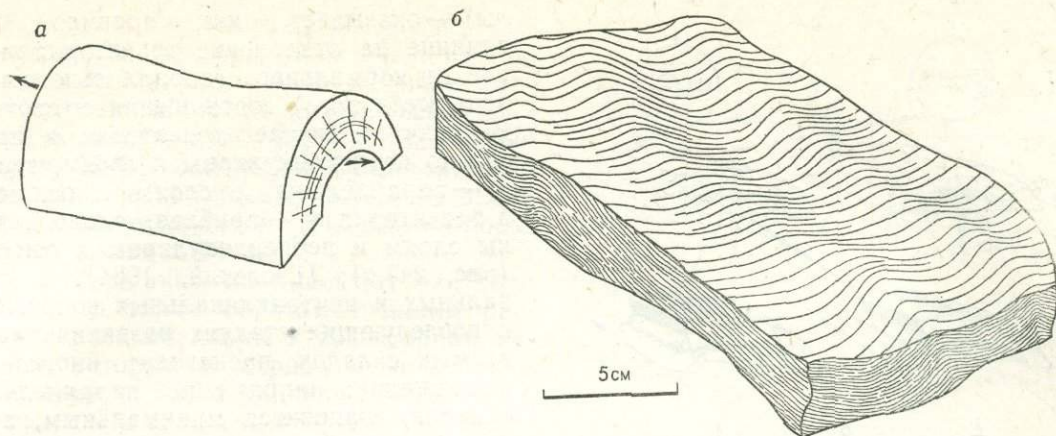


Рис. 245. Седловидный изгиб оси антиклинали, вызванный воздействием промежуточного главного напряжения ( $\sigma_2$ ) вдоль этой оси:

*а* — полученный экспериментально в пластине каучука (стрелками показан способ действия напряжения  $\sigma_2$  в нижней части пластины), *б* — наблюдающийся в природе в мелких складках филлитов

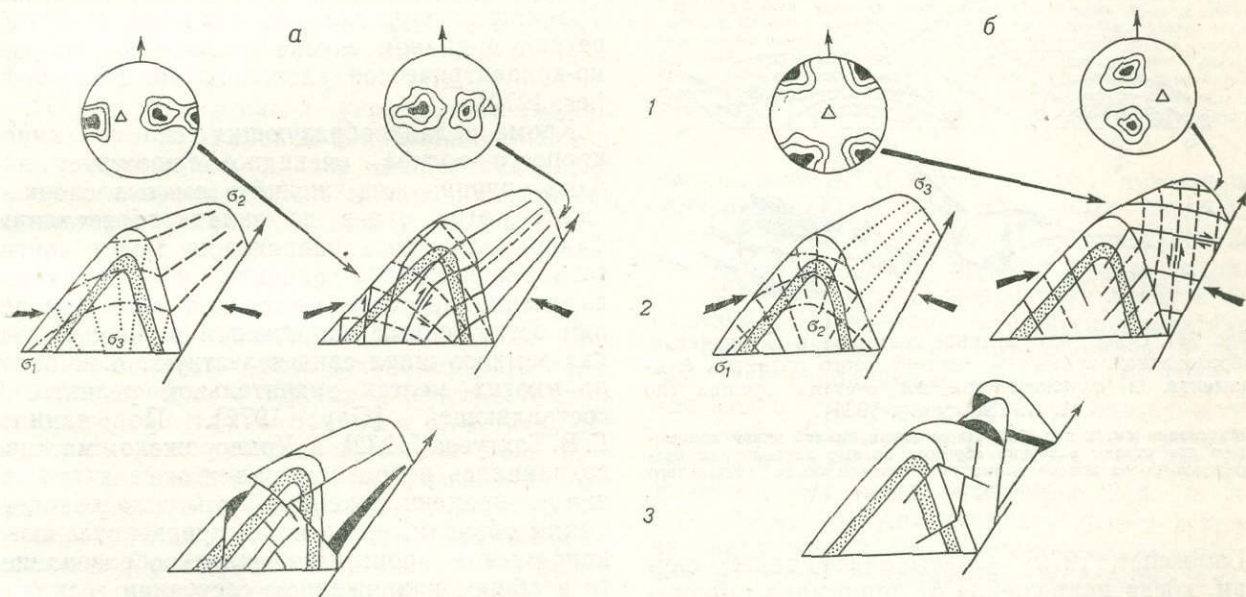


Рис. 246. Общее напряженное состояние в антиклинали, образованной путем продольного сжатия, и обусловленная им система трещин [по М. В. Гзовскому, 1964]:

*а* — типичная система напряжений, *б* — редко наблюдающаяся система напряжений. 1 — контурные диаграммы (верхнее полушарие) ориентировки трещин сжатия и слоев (треугольник) в местах антиклинали, показанных тонкими стрелками, 2 — ориентировка траекторий напряжений и система поверхностей разрыва, 3 — вид антиклинали в случае образования разрывных смещений; жирные стрелки — направления внешних сил

сжатию, чем соседние антиклинали (особенно их верхние части). Если к тому же межпластовые скольжения происходят с трудом (или вовсе отсутствует слоистость), то во внешних частях антиклиналей и внутренних частях синклиналей могут проявляться противоположные системы напряжений: перпендикулярно к оси антиклинали будет иметь место растяжение ( $\sigma_3$ ), перпендикулярно к оси синклинали — сжатие ( $\sigma_1$ ).

Когда складкообразование за счет горизонтального сжатия происходит в условиях зна-

чительного давления кровли напряжения,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  могут приобретать обратную ориентировку (направление максимальной разгрузки параллельно осям складок [Wunderlich, 1962]) — рис. 246,б. Подобные изменения напряженного состояния могут происходить также вследствие образования разрывных нарушений или в результате эрозии, сопровождающей складкообразование. Циклические перемены такого типа (обусловленные разгрузкой напряжений) наблюдались в Тасмании [Williams, 1969] и в Юрских горах

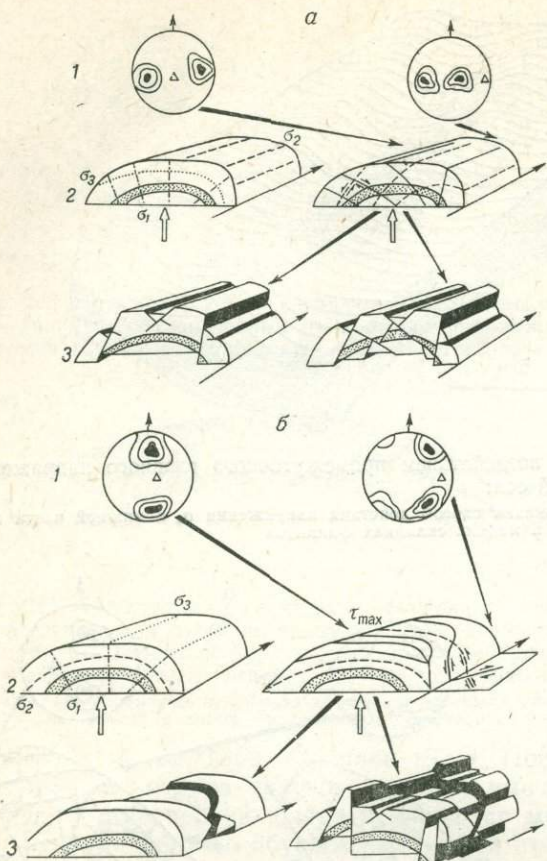


Рис. 247. Общее напряженное состояние в антиклинали, образованной вследствие вертикального поднятия фундамента, и обусловленная им система трещин (по М. В. Гзовскому, 1964).

Объяснения см. к рис. 246. Пары антиклиналей внизу показывают две стадии развития сбросов; правые антиклинали изображают более полное развитие в течение более длительного промежутка времени

[Laubscher, 1972]. Описывались также случаи, когда напряжение  $\sigma_1$  принимало положение, параллельное к осям складок [Burger III, Thompson, 1970; Sitter, 1964]. Все три главных напряжения могут тоже обмениваться своими положениями в местах сильных ундуляций осей складок. Характер этих изменений можно легко проследить, рассматривая ундуляции в качестве антиклиналей и синклиналей в продольном разрезе через складку. В брахискладках, мульдах и куполах траектории двух главных напряжений, которые расположены в плоскости слоев или близки к ней, в плане имеют радиально-концентрический вид. В зонах периклинальных и центриклинальных замыканий это положение проявляется частично — в виде веерообразно-концентрической системы.

Второй важный фактор образования складок изгиба — вертикальные движения (си-

лы) — оказывает, как правило, меньшее влияние на отклонение траекторий напряжений от нормального (параллельного или перпендикулярного) соотношения со слоистостью. В типичном случае\* траектории  $\sigma_1$  приблизительно перпендикулярны к слоям, траектории  $\sigma_2$  — параллельны к слоям и оси складки, а траектории  $\sigma_3$  — приблизительно параллельны слоям и перпендикулярны к оси складки (рис. 247,а); [Гзовский, 1964]. В периклинальных и центриклинальных зонах, а также в последующих стадиях развития рассматриваемых складок происходит иногда замена напряжений: напряжение, параллельное оси складок, становится минимальным, а напряжение, перпендикулярное к оси и приблизительно параллельное слоистости, — промежуточным (рис. 247,б). В зонах пологих периклинальных и центриклинальных замыканий понятие оси, конечно, теряет свое значение. Траектории двух главных напряжений приобретают в данном случае в плане веерообразно-концентрическое расположение [Schwerdtner, 1970].

Кроме складкообразующих сил и самого процесса изгиба, очевидно, существует еще одна причина напряжений в смятых слоях — сжатие этих слоев до складкообразования. Такие реликтовые напряжения могут достигать значительной величины и сохраняться в течение десятков миллионов лет. Измерения естественных напряжений в разных точках земного шара свидетельствуют о наличии во многих местах значительной реликтовой составляющей [Gay, 1972]. По данным Г. В. Тохтуева [1972], в Криворожском массиве сохранились небольшие реликтовые напряжения со времени докембрийской складчатости. Таким образом, когда после предварительного напряжения произойдет складкообразование, то в общем напряженном состоянии в складках будут участвовать и реликтовые напряжения. Так как предварительное сжатие происходит, как правило, в горизонтальной плоскости и перпендикулярно к осям последующих складок, то траектории реликтовых напряжений должны быть в общем параллельны и перпендикулярны к напластованию и (траектории двух напряжений) к осям складок\*. Эти напряжения отличаются постоянством величины и направлений на обширном пространстве. Их воздействие должно ощущаться

\* Распределение траекторий, полученное экспериментальным путем, зависит, разумеется, от способа приложения поперечной силы. Этим можно объяснить некоторые расхождения результатов, полученных разными исследователями [Гзовский, 1960б; Бондаренко, Лучицкий, 1969]. Геологическим условиям, несомненно, более близко действие несосредоточенной силы.

прежде всего в тех местах, где другие, «заглушающие» их факторы (например, изгибание в сводовых частях) имеют меньшее значение. Согласно гипотезе о тектонической роли остаточных напряжений [Price, 1959, 1966; Kieslinger, 1960], они могут самостоятельно вызывать образование трещин скола во время общего поднятия площади, т. е. обычно после проявления складчатости.

Очень важное значение имеет тот факт, что образующиеся таким образом трещины растяжения перпендикулярны к траекториям напряжений, которые в период концентрации упругой энергии представляли сжимающие напряжения. По этим траекториям впоследствии развивается максимальное растяжение — разгрузка, связанная с общим поднятием. Учитывая эту закономерность, можно объяснить образование трещин растяжения, параллельных и перпендикулярных к осям складок, которые до сих пор в тех местах, где их не удалось объяснить самим изгибанием слоев, представляли механическую загадку.

Из представленного упрощенного обзора видно, что определение напряженного состояния в конкретной складке изгиба, господствующего во время и после складкообразования, представляет трудную задачу. Большую помощь в этих исследованиях оказывают эксперименты моделирования тектонических полей напряжений, проведенные советскими учеными [Белоусов, Гзовский, 1964 и др.]. Еще труднее выявить четкие закономерности образования трещин и сбросов в результате этих напряжений. Важно при этом отметить, что в образовании трещин решающая роль принадлежит напряжениям при изгибании отдельных слоев и остаточным напряжениям, в образовании же сбросов — напряжениям, связанным с изгибанием пачек слоев в целом и с действием складкообразующих сил.

#### ТРЕЩИНЫ И РАЗРЫВНЫЕ СМЕЩЕНИЯ В СКЛАДКАХ ИЗГИБА

В «хрупких» условиях деформации и под небольшим давлением кровли типичной формой разрушения изгибаемого слоя являются трещины растяжения, ориентированные перпендикулярно к траекториям растягивающих

\* В складках, возникших под влиянием вертикальных сил, траектории остаточных напряжений могут быть менее упорядочены, хотя эти напряжения могут достигать значительной величины (они охватывают также горизонтальные напряжения, обусловленные гравитационным давлением). Однако достаточно незначительного горизонтального сжатия, перпендикулярного к последующим складкам, чтобы складки приобрели ориентировку, соответствующую остаточным напряжениям.

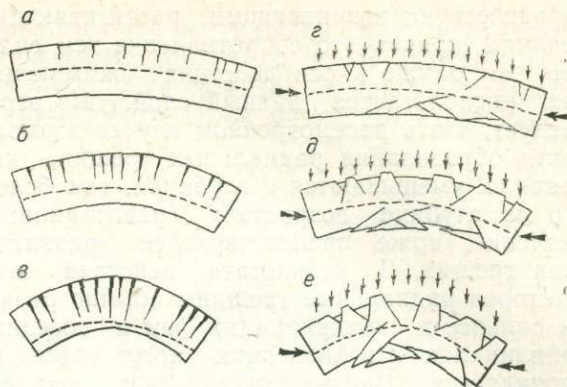


Рис. 248. Формы разрушения слоя при образовании складки изгиба после достижения предела упругого течения:

а, б, в — «хрупкие» условия деформации, кровля отсутствует, причина складкообразования произвольная; последовательные стадии развития трещин растяжения (радиальных), г, д, е — «пластические» условия деформации, давление кровли значительное (тонкие стрелки), причина складкообразования структур, изображенных над нейтральной поверхностью, — произвольная; структур, изображенных под нейтральной поверхностью, — продольное сжатие (жирные стрелки); последовательные стадии развития поверхностей разрушения от трещин г до сбросов д, е. Пунктирная линия — нейтральная поверхность.

напряжений  $\sigma_3$ . В виду того, что траектории этих напряжений (обусловленных изгибанием), особенно во внешних частях изгибов антиклинального типа, приблизительно параллельны слоистости и перпендикулярны к оси складки, возникающие трещины располагаются параллельно осям антиклиналей и синклиналей (продольные трещины АВ) и более или менее перпендикулярно к поверхностям наложения. В разрезах складок это отражается в виде характерного пучка радиальных трещин (англ. radial joints; рис. 248, а—в). Образование трещин начинается, естественно, на внешних участках изгибов отдельных слоев или их групп, где проявляется наиболее сильное растяжение (рис. 248, а). Вследствие исключительной способности развития «хрупких» трещин растяжения, по теории Гриффитса, эти трещины быстро проникают в глубь слоев (в антиклинали вниз, в синклинали вверх, рис. 248, б). При длительном действии складкообразующих сил радиальные трещины могут пересекать всю мощность слоев и их пачек в местах изгибов (рис. 248, в).

Образование радиальных трещин зависит, конечно, не от самих напряжений, производных относительно процесса складкообразования, а от их взаимодействия с общими складкообразующими напряжениями (остаточные напряжения в соответствии с рассмотренной уже закономерностью в зонах изгибов играют подчиненную роль). Когда складкообразование происходит в результате продольного сжатия, общие сжимающие напряжения про-

тиводействуют возникающим растягивающим усилиям, причем это сопротивление тем сильнее, чем ближе к оси действия сжимающих сил располагается данный слой. Из этого следует, что в рассмотренном случае возможности образования радиальных трещин, как правило, уменьшаются с глубиной, тем более, что на глубине возрастает гравитационное давление, тоже препятствующее развитию этих трещин. В результате действия этих факторов радиальные трещины обычно развиты сильнее в антиклиналях, чем в соседних синклиналях, и в последних могут вовсе не проявляться. Возрастающая интенсивность складкообразования может вызывать усиление растягивающих напряжений, однако одновременно возрастает и сила общего сжатия. В итоге этого в складках малого радиуса отсутствуют или весьма слабо развиты радиальные трещины, по сравнению со складками среднего и большого радиуса, возникшими в одинаковых литологических условиях и на одинаковой глубине. По той же причине сильно сдавленные ядра концентрических складчатых форм обычно лишены трещин рассматриваемого типа.

В большей степени развитию радиальных трещин способствует складкообразование, являющееся результатом вертикальных движений [Бондаренко, Лучицкий, 1969]. В этом случае образованию трещин препятствует только общее окружающее давление и поэтому они проникают до ядер складчатых форм, если, разумеется, эти ядра не сложены сильно пластичными породами, не благоприятствующими развитию трещин (например, соляные купола).

Разрушение, вызванное превышением способности пород к смятию в итоге изгиба, имеет другой вид, когда условия деформации менее «хрупки», чем в предыдущем случае, и кровля оказывает более сильное давление. В таких случаях основным фактором разрушения, вместо производных растягивающих напряжений, является разность напряжений между давлением кровли и напряжениями, действующими вдоль напластования, которые представляют собой, как и в предыдущем случае, равнодействующую главных складкообразующих напряжений и напряжений, производных по отношению к складчатости. В кровельной (внешней) части антиклинальных изгибов, где эта равнодействующая напряжений имеет отрицательное значение (растяжение) или небольшие положительные значения, давление кровли становится максимальным главным напряжением ( $\sigma_1$ ) и в связи с этим после достижения разностью напряжений критической величины, образуются нормальные сбросы

(см. рис. 248, д). Они простираются параллельно траекториям промежуточного главного напряжения ( $\sigma_2$ ), которые ориентированы, как правило, параллельно осям складок.

Эти продольные сбросы относятся к широко распространенным на земном шаре разрывным смещениям, по своим механическим параметрам близким (в складках за счет горизонтального сжатия) или тождественным (в складках за счет вертикальных движений) сбросам, которые образуются в кровле над синусоидными поднятиями фундамента. Складкообразование в результате вертикальных движений особенно способствует развитию сбросов по тем же причинам, которые описывались в отношении радиальных трещин (см. рис. 247). Горизонтальное сжатие противодействует возникновению продольных сбросов и поэтому они, как правило, не развиваются в синклиналях и в ядрах антиклиналей, образующихся за счет горизонтального сжатия.

П. М. Бондаренко и И. В. Лучицкий [1969], основываясь на экспериментальных данных, высказали мнение, что и на гребнях антиклиналей, в условиях продольного сжатия, растягивающие напряжения могут проявиться только лишь при значительных наклонах крыльев, когда образование таким путем крупных грабенов (рифтов) не представляется возможным. Следует, однако, иметь в виду, что для развития сбросов растяжение не является необходимым условием; для этого достаточно соответствующей разности напряжений, которая обуславливается также и весом кровли. Это обстоятельство не учитывалось в упомянутых экспериментах.

Многие сбросы в складках, даже такие, которые проявляют отчетливую зависимость ориентировки от складок, могли формироваться без всякой связи со складкообразованием или после главной фазы складчатости. Анизотропия, созданная складчатой структурой, может в большой степени влиять на характер последующих напряженных полей. К сбросам, образовавшимся после складчатости, следует, вероятно, отнести типичные сопряженные сбросы в опрокинутых складках Рейнских Сланцевых гор [Cloos, 1950]. С другой стороны, некоторые сбросы несомненно возникли одновременно со складками [Laubscher, 1965; Milici, 1970], иногда еще в седиментационном бассейне [Михалев, 1971].

В складках, образованных вертикальными движениями, и прежде всего в периклинальных и центриклинальных частях этих складок, где изначально вдоль осей действуют часто напряжения  $\sigma_3$  (при таком же крутом положении траектории  $\sigma_1$ ), могут легко возникать в ранней стадии поперечные сбросы. Если они

образуются в итоге «перестановки» напряжений (см. выше), то часто сопровождаются описанными продольными сбросами (см. рис. 247,б,з).

В подошвенной (внутренней) части антиклинальных шарниров и по всему или почти всему разрезу синклиналей, образованных в результате горизонтального сжатия, максимальным напряжением является обычно сжимающее напряжение, действующее перпендикулярно к осям складок. Если давление кровли играет при этом роль минимального напряжения ( $\sigma_3$ ), то после превышения критического значения разности напряжений возникают продольные взбросы (см. рис. 248,д) [Гзовский, 1960а]. В более крутых складках они пересекают часто всю складчатую форму (см. рис. 246,а,з). В условиях более высокого давления кровли, играющего роль промежуточного главного напряжения ( $\sigma_2$ ), должны возникать вертикальные или крутопадающие сдвиги (или сбросо-сдвиги), простирающиеся косо-симметрично по отношению к нормальям к осям складок (см. рис. 246,б; Laubscher, 1965, 1972). В отличие от сбросов, образование взбросов и сдвигов в складках изгиба происходит чаще всего при складкообразовании в результате горизонтального сжатия (см. рис. 196). Взбросы, а реже и сдвиги могут возникать в крыльях складок, формирующихся под влиянием вертикальных движений, как это показано на рис. 158, 159 и 247,а. Если напряжение  $\sigma_2$  действует не параллельно, а перпендикулярно к оси такой складки, то могут возникать и сбросо-сдвиги (см. рис. 247,б). Обе группы разрывных смещений (сбросы и взбросы или сбросы и сдвиги) наблюдаются часто в пределах одной складки, одной складчатой формы и даже одного мощного слоя. В тонких слоях происходят, как правило, разрушения одного типа, характер которых зависит от положения слоя в пределах складки.

Необходимым условием для образования разрывных смещений, как мы уже знаем, является решение «проблемы пространства», т. е. наличие возможности расширения среды разрывообразования в каком-либо направлении. Когда такое расширение затруднено, что при складкообразовании наблюдается весьма часто, то после достижения достаточной разности напряжений образуются только трещины скалывания без смещений, ориентированные в том же направлении, в каком простирались бы сбросы, возникшие в данном напряженном поле. Из числа трех возможных систем трещин скалывания, соответствующих трем главным типам разрывных смещений (рис. 249,а), чаще всего встречается система, соответствующая сдвигам. На систему трещин

скалывания могут накладываться образующиеся позже (например, после частичного размыва кровли эрозией) трещины растяжения (рис. 249,б). Из-за малой стойкости пород на

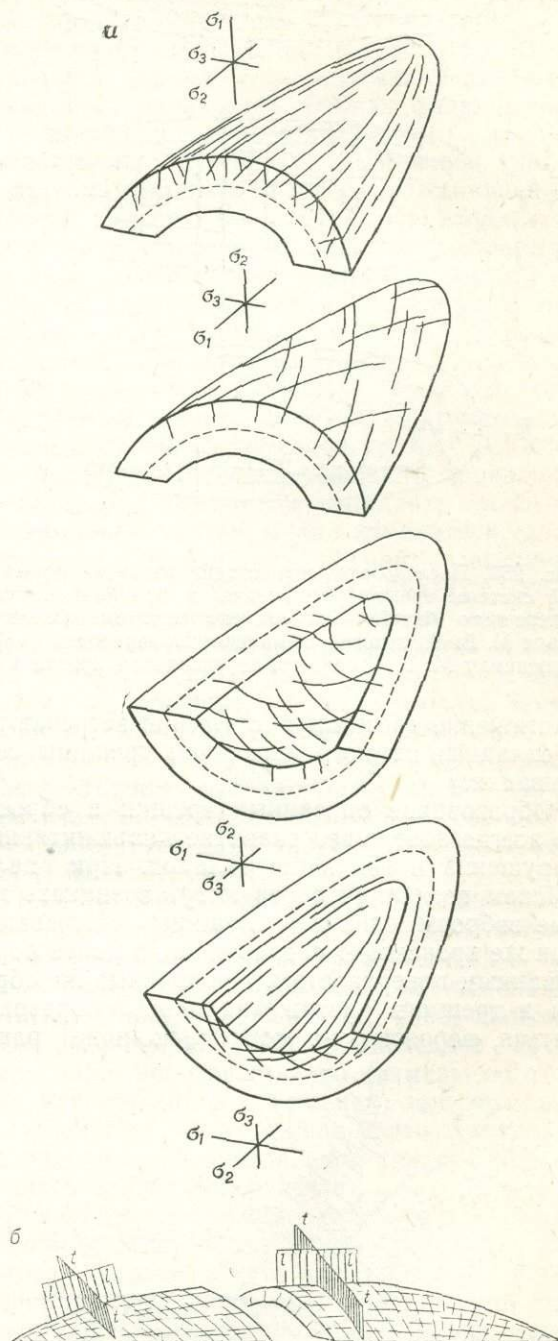


Рис. 249. Трещины, возникающие в складках изгиба: а — трещины сжатия; разные виды, зависящие от характера складчатой формы и от системы напряжений (указанные системы напряжений относятся к центральной части данной формы). Рисунок, повернутый на  $180^\circ$ , дает изображение трещин, развивающихся под нейтральной поверхностью. Трещины могут переходить за нейтральную поверхность и тогда во всем слое образуются трещины одного типа; б — трещины растяжения [М. Książkiewicz, 1972а]; продольные (l—l) и поперечные (t—t)

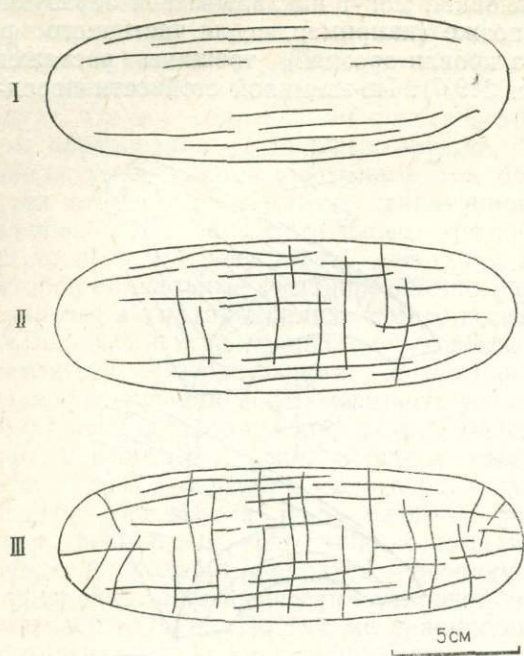


Рис. 250. Последовательные стадии развития нормальной системы трещин растяжения в брахиантклинали поперечного изгиба — эксперимент методом моделирования М. В. Гзовского (схематическая зарисовка по фотоснимку М. В. Гзовского; вертикальная проекция)

растяжение трещины растяжения встречаются в складках намного чаще, чем трещины скальвания.

Образование описанных трещин и сбросов не всегда завершает развитие дизъюнктивных нарушений в эволюции складок. При дальнейшем изгибании слоев могут возникать новые взбросы, сдвиги и трещины скальвания или же происходит скольжение по ранее образованным поверхностям. Продольные же сбросы и трещины растяжения вновь образовываться, вероятно, не могут; наличие ранее

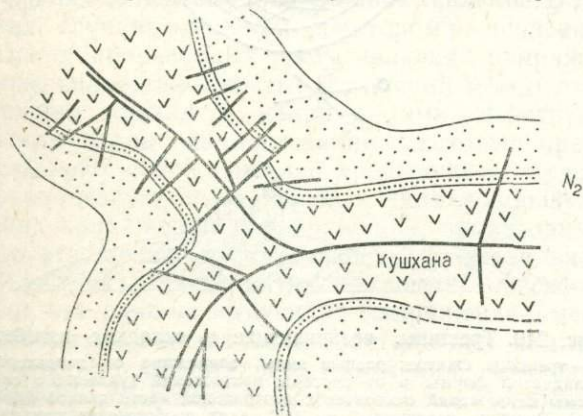


Рис. 251. Система продольных и поперечных сбросов в Кушанской антиклинали в районе Баку. Зависимость сбросов от простирания складки

образованных дизъюнктивных поверхностей препятствует появлению более сильных растягивающих напряжений перпендикулярно к оси складок. Продолжающееся изгибание складок, часто с одновременным изгибанием их осей (ундуляции, изменения направлений), сопровождается перпендикулярными к предыдущим растягивающими напряжениями, которые приобретают значение минимального главного напряжения ( $\sigma_3$ ). В связи с этим после достижения критического значения развивается вторая генерация поперечных трещин и сбросов, перпендикулярная к предыдущей генерации. Описанный процесс был детально исследован экспериментальным путем методом моделирования М. В. Гзовским [1954] и другими исследователями (рис. 250). Примеры можно привести и по ряду полевых наблюдений. В результате этого процесса создается прямоугольная система продольных и поперечных сбросов (см. рис. 188, 251 и 253) или трещин скальвания (см. рис. 249,б). Известны также примеры другого процесса — изменения направления напряжения  $\sigma_1$  с перпендикулярного на параллельное по отношению к осям складок, в связи с чем образуется система сопряженных трещин сдвига [Burger III, Thompson, 1970].

Ундуляции осей складок тоже могут быть причиной образования (во внутренних частях ундуляционных изгибов) взбросов, сдвигов и соответствующих им трещин, простирающихся перпендикулярно по отношению к аналогичным структурам, связанным с основным процессом складкообразования.

Распределение сбросов и трещин, обусловленных изгибанием, зависит, конечно, от формы складки. Вполне ясно, что в складках с острыми замками (зигзагообразных, гиперболических и т. п.) продольные сбросы и радиальные трещины будут концентрироваться главным образом в узких шарнирных зонах, и чем больше данная складка приближается к полукруглой форме, тем равномернее распределяются эти структуры по всему разрезу складки. Взбросы, сдвиги и эквивалентные им трещины располагаются более равномерно, чем структуры, связанные с растяжением, однако наиболее благоприятным местом их развития является ядра складок малого радиуса. Что касается поперечных трещин и сбросов, то на их распределение влияют прежде всего ундуляции и изгибы осей складок. Чем сильнее изгиб оси, тем гуще система трещин и разрывных смещений разного типа. В общей сложности разрывные дислокации в складках сосредотачиваются там, где сильнее меняются простирания и падения слоев [Harris et al., 1960].

Из вышесказанного следует, что напряженное состояние в шарнирных зонах (при одинаковом положении относительно нейтральной поверхности) антиклиналей и синклиналей может меняться до такой степени, что оси напряжений могут приобретать противоположное положение. В связи с этим в смежных складчатых формах (антиклинали и синклинали) могут наблюдаться противоположные системы трещин и сбросов. Эти закономерности распространения трещин сжатия и растяжения представлены на рис. 249,а. Трещины сжатия и растяжения наблюдались Л. У. Ситтером [Sitter, 1964] в Алжире.

Несмотря на рассмотренные зависимости, трещины, закономерно связанные со складками, имеются часто не только в местах перегибов, ундуляций или изогнутых крыльев складок, но также на участках плоских крыльев (рис. 252). Продольные трещины растяжения этого типа уже не соответствуют названию радиальных, хотя и сохраняют обычно свою перпендикулярную ориентировку по отношению к поверхностям напластования. Такое же положение сохраняют поперечные трещины и, как правило, трещины скалывания. В общем, во всей складке наблюдаются обычно перпендикулярные к напластованию обе группы нормальной системы и часто одна или две, тоже перпендикулярные к поверхностям слоев, группы косой системы (рис. 252,а). Менее распространены и распределяются реже их эквиваленты с более или менее постоянной ориентировкой в пределах всей складки (не сохраняющие перпендикулярного положения относительно напластования), называемые *руководящими трещинами* (англ. master joints) — рис. 252,б. Образование перечисленных систем трещин невозможно объяснить напряжениями, производными процесса изгиба слоев. Причиной их появления должно быть общее напряженное состояние, господствующее на всей территории складчатости. Стремление трещин занять перпендикулярное положение относительно слоистости объясняется тем, что трещины отражают остаточные напряжения, существовавшие до изгиба слоев [Doughty, 1968], или же тем, что траектории напряжений после складкообразования отклонялись вследствие анизотропии слоев [Jaroszewski, 1972] или анизотропии, созданной микротрещинами, возникшими во время складкообразования [Williams, 1967, 1969; Charlesworth, 1969]. Вероятно, действием тех же факторов объясняется то, что трещины рассматриваемого типа своей ориентировкой иногда четко приспособляются к структурам местного характера [Murray, 1967].

Первый фактор играет, вероятно, основную роль. Предполагается [Price, 1959, 1966], что образование общей трещиноватости под влиянием остаточных напряжений происходит в две фазы. Первая фаза охватывает накопление упругой энергии за счет гравитационного и тектонического давления (последнее главным образом в период, непосредственно предшествующий складчатости). Вторая фаза, решающая в проявлении (раскрытии) трещин, представляет разгрузку, вызванную после складчатым поднятием и сопровождающей его эрозией [Vagnes, Lee, 1972]. Предполагается следующая последовательность раскрытия трещин: 1) обе группы косой системы, 2) поперечная группа нормальной системы, 3) продольная группа нормальной системы. Последовательное проявление трещин обусловлено упомянутым уже процессом «перестановки» напряжений в результате их разгрузки в отдельных фазах образования трещин [Charlesworth, 1969]. Последовательность проявления трещин растяжения в складках, особенно в шарнирных частях, может измениться вследствие воздействия напряжений, связанных с изгибанием слоев (сравни обратную последовательность образования трещин при изгибе). Чаще всего, однако, проявляется указанная выше последовательность, что обусловлено еще и тем, что поперечное скалывание может возникать не только за счет разгрузки, но также за счет растяжения, перпендикулярного к эффективному складкообразующему давлению (см. рис. 70,а), следовательно, оно может образовываться даже в фазу глубокого сжатия [Eisbacher, 1973].

Представленная концепция генезиса региональных систем скалывания не единственная, но она имеет все больше приверженцев и подтверждается все новыми наблюдениями [Murray, 1967; Charleworth, 1969; Hancock, 1969; Jaroszewski, 1972]. В последнее время была даже непосредственно (замеры остаточных напряжений в скважинах) констатирована [Eisbacher, 1973] тесная связь остаточных напряжений с ориентировкой трещин, образующихся вблизи поверхности.

Руководящие трещины связаны с непосредственным действием складкообразующих сил, которые должны иметь значительную интенсивность, преодолевающую напряжения, производные по отношению к изгибанию слоев, остаточные напряжения и анизотропию слоев. Это предположение подтверждается большой протяженностью и выдержанностью руководящих трещин.

Система трещин в складках изгиба представляет, вероятно, сумму трещин, образованных остаточными напряжениями, и трещин,

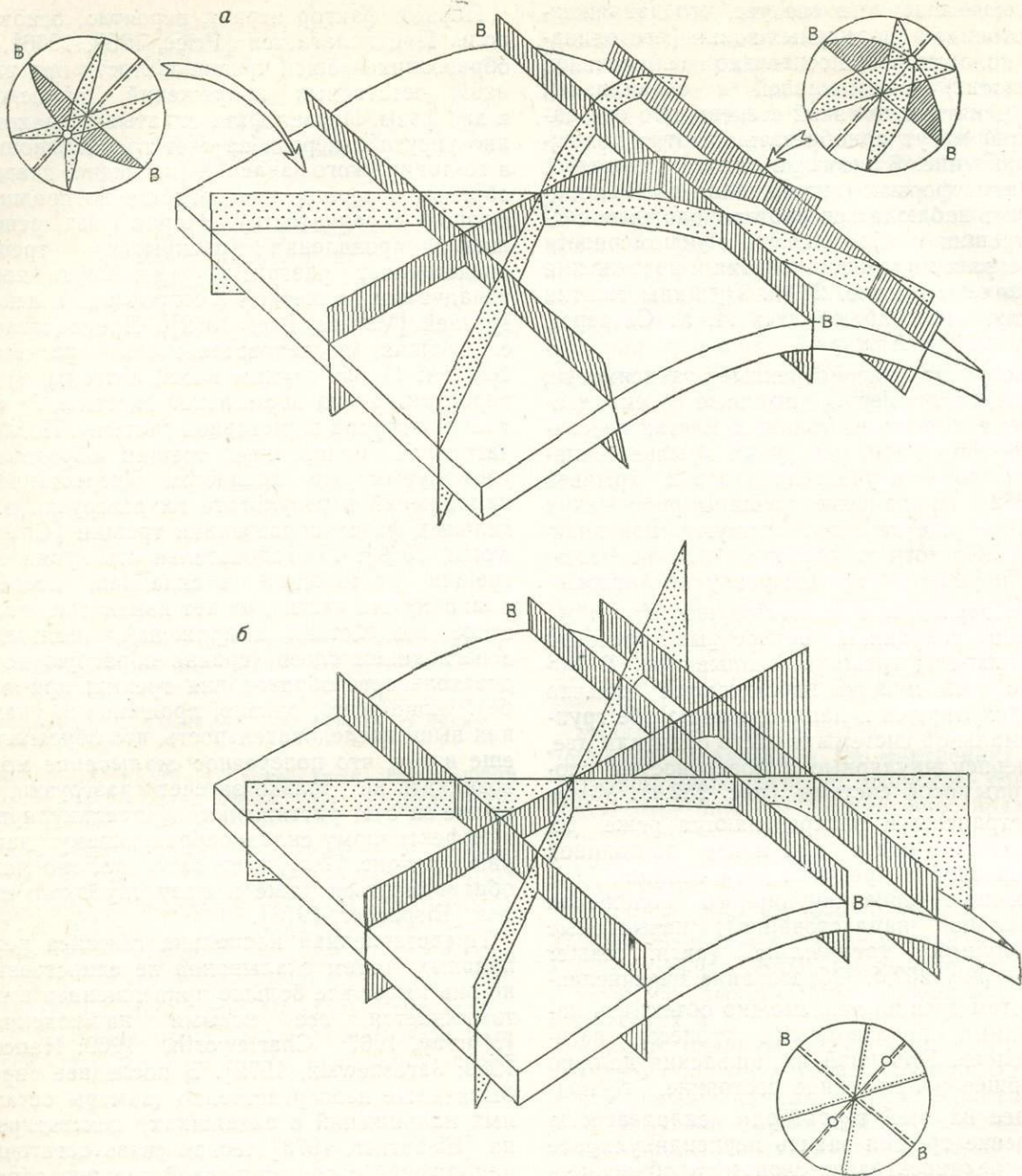


Рис. 252. Трещины, связанные с общим напряженным состоянием в складках: система нормальная (растяжение — заштрихованные поверхности) и косая (сжатие — поверхности с крапом):  
*a* — самые распространенные и густые обыкновенные трещины (диаграммы относятся к отдельным крыльям антиклинали), *б* — реже встречающиеся руководящие трещины (диаграмма относится ко всей антиклинали). Проекция диаграмм на верхнее полушарие, кружки обозначают полюсы слоистости

возникших в связи с самим формированием складок. Чем больше роль складкообразующих напряжений, тем сильнее проявляется зависимость в размещении и густоте трещин от мест усиленного изгиба слоев (шарниры, ундуляции).

Анализируя трещины и сбросы, сопровождающие складки изгиба, необходимо иметь

в виду, что в зонах периклиналей, центриклиналей, куполов и мульд господствуют веерообразно-концентрические или радиально-концентрические поля напряжений и в связи с этим разрывные структуры отличаются определенным разнообразием. Характерные системы разрывных смещений (а также трещин), образующиеся в радиально-концентрическом

напряженном поле, рассматривались выше. Системы, возникающие в веерообразно-концентрическом поле, являются как бы их частью (см. рис. 188). В пределах периклиналей часто наблюдаются также поперечные разрывы (связанные с растяжением вдоль оси), как правило антитетические (рис. 253,а).

Часто невозможно установить четкие геометрические связи трещин со складками, в пределах которых они распространены [Kelley, Clinton, 1960]. Одной из причин такого положения может быть проявление наложенного на складки более позднего и совершенно независимого напряженного поля. Однако в большинстве случаев такие связи существуют. Е. Н. Пермяков [1949, 1967] разработал концепцию определения геометрии пликативных структур (включая глубинные) на основании учета статистико-геометрических характеристик трещиноватости, наблюдаемой на поверхности. Эта концепция, испытанная в отношении руководящих трещин И. Г. Гольбрайхом и др. [1965] и развитая Дж. Ф. Хантингтоном [Huntington, 1969], заслуживает внимания, хотя требует дополнений, учитывающих более тщательное изучение генезиса отдельных совокупностей трещин, так как чисто геометрическая интерпретация может вести к ложным заключениям. Возможность использования трещинного критерия в региональной и глубинной тектонике определяется также изучением густоты трещин [Миркин, 1968; Harris et al., 1969; Mastella, 1972], географических изменений систем скалывания и направлений их развития [Blanchet, 1957; Jagoszewski, 1972]. На основании наклона поперечных трещин можно предполагать о наличии ундуляций осей складок и послескладчатых деформаций [Ksiazkiewicz, 1968], — рис. 253,б. Трещины, независимо от их связи со складками, являются предметом многосторонних исследований и имеют важное практическое значение\*.

#### ЯВЛЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИЗГИБАНИЕ СЕРИИ СЛОЕВ

Основное различие между изгибанием отдельного слоя и изгибанием серии слоев состоит в том, что во втором случае значительная часть напряжений разгружается благодаря перемещению слоев относительно друг друга (точнее говоря, напряжения за счет изгиба вообще не проявляются). Таким образом, степень деформаций при изгибе в отдельных слоях сминаемой серии (степень сжатия эл-

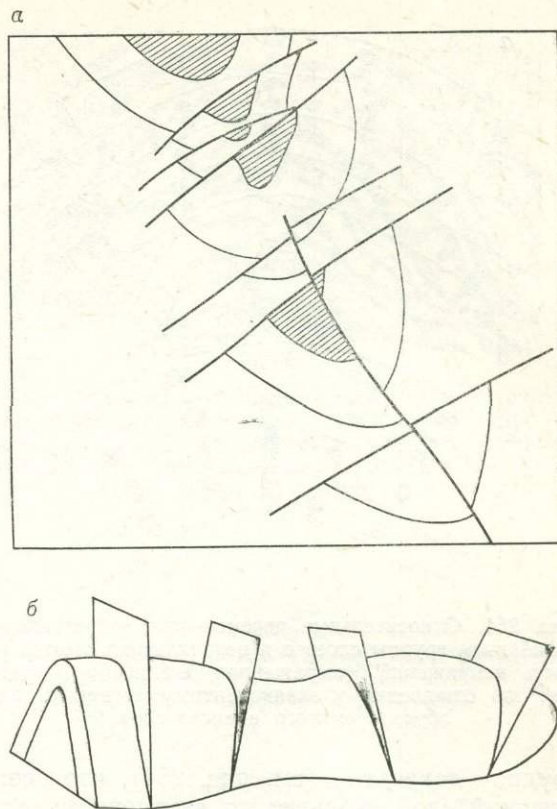


Рис. 253. Некоторые разрывные структуры в зонах периклиналей и ундуляций:

а — система сбросов в периклинали нефтяного месторождения Элк-Бейсин в штатах Монтана и Вайоминг [Bartram, 1929]. Поперечные сбросы антитетические, нивелировка оси антиклинали на пересечении с поверхностью; б — расположение поперечных трещин в местах ундуляции оси складки

липсоидов деформации) будет значительно меньше степени деформаций таких же участков в одинаково сминаемом одинарном слое (рис. 254). Из этого следует, что складкообразование в слоистой серии поглощает значительно меньше энергии. В этом заключается основная причина того, что тонкослоистые свиты пород намного чаще и намного сильнее смяты, чем крупнослоистые. Последние же, вследствие сильных напряжений, возникающих при их изгибании, чаще подвергаются разрушению с образованием трещин и разрывных смещений. Складкообразование, которому способствуют межпластовые перемещения, получило специальное название *складчатости изгиба со скольжением* (англ. flexural-slip folding), хотя, собственно говоря, всякие складки изгиба можно отнести к этому типу. Образование складок в породах, лишенных какой-либо анизотропии, в принципе невозможно.

Межпластовые перемещения, вызванные складчатостью, получили название *складчатого скольжения* (нем. Faltungsvorschub). Не-

\* Методические данные и литература по этому вопросу имеются в [Lizkowski, Stochlak, 1976].

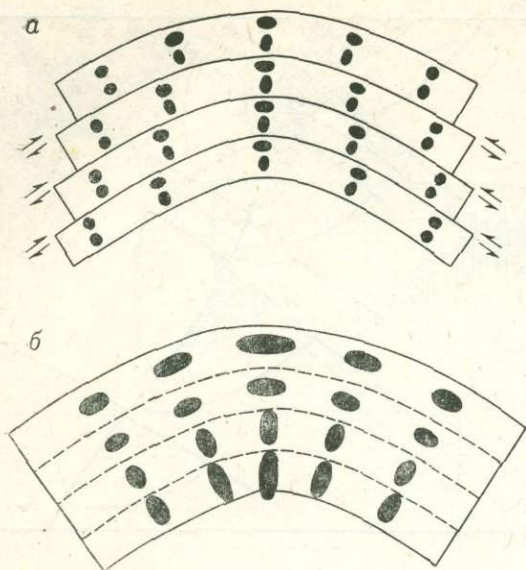


Рис. 254. Относительные перемещения, обусловленные изгибанием группы слоев *a* и возникающая отсюда разность напряжений (выраженная эллипсами деформаций) по отношению к эквивалентным сегментам однообразно смятого единого слоя *b*

трудно доказать (см. рис. 254), что всегда внешний слой скользит по внутреннему слою данной складчатой формы, устремляясь в сторону шарнира кратчайшим путем, т. е. перпендикулярно к оси данной формы. Величина складчатого скольжения прямо пропорциональна мощности данного слоя и при концентрическом складкообразовании, по Х. Кельбелю [Kölbel, 1940], определяется формулой:

$$v = \frac{\gamma d \pi}{180}, \quad (55)$$

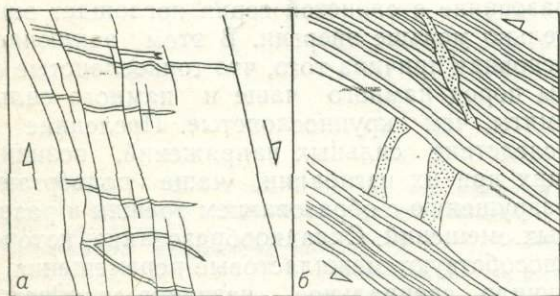


Рис. 255. Явление относительных перемещений (в направлении, указанном стрелками) при складкообразовании:

*a* — минеральные прожилки в граувакках, разорванные вследствие складчатого смещения (Южный Корнуэльс, зарисовка по фотоснимку [Ramsay, 1967]), *b* — кальцитовые жилы (покрытые точками) в известняках (более мощные слои) и мергелистых сланцах (тонкие слои). Искривление жилы в сланцах, по сравнению с жилами в известняках, обусловлено течением при изгибе (Карнийские Альпы, зарисовка по фотоснимку [Metz, 1967])

где  $\gamma$  — падение слоев в градусах,  $d$  — мощность рассматриваемого слоя.

Складчатое скольжение лучше всего наблюдать на перемещениях доскладчатых трещин или прожилков (рис. 255, *a* [Cloos, 1950]). Иногда при замерах перемещений между пластами складчатой формы получаются разные величины. Причина, вероятно, состоит в том, что относительные перемещения слоев при складкообразовании происходят под влиянием не только изгибания, но и других факторов: касательных напряжений, возникающих за счет продольного сжатия (см. рис. 297), поворота крыльев складки, происходящего в процессе ее формирования (более быстрого в пределах крутого крыла) и др. Последний фактор был предметом исследований с помощью моделирования [Ramberg, 1963а и др.; Ghosh, 1966]. Оба фактора в основном (кроме некоторых особых случаев) влияют на скольжение слоев, происходящее в том же направлении, как и при изгибании. Таким образом, их проявление должно усиливать складчатое скольжение и обусловленное этим формирование мелких структур.

Когда складчатое скольжение происходит по множеству густых, макроскопически незаметных поверхностей или вообще путем смещения всей массы пород, то можно говорить о течении вследствие изгиба (нем. Biegungsfließen). Этот процесс не зависит от мощности данного слоя и определяется углом  $\alpha$ , показывающим величину поворота поверхностей (например, трещин), первоначально перпендикулярных к напластованию (рис. 255, *b*). Этот угол можно найти по формуле:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\gamma \pi}{180}. \quad (56)$$

По данным Р. Хеппенера [Hoerpenner, 1953], истинные значения  $\alpha$  совпадают с расчетными при углах падения до  $20^\circ$  и при мощности слоя не менее 30 см. При больших углах па-

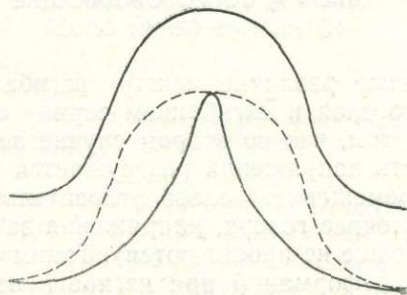


Рис. 256. Разница между внешней и внутренней кривизной изгиба складки с концентрической структурой в сопоставлении с внутренней кривизной аналогичного изгиба подобной складки (пунктирная линия)

дения  $\alpha$  составляет величину порядка  $25^\circ$  и уже не увеличивается.

Межслойные перемещения в складках изгиба подобной структуры должны быть меньше, чем в концентрических складках, так как эти перемещения включают, кроме прочих, разность длины между внешней и внутренней кривизной изгиба каждого слоя, которая в подобных складках не проявляется (рис. 256).

Как упоминалось, тонкослойные серии при образовании складок изгиба в значительно меньшей степени подвергаются разрушению путем разрывов и трещин, чем серии с редкими поверхностями скольжения. Однако и здесь, после достижения определенной степени изгиба (большей, чем в крупнослойной серии), происходит превышение предела упруго-вязкого течения при литологической дифференцированности — сначала в самых твердых слоях, а по мере дальнейшего изгибания — в более мягких пластичных слоях. Процесс разрушения происходит по тем же закономерностям, какие рассматривались в отношении отдельного слоя, но при этом каждый слой реагирует индивидуально, а не как единое целое. Вследствие межслойного скалывания в каждом слое, независимо от соседних слоев, проявляется напряженное состояние, свойственное изгибанию отдельного слоя (см. рис. 254, а), и, таким образом, теоретически каждый слой может иметь собственную систему разрывов и трещин. В действительности же в литологически однообразных толщах такое явление наблюдается редко (см. рис. 264), так как между слоями возникает обычно сильное трение, благодаря которому вся серия слоев при изгибании приобретает свойства, близкие свойствам единого слоя [Bankwitz, 1965]. Кроме того, трещины и особенно сбросы, возникающие в одном слое, проявляют способность распространяться на соседние слои или даже на всю складку, включая и такие участки, где поле напряжений не благоприятствовало появлению данных структур. В толщах с дифференцированным литологическим составом часто наблюдается независимое развитие дизъюнктивных структур в отдельных слоях (рис. 257). Такая независимость может представлять и вторичное явление, когда, например, продольные трещины, образовавшиеся на ранней стадии складкообразования и пересекающие ряд слоев, в процессе дальнейшего развития подвергаются послойным перемещениям.

Эта повторяемость напряженного состояния в отдельных слоях не распространяется, конечно, на весь разрез складки. Как в отдельном слое, так и в толще нескольких слоев при изгибании ядерные части претерпевают сжа-

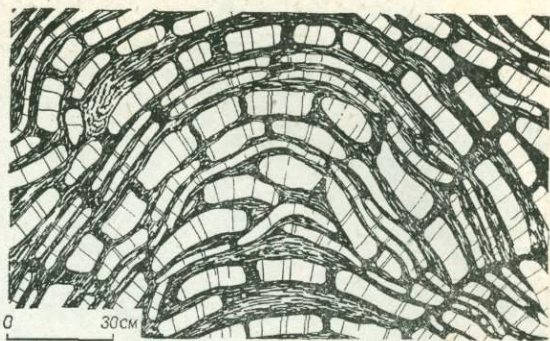


Рис. 257. Радиальные трещины в небольшой концентрической складке, характеризующиеся большой самостоятельностью в отдельных прослойках при литологической неоднородности пород (Недзицкое ущелье в Пьенинах) [Grochowska, 1968]

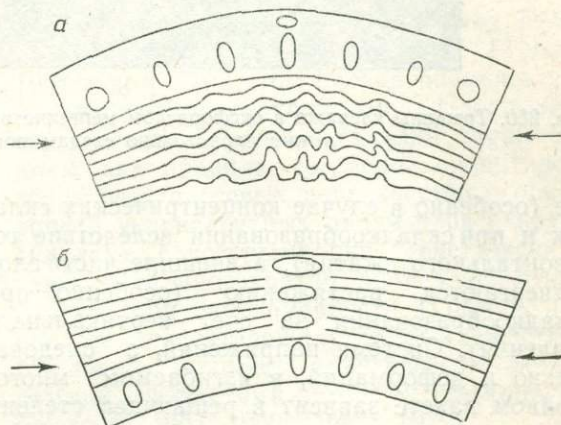


Рис. 258. Влияние литологии сминаемого комплекса слоев (в условиях сильного трения между слоями) на напряженное состояние антиклинали, образующейся в результате продольного сжатия:

а — нижний комплекс пластичный, верхний жесткий, б — верхний комплекс пластичный, нижний жесткий. При повороте рисунка на  $180^\circ$  будут отображены условия в синклинали

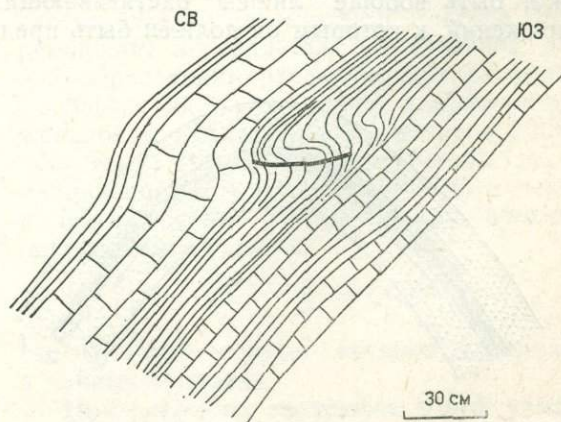


Рис. 259. Небольшая складка волочения в эйфельской доломитовой свите северного (обращенного) крыла Бодзентинской синклинали (район Бодзентина)

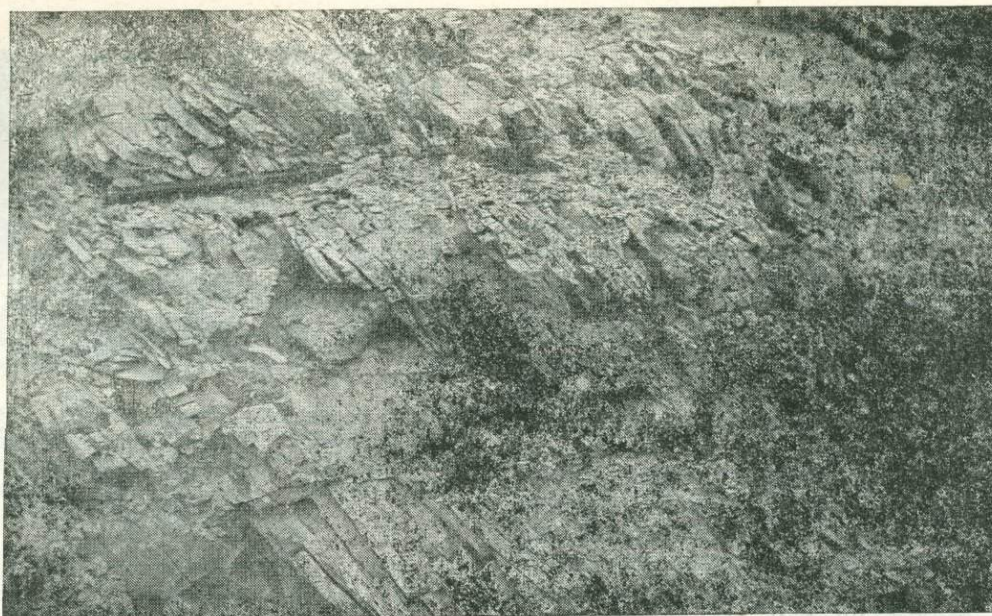


Рис. 260. Трещины кливажа в оксфордском мергелистом известняке. Район г. Островец-Свентокшиски. Авторучка лежит параллельно следам поверхностей слоев (фото В. Ярошевского)

тие (особенно в случае концентрических складок и при складкообразовании вследствие горизонтального сжатия), а внешние части слоя подвергаются растяжению (особенно при складкообразовании за счет вертикального давления). Система напряжений, а следовательно и деформаций, в изгибаемом многослойном пакете зависит в решающей степени от литологического строения этого пакета. Например, когда в итоге горизонтального сжатия формируется антиклиналь в пакете, сложенном внизу мягкими пластическими породами, а сверху твердыми породами, то, вследствие преимущественного тектонического уплотнения нижнего комплекса, верхний комплекс может быть вообще лишен растягивающих напряжений, к которым он должен быть пред-

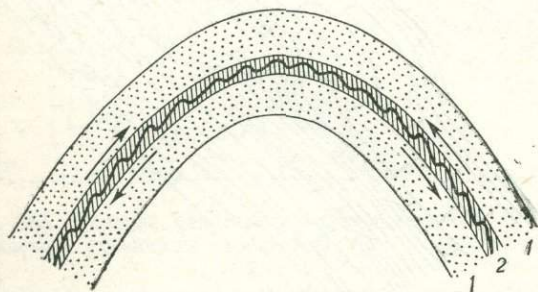


Рис. 261. Расположение мелких складок волочения и трещин кливажа в антиклинали:  
1 — песчаник, 2 — глинистый сланец

расположен ввиду своего положения в антиклинали (рис. 258,а). И наоборот, когда в такой антиклинали будут существовать противоположные литологические условия, то лишь верхний пластичный комплекс подвергается растяжению (рис. 258,б).

Скольжение при складкообразовании происходит значительно интенсивнее, когда сминаемая толща сложена ритмически чередующимися слоями мягких пород, и оно связано тогда с такими слоями. Внутри этих слоев возникают дисгармоничные по отношению к соседним слоям *мелкие складки волочения* (англ. drag folds; рис. 259) и *кливаж скальвания* (англ. fracture cleavage; рис. 260).

Вергентность мелких складок волочения (выраженная асимметрией) и наклон поверхностей кливажа скальвания, почти всегда обращенные в сторону сводов антиклиналей (рис. 261), уже давно натолкнули на мысль, что эти структуры образуются под влиянием пары сил, возникающей при относительном перемещении соседних более твердых слоев и передающейся более мягкому слою посредством трения. При этом складки волочения являются в основном результатом «волочения» нижнего мягкого слоя вышележащим более твердым слоем, а кливаж скальвания — совокупностью мелких поверхностей расщепления, образованных под влиянием равнодействующего (обусловленного действием пары сил) напряжения, направленного косо к напластованию (вторая сопряженная система скальва-

ния замещается скольжением вдоль поверхностей напластования).

Такое объяснение образования складок волочения подверглось критике. Экспериментально доказано [Ramberg, 1963a; Ghosh, 1966], что одно лишь «волочение» недостаточно для образования складок, оно может единственно придать складкам однонаправленную (в данном крыле складок) вергентность при условии, что предварительное смятие произошло раньше в результате сжатия в плоскости напластования. Однако здесь появляется следующая трудность: сжатие пакета слоев разной твердости должно приводить в основном к смятию более твердых слоев, а мягкие слои при этом должны лишь уплотняться и, возможно, увеличивать мощность. Такая обстановка наблюдалась во время большинства упомянутых экспериментов; в природе, однако, типичные складки волочения образуются в более мягких слоях по сравнению с окружающими их породами.

Объяснить некоторые трудности в образовании складок волочения можно, приняв, что каждый мягкий слой, в котором ныне наблюдаются складки, был сильнее связан с вышележащим более твердым слоем (т. е. кровлей), чем с подстилающим его твердым слоем. В таких условиях мягкий слой играл роль внутреннего слоя в совокупности: твердый слой/мягкий слой, и, таким образом, находясь полностью ниже нейтральной поверхности, подвергался большим сжимающим напряжениям, чем соседние твердые слои на всем протяжении изгиба складки (рис. 262). В некоторой степени эти напряжения могли распространяться за пределы изгибов — на плоские участки крыльев (см. рис. 8), где дисгармоничному смятию благоприятствовало более сильное скальвание на контактах с твердыми слоями. Складчатое скольжение или течение вследствие изгибания на этих участках — меньшее сверху, большее снизу придали возникающим мелким складкам однонаправленную (на каждом крыле) асимметрию. В шарнирной зоне, где эти перемещения сводятся к нулю, сохранились мелкие складки в неизменном виде, как стоячие (что не находит объяснения в концепции пассивного «волочения»).

Не вникая в сложности объяснения генезиса складок волочения, следует отметить тот факт, что складки, описываемые под таким названием, характеризуются, как правило, закономерной ориентировкой по отношению к более крупным складкам, в которых они развиты, а также по отношению к некоторым сбросам и надвигам, которые они сопровождают [Wilson, 1951]. Этот факт издавна использу-

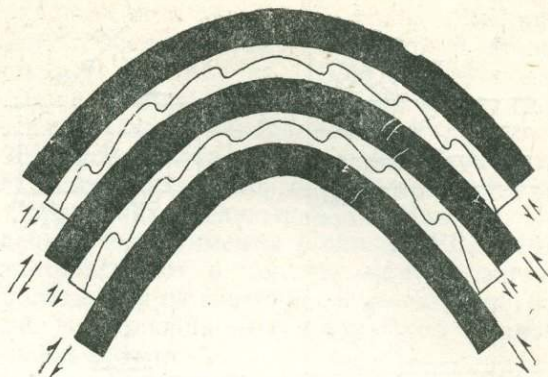


Рис. 262. Распределение межпластовых перемещений (складчатого сдвига), благоприятствующее образованию мелких складок волочения.

Пластичные слои — белое, жесткие — темное

ется в тектонических исследованиях [Wilson, 1961], в том числе и в Польше [Teisseyre, 1957 и др.]. При этом рассматривались также мелкие складки другого типа. Предполагается, что всякие мелкие складки характеризуются, как правило, согласной ориентировкой своих осей и осевых поверхностей с ориентировкой эквивалентных параметров в крупных складках, с которыми они генетически связаны. Хотя многократно отмечались отклонения от этой закономерности [Громин, 1970], она все же подтверждается во множестве наблюдений и имеет практическое значение, отмечаемое многими авторами [Billings, 1972; Teisseyre, 1957, 1959; Oberg, 1972].

Упомянутая концепция происхождения кливажа скальвания тоже подверглась некоторым уточнениям. Отмечалось [Jaroszewski, 1972], что отсутствие сопряженной группы трещин обусловлено не их замещением скольжениями вдоль поверхностей напластования, а трудностью вращения этих трещин во время относительного перемещения пластов. Это перемещение не является единственной причиной образования рассматриваемого кливажа. Требуется еще значительное напряжение, нормальное к напластованию, которое способствует тому, что ось максимального главного напряжения ( $\sigma_1$ ) может занять по отношению к поверхностям напластования положение, определяемое углом  $\alpha$ :

$$90^\circ - \frac{\theta}{2} \leq d < 90^\circ, \quad (57)$$

где  $\theta$  — угол сдвига данного материала и в данных условиях.

При реальных значениях этого угла для горных пород ( $\theta < 90^\circ$ ) неравенство (57) характеризует условия образования кливажа скальвания, при этом поверхности более ран-

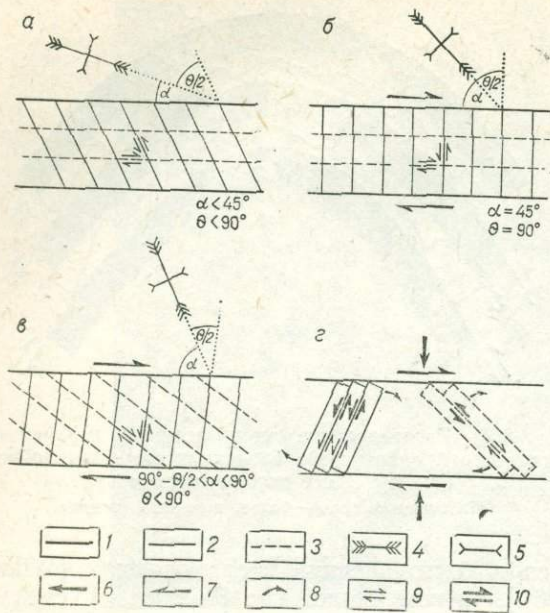


Рис. 263. Схема образования трещин кливажа:

*a* — обстановка, в которой возникновение кливажа невозможно, *b* — теоретический случай простого сдвига при  $\theta=90^\circ$ , *в* — условие поворота более крутой совокупности сдвигов при  $\theta < 90^\circ$ , *г* — избирательное влияние поворота трещин на их проявление. 1 — поверхности слоев; 2 — сдвиги более крутой совокупности; 3 — сдвиги более пологой совокупности; 4 — ось равнодействующего максимального напряжения  $\sigma_1$ ; 5 — ось равнодействующего минимального напряжения  $\sigma_3$ ; 6 — нормальная составляющая напряжения  $\sigma_1$ ; 7 — направление действия пары сил; 8 — направление поворота пластин между трещинами, обусловленное общим поворотом; 9 — направления относительного перемещения по трещинам, обусловленные напряженным состоянием; 10 — направления относительного перемещения по трещинам, обусловленные общим поворотом;  $\theta$  — угол между сопряженными поверхностями сдвигов (удвоенный угол сдвига) в данном материале

ней и крутой группы трещин могут совершать поворот, согласный с направлением относительного перемещения слоев (рис. 263). Отсюда следует, что складки, в которых наблюдается кливаж скальвания, должны были образоваться в условиях сильного бокового сжатия, если их крылья крутые, или в условиях сильного давления кровли, если крылья пологие. Последнее условие можно отнести и к наблюдаемому иногда кливажу скальвания в несмятых породах, где причиной относительного перемещения слоев может быть, например, региональное тектоническое движение вышележащих пластов по отношению к нижележащим (внутри и в основании крупных надвигов и т. п.). Возможно, описанные закономерности будут полезны при изучении условий образования тектонических структур со сходным литологическим строением.

Вполне вероятно, что механизм подобного типа, описанный выше, действует иногда также и при образовании продольных трещин скальвания, перпендикулярных к напластованию. Такие трещины обычно наклонены в сторону антиклинальных сводов (рис. 264), следовательно могут рассматриваться как более крутая группа трещин из двух возможных групп, развитая самостоятельно, благодаря совпадению ее наклона с направлением относительного перемещения слоев (см. рис. 263). В таком случае эти трещины скальвания должны быть одновозрастны со складкообразованием. Однако учитывая то обстоятельство, что трещины скальвания возникают прежде всего в более твердых слоях, кажется, что внутреннее вращение не было достаточной причиной для избирательного развития только одной группы трещин. Когда существует одна группа наклонных трещин без признаков трещин второй группы, то правильнее предполагать, что это трещины растяжения с наклоном, обусловленным непараллельным положением траекторий напряжений по отношению к поверхностям напластования (см. рис. 246). Вблизи шарниров они могли образоваться одновременно со складками, а на плоских участках крыльев возникали, вероятно, вследствие послескладчатой разгрузки, так как во время складкообразования напряжение с траекториями, близкими напластованию, характеризуется, как правило, положительным значением (сжатие).

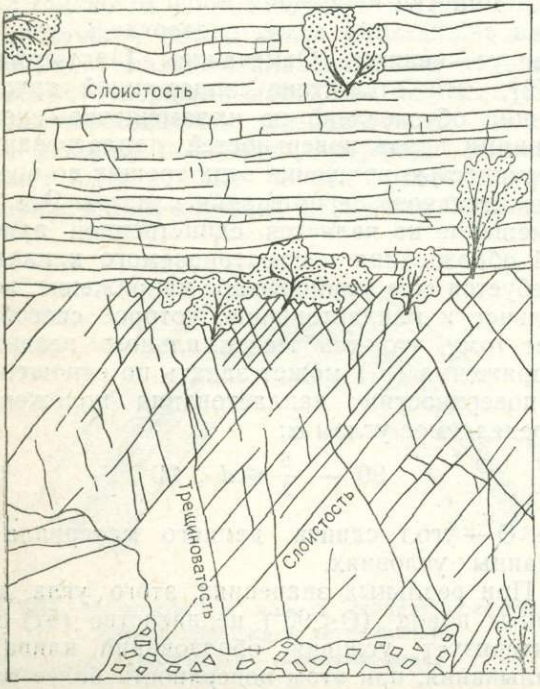


Рис. 264. Продольные трещины скальвания, перпендикулярные к напластованию в алевролитах верхнего силура. Ядро эродированной антиклинали справа (залегание слоев нормальное). На размытой поверхности силура несогласно залегают известняки карбона. Йоркшир, Англия

Высказывается мнение [Price, Hancock, 1972], что даже густая трещиноватость типа кливажа скальвания образуется после формирования складок за счет гидравлического разрыва. Однако это объяснение может относиться скорее к густым трещинам, развитым в основном в твердых породах. По той же причине объяснение наклона поверхностей трещин, появляющихся при складкообразовании, за счет текстурных особенностей пород кажется неубедительным.

Складки волочения не исчерпывают многообразия мелких складок [Williams, 1961; Долицкий, 1962; Кириллова, 1968; Громин, 1970; Hansen, 1971], даже таких, которые связаны со складками изгиба [Kirkland, Anderson, 1970; Cobbold и др., 1971]. Наиболее пристальное внимание привлекают в настоящее время мелкие зигзагообразные складки, называемые *складками излома* (англ. kink folds, kink bands, kinks), по той причине, что они могут представлять модель складчатости более широкого масштаба [Faill, 1969], а также давать сведения о механике образования складок в тонкослоистых толщах [Paterson, Weiss, 1968; Weiss, 1969 и др.], распределении деформаций в складках [Hara, Paulitsch, 1971], геометрии более крупных складок [Anderson, 1971], послескладчатых деформациях [Fourmarier, 1966] и даже о механике образования некоторых сбросов [Donath, 1964; Cobbold и др., 1971] и сланцеватости [Tchalenko, 1968]. Складки излома встречаются чаще в метаморфических породах, однако наблюдались также и в осадочных толщах (см. рис. 275 [Williams, 1970]). В механизме их образования несомненно преобладает изгиб, который может быть осложнен скальванием [Zelazniewicz, 1973] или однородным сплющиванием [Weiss, 1969]. Замечена повсеместная связь между зонами складок излома и плоскостями сильных касательных напряжений [Tchalenko, 1968]. Благодаря такой связи часто зоны этих складок возникают в двух сопряженных направлениях. Высказывается предположение [Paterson, Weiss, 1968; Weiss, 1969], что наблюдавшиеся между такими зонами формы сундучного типа могут представлять модель некоторых крупных сундучных складок. В последнее время обращается внимание [Johnson, Ellen, 1974] на общее значение разрывов в строении складок, проливающих свет на механизм складкообразования. Это должно вызвать еще большую заинтересованность складками излома и их эквивалентами среди крупных форм.

Решающее значение для образования складок излома имеют степень анизотропии среды, особенно способность скольжения вдоль по-

верхностей анизотропии [Ghosh, 1968], угол между поверхностями анизотропии и осью сжатия [Cobbold и др., 1971] и окружающее давление [Paterson, Weiss, 1968; Weiss, 1969]. Высказывается предположение [Johnson, 1970], что складки излома близки концентрическим складкам и образуются при более низких значениях предельной устойчивости. Проведенные эксперименты [Johnson, Ellen, 1974] свидетельствуют о том, что складки зигзагообразной формы могут представлять конечное звено в эволюции складок другой первоначальной формы.

Другим видом мелких складок, дисгармоничных, как и складки волочения, по отношению к соседним слоям, но приуроченных к более твердым слоям, являются *паразитические складки* (англ. parasitic folds) — рис. 265. В данном случае предварительное смятие таких слоев (предшествующее развитию однона-

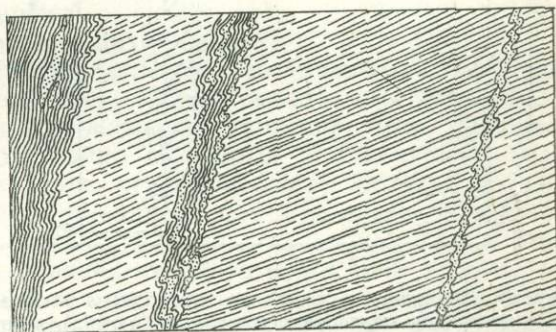


Рис. 265. Мелкие паразитические складки в кварцевых жилах, секущих сланцевую зеленокаменную серию. В левой части рисунка — контакт с филлитами, вблизи контакта — мелкие складки (вероятно, волочения) и трещины кливажа (Качавские горы; по Г. Тейссеру, с изменениями) [Teisseyre, 1957a]

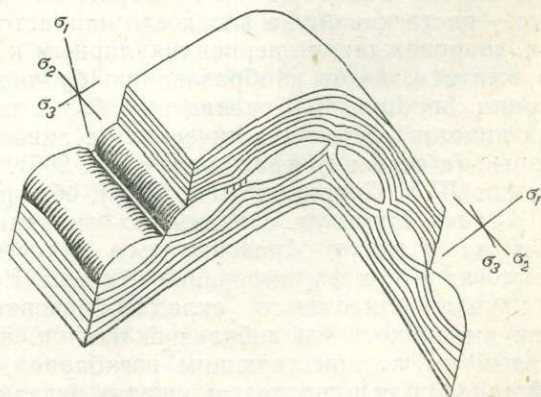


Рис. 266. Схема будинажа. Заметно течение пластичного материала в места пережимов и разрывов в твердом слое. Напряженное состояние в крыльях антиклинали относится ко времени образования будинажа

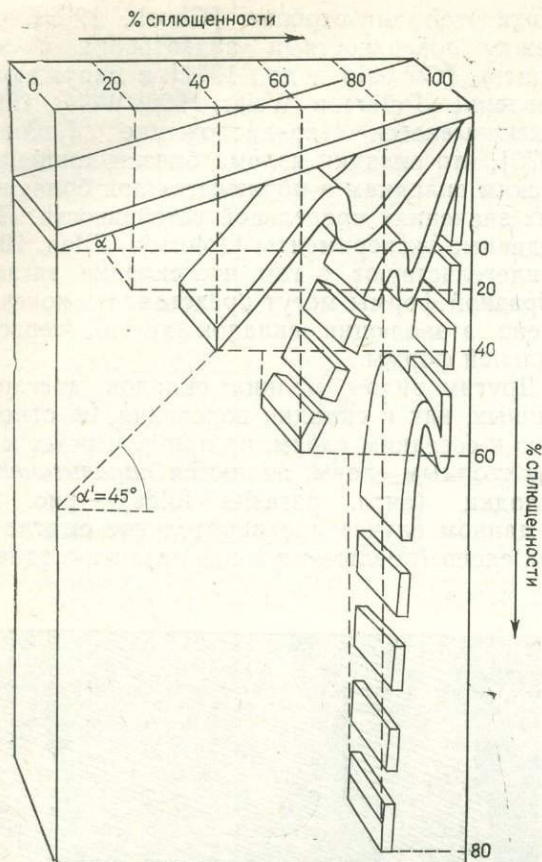


Рис. 267. Изменение длины слоя с исходным наклоном (обусловленным образованием складки изгиба) в процессе кливажного смятия и вызванные этим структурные эффекты (зарисовка автора на основании диаграммы Л. У. Ситтера [Sitter, 1958])

правленной асимметрии мелких складок) [Ramberg, 1963a; Ghosh, 1966] может легко произойти вследствие обыкновенного сжатия в плоскости напластования. Обратный процесс — растаскивание в плоскости напластования, сопровождаемое перпендикулярным к нему сжатием, ведет к образованию будинажа (франц. *boudinage*) — распадению более твердых пластов внутри пластических на линзообразные (в сечении) фрагменты (рис. 266). По мнению Л. У. Ситтера [Sitter, 1958], обе группы мелких структур связаны со складками кливажа и могут образовываться в течение одного процесса формирования складки. Если в начале кливажного складкообразования слои имели хотя бы небольшой наклон, приданный им предшествующим изгибанием, то действие «сплюсывающего» сжатия увеличивает этот наклон лишь до вертикального положения. Итак, если фрагмент разреза складки представить в виде прямоугольника с диаго-

налью, соответствующей наклону слоев, и нарисовать ряд таких прямоугольников для последовательных (слоев), все более крутых положений диагоналей (слоев), то нетрудно доказать, что при сохранении одинаковой площади всех прямоугольников (условие справедливо для одинакового объема смятых пород) длина диагонали (следовательно, слоев) должна уменьшаться до достижения наклона в  $45^\circ$ , а при наклоне более  $45^\circ$  — удлиняться (рис. 267). Таким образом, величина  $45^\circ$  должна являться предельной при образовании паразитических складок и будинажа. Маловероятна такая степень «сплюсывания» кливажной складки, чтобы слои занимали положение от почти горизонтального до почти вертикального и поэтому следует принять, что наличие мелких паразитических складок свидетельствует о небольших наклонах слоев в начале образования складок кливажа, а наличие будинажа свидетельствует о наклонах, близких к  $45^\circ$  и более. Отсюда видно, что эти структуры очень полезны при исследовании наложенных (вторичных) складок.

Стереометрические построения Л. У. Ситтера были развиты Х. Г. Вундерлихом [Wunderlich, 1962]. По мнению этого исследователя, будинаж является результатом выдавливания материала из ядер складок изгиба, сопровождающегося растягивающим воздействием на крылья. В зависимости от системы напряжений, т. е. от направления наибольшего расширения материала, может образоваться типичный будинаж или будинаж, перпендикулярный к осям складок.

Явление будинажа, окончательно еще не выясненное, привлекает внимание в связи с тем, что в нем проявляются закономерные соотношения с более крупными структурами, впрочем не только складчатыми [Wilson, 1951, 1961; Whitten, 1969]. Будинаж свидетельствует об условиях деформации [Ramsay, 1967; Ramberg, 1955; Лучицкий и др., 1962], играет важную роль в рудообразовании [Тохтуев, 1967], помогает охарактеризовать состояние деформаций [Кузнецов, 1969; Schwerdtner, 1970] и, наконец, отражает определенные аналогии со структурами более крупного масштаба [Тохтуев, 1972; Grochocka-Piotrowska, Kibitlewski, 1974]. В последнее время детальные исследования будинажа были осуществлены Г. В. Тохтуевым [1967, 1972] и Х. Брюлем [Brühl, 1969]. Исследования показали, что распространение будинажа не ограничивается складками кливажа и метаморфическими породами. Необходимым условием для его образования является сильное поперечное по отношению к напластованию сжатие. Продольное растяжение, вероятно, не обязательно.

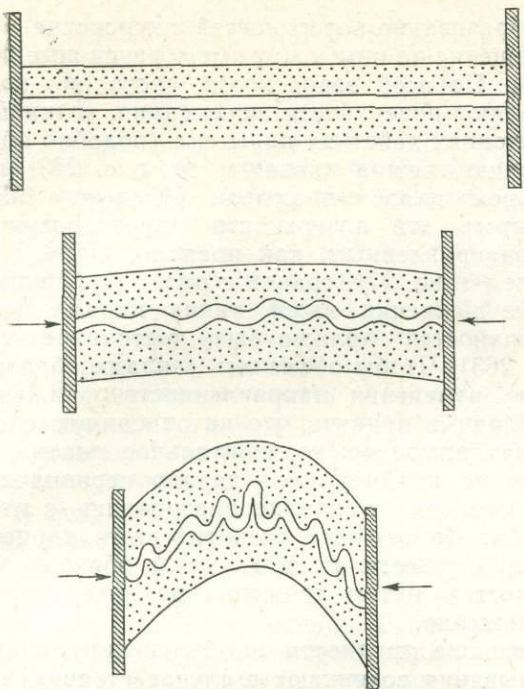


Рис. 268. Генезис мелких дисгармоничных складок в крупных складках (по Г. Рамбергу)

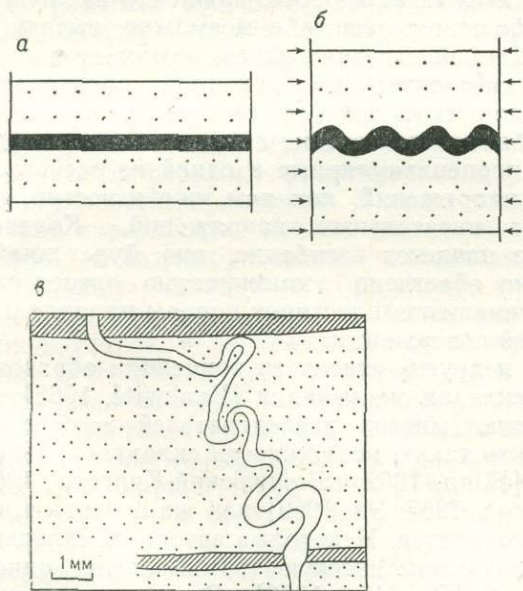


Рис. 269. Образование мелких дисгармоничных складок в тонком жестком слое при продольном сжатии, вызывающем поперечное расширение вмещающих его пластических слоев:

а, б — эксперимент, в — смятая кварц-актинолитовая микрожилка в хлорит-актинолит-кварцевом сланце, заштрихованы кварцевые полосы (по В. И. Громину [1970])

По мнению Г. Рамберга [Ramberg, 1963a], мелкие асимметричные складки также могут возникать без участия кливажного складкообразования — при изгибе за счет простого

сжатия толщи слоев разного литологического состава, обуславливающим появление мелкой складчатости внутри некоторых слоев. Эти мелкие складки по мере наклона крыльев крупной складки, к которым они приурочены, сохраняют ориентировку своих осевых поверхностей, приблизительно параллельную осевой поверхности крупной складки (т. е. к плоскости  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  общего напряженного поля). Тем самым они становятся асимметричными и наклонными по отношению к крыльям складки (рис. 268). Это мнение Г. Рамберга в отношении складок волочения (в более пластичных слоях) более соответствует, как нам кажется, паразитическим складкам. В экспериментах указанного автора и других исследователей продольное сжатие тонкого твердого слоя, залегающего среди мощных мягких слоев, приводило к его смятию, в то время как в мягких слоях наблюдалось лишь их утолщение (возрастание мощности) — рис. 269. Чем больше давление вышележащих слоев и чем меньше мощность твердого слоя, тем меньше радиус возникающих складок.

Предполагается, что указанный механизм образования мелких складок в условиях высоких окружающих давлений был причиной образования некоторых *птигматитовых складок* (англ. *ptygmatic folds*), которые издавна рассматривались как результат изменений объема пород в процессе метаморфизма. Мелкие складки птигматитового типа встречаются также и в осадочных породах [Kuennen, 1968; Agostino, 1971], в которых они могут возникать за счет напряжений, проявляющихся до полной литификации некоторых пластов [Кирьялова, 1968]. Птигматитовые и сходные с ними мелкие складки могут являться показателем тектонического сокращения пород [Ramsay, 1967; Петров, 1968].

## 2. СКАЛЫВАНИЕ

Насколько образование складок изгиба не требует значительного перемещения горных пород внутри слоев и основное перемещение происходит вдоль поверхностей напластования, настолько *складчатость скалывания* (англ. *shear folding, slip folding*) характеризуется тем, что основной перенос горной массы совершается вдоль поверхностей, более или менее параллельных к осевым поверхностям складок, следовательно, пересекающих напластование (рис. 270). Для того чтобы мог проявиться макроскопический эффект складкообразования, такие поверхности должны располагаться густо, в интервалах от первых сантиметров до микроскопических величин.

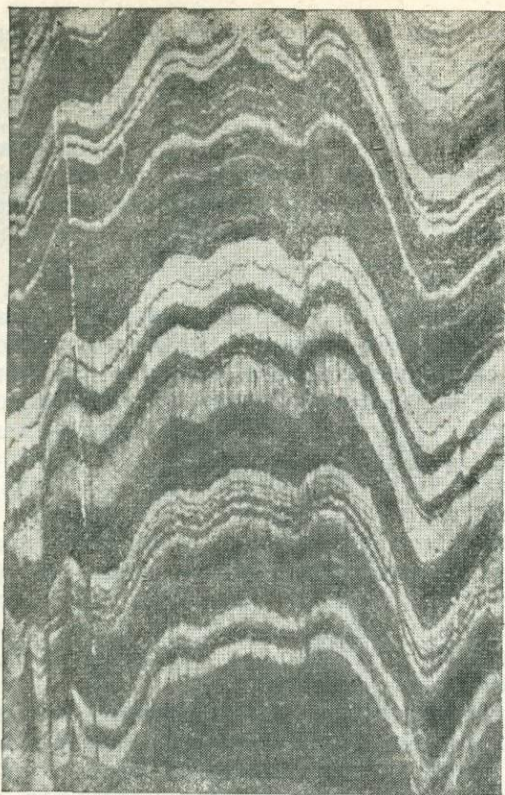


Рис. 270. Часть складки скальвания в сланцах и песчаниках района Бендиго в Австралии [Hills, 1963]

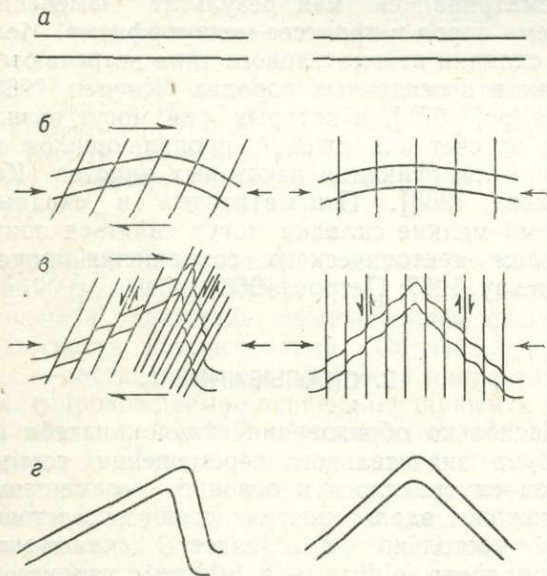


Рис. 271. Схема образования складок скальвания: под действием горизонтального сжатия и пары сил — наклонная, асимметричная антиклиналь (левая часть рисунка), под действием одного горизонтального сжатия — стоячая, симметричная антиклиналь (правая часть рисунка):

*a* — исходный слой, *б* — начальное изгибание, появление дизъюнктивных поверхностей, *в* — сгущение дизъюнктивных поверхностей (наибольшее в крутом крыле наклонных складок), скольжение по этим поверхностям — образование складки скальвания, *г* — макроскопическая форма образовавшейся антиклинали при достаточно густых поверхностях скольжения

Образование поверхностей скольжения и перемещение по ним могут иметь различные причины. По всей вероятности, часто они представляют поверхности скальвания, возникшее в условиях действия пары сил (подобно образованию трещин кливажа, см. рис. 263) при сильном давлении кровли [Кіепоу, 1953]. В итоге эти поверхности характеризуются однонаправленным, как правило, крутым падением (рис. 271, сравни с рис. 261). Направление движения вдоль таких параллельных поверхностей должно быть постоянное (см. рис. 263). Чтобы объяснить «складкообразующие» изменения направленности движения, необходимо принять, что на описанную систему накладывалось горизонтальное сжатие, которое по крайней мере давало первоначальный толчок к складкообразованию в итоге изгиба. Дальнейшее развитие этого процесса могло осуществляться главным образом или полностью путем движения по поверхностям скольжения.

Большие трудности в объяснении складок скальвания возникают в случае стоячих складок, в которых поверхности скольжения вертикальны (см. рис. 271). Независимо от генезиса этих поверхностей, движение вдоль них, в небольшом масштабе возможно вызванное изгибанием соседних слоев, не может являться самостоятельной причиной образования складок, если боковое сжатие не обусловит изгибания или течения слоев, так как плоскости, перпендикулярные к одной из осей главных напряжений, как нам уже известно, лишены касательных напряжений. Конечно, когда начнется изгибание, оно будет значительно облегчено возможностью относительного смещения пластинок породы параллельно осевой поверхности.

Те и другие неясности концепции образования складок скальвания [Bankwitz, 1965] заставляют многих исследователей вообще отбросить такую возможность складкообразования [Flinn, 1962; Войновский-Кригер, 1966; Johnson, 1967; Эз, 1969] или же вносить в нее ряд корректур. Некоторые авторы предлагают заменить генетическую терминологию описательной [Breddin, 1968]. Однако концепция складок скальвания все еще очень популярна и в ее пользу выдвигается ряд аргументов [Ramsay, 1962, 1967; Sitter, 1964; Roberts, 1966; Breddin, 1967; Hansen, 1971; Matthews и др., 1971; Паталаха, 1967б; Nagel, 1971]. Кажется, не может быть сомнения, что механизм скольжения действовал в сильно смятых, литологически однообразных толщах, сложенных мягкими или размяченными в результате метаморфизма породами. Не считая местных явлений (см. рис. 270), он, вероятно,

не мог являться самостоятельным фактором складкообразования [Bankwitz, 1965], а скорее был механизмом дальнейшей эволюции складок, формировавшихся первоначально другим способом. Такая эволюция может значительно отходить от первоначальной формы. Она может происходить по следующим основным направлениям.

1. Утонение складок — в результате их «рас-таскивания» вдоль поверхностей скольжения.

2. Увеличение мощности в шарнирах и уменьшение на крыльях — по законам скольжения (рис. 272).

3. Увеличение мощности слоев в более кру-тых крыльях и уменьшение в пологих крыльях наклонных складок — причины те же, что и во втором случае (см. рис. 272).

В результате указанных процессов складки скальвания чаще всего приобретают подобное строение (см. рис. 270). Это вовсе не означает, что все подобные складки образовались за счет механизма скольжения. В последнее время опубликовано много сообщений о подобных складках, возникших без участия этого механизма [Hageskov, 1972]. Сходные складки были получены также экспериментальным путем [Bucher, 1956; Bayly, 1971]. И среди складок, имеющих отчетливые признаки образования с помощью механизма скольжения, также наблюдаются значительные отклонения от подобной структуры, обусловленные тем, что слои разного литологического состава характеризуются разными ориентировкой и густотой поверхностей скольжения. В некоторых слоях такие поверхности вообще не образуются и тогда складкообразование происходит при смешанных механизмах (например, в более твердых слоях — изгиб, в более мягких — скольжение), а вся складка иногда приобретает дисгармоничную структуру (рис. 273). Описывались также так называемые *гармоничные складки* (англ. *accordion folds*), в которых дизъюнктивные нарушения наблюдаются только в шарнирной части (рис. 274), представляющие, таким образом, по существу складки изгиба. Крайним случаем концентрации поверхностей разрыва являются складки с одной поверхностью «излома», совпадающей с осевой поверхностью. Их мелкоструктурным эквивалентом являются складки излома (рис. 275).

Как следует из рис. 272, диагностическим признаком складок скальвания должны быть постоянная величина кажущейся мощности слоев, измеряемой параллельно осевой поверхности. Дж. Г. Рамсей [Ramsay, 1962] выявил значительные отклонения от этого принципа и объяснил их сплющиванием складок перпендикулярно к поверхности скольжения. Этот взгляд был теоретически развит П. Э. Мэтью-

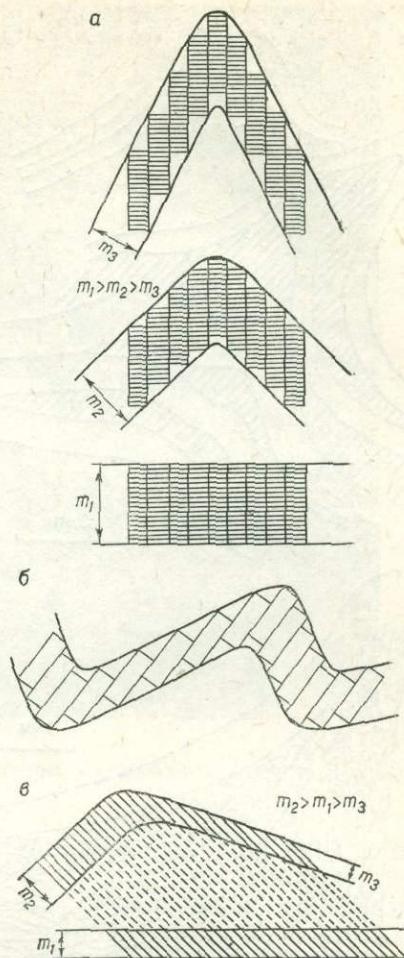


Рис. 272. Влияние характера скольжений в процессе образования складок скальвания на изменение мощности слоев ( $m$ ):

*a* — поверхности скольжения, перпендикулярные к первичному залеганию слоев, *b* — положение поверхностей скольжения по отношению к наклонной складке, *v* — поверхности скольжения косые по отношению к первичному залеганию слоев

зом и др. [Matthews и др., 1971]. Процесс сплющивания (оспариваемый, однако, П. Фурмарье [Baer, 1956; Nagel, 1971]) анализировался также Л. У. Ситтером [Sitter, 1958] (см. рис. 267). Очевидно, этот признак наиболее характерен для выделенной этим автором разновидности складок скальвания, названной *складками кливажа* (кливажное складкообразование — англ. *cleavage folding*). К сожалению, этот термин обременен многозначностью понятия «кливаж», охватывающего и поверхности густых трещин (при этом разного типа) и четко выраженную плоскопараллельную текстурную ориентировку (сланцеватую текстуру, сланцеватость), которая тоже может иметь различное происхождение. Предлагается ограничить термин «кливаж» первым зна-

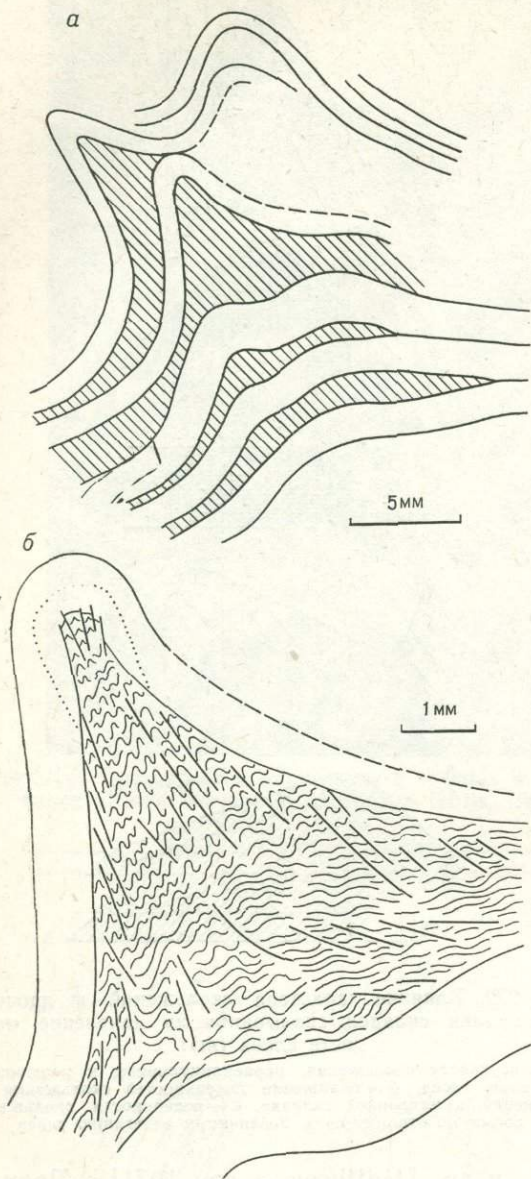


Рис. 273. Изменение механизма складкообразования в зависимости от литологии: в кварцевых слоях (а) образуются складки изгиба, в серицитовых (б) — складки скалывания и течения [Громин, 1970]. Точками обозначена мелкозернистая часть кварцевого слоя

чением [Jaroszewski, 1972]. Следует, однако, полагать, что в любом случае, когда какие-либо густые плоскости анизотропии (текстурные плоскости, трещины или одни и другие) пересекают напластование, то они могут стать поверхностями скольжения, способствующими складкообразованию, при том условии, что вдоль них будут действовать соответствующие касательные напряжения. Пластинки пород, часто микроскопической толщины, располагающиеся между такими поверхностями сколь-

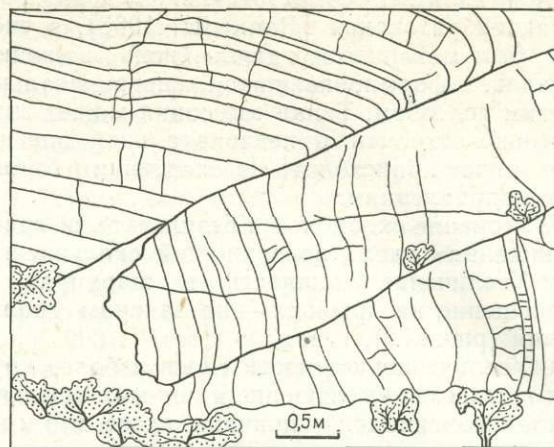


Рис. 274. Пример складчатости гармонического типа: небольшая наклонная антиклиналь в верхнемеловом флише долины р. Топольница (Болгария)

жения, названы *микролитонами* (англ. *micro-lithons*) — рис. 276. Толщина микролитонов часто ритмически меняется. В местах наиболее тонких микролитонов происходит концентрация скольжения, в связи с чем обособляются определенные пучки микролитонов, которые можно назвать *пакетами скольжения* (нем. *Gleitbrettern*).

Как видно на рис. 276, внутренние складочки в пакетах скольжения могут возникать в результате мелких, ритмически дифференцированных скольжений, суммирование которых на большом пространстве может создавать крупные складчатые формы. Считается, однако, что в большей мере это является результатом сжатия, перпендикулярного к поверхностям кливажа, и связанного с ним сплющивания микролитонов. Сплющивание, достигающее десятков процентов, может вызывать мелкие скольжения на контактах различно деформированных микролитонов. Дифференциация скольжений на большом пространстве, являющаяся условием образования крупных складок, происходит, вероятно, вследствие соединения процесса сплющивания с некоторым изгибающим моментом [Кіепоу, 1942] (см. рис. 271) или с пластическим выдавливанием антиклиналей в горизонты меньшего сжатия. Последний процесс облегчается тем, что сильное сплющивание микролитонов сопряжено с перестройкой текстуры пород, стремящейся занять перпендикулярное положение по отношению к оси максимального сжатия. Перестройка часто совершается путем перекристаллизации, вероятно при значительном участии поровой воды [Bankwitz, 1965; Plessmann, 1966; Roberts, 1966], и представляет уже собственно процесс пластического течения. Таким



Рис. 275. Мелкие гармониевидные складки в мергелистых сланцах (Татры, Уплаз-Ментуси, фото Е. Пётровского)

образом, складки кливажа в сильно развитом виде представляют переходную ступень к складкам течения. Согласно оригинальной интерпретации И. В. Кирилловой [Белоусов, Сорский, 1962], кливаж и связанное с ним складкообразование обусловлены самопроизвольным, диапировым течением вверх глинистых пород, насыщенных подземными водами. Очевидно, это объяснение не может относиться ко всем известным случаям.

Поверхности скольжения в складках кливажа параллельны осевым поверхностям складок в большей степени, чем в складках скальвания, образующихся без существенного участия сплющивания. Все же и здесь по мере отдаления от осевых поверхностей часто наблюдаются отклонения, выраженные характерными веерообразными формами кливажа, развернутыми в сторону внешней части изгибов (рис. 277). Этот признак свидетельствует об участии механизма изгибания даже в развитой стадии складкообразования за счет кливажа [Ramberg, Ghosh, 1968], хотя возможно, что он является первичным признаком [Langheinrich, 1964].

Следует иметь в виду, что само наличие густой трещиноватости и сланцеватости, параллельных осевой поверхности складки, не может служить доказательством решающей роли скальвания при складкообразовании. Такие

поверхности могут быть вторичными по отношению к складчатости [Teisseyre, 1968; Nagaskow, 1972] и даже если они образовались раньше, то не обязательно должны были представлять основные плоскости перемещения пород. Важное значение придается геометрическим критериям [Ramsay, 1962; Matthews и др., 1971], однако и они подлежат оспарива-

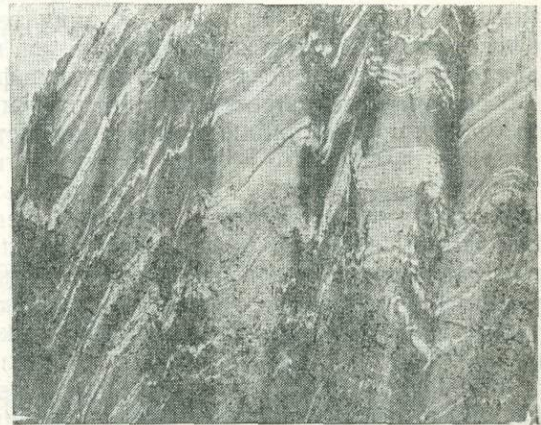


Рис. 276. Пакеты скольжения с тонкими микролитонами, обуславливающими концентрацию движения, перемежающиеся с менее перемещенными пакетами. Глинистые сланцы в провинции Виктория, Австралия [Hill, 1963]

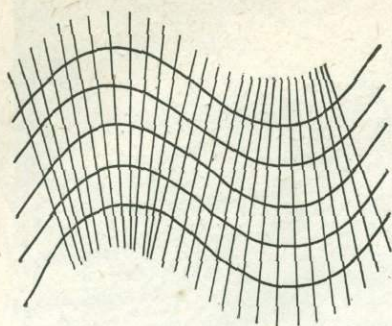


Рис. 277. Типичная система кливажа в складке

нию [Johnson, 1967; Vauly, 1971]. Даже в случае макро- или микроскопически заметных перемещений по поверхностям скольжения трудно решить, играли ли слои в этих перемещениях только роль показателя деформации («пассивное складкообразование») [Donath, Parker, 1964] или же подвергались «активному» изгибанию за счет сплющивания микролитонов.

Из приведенных данных о складках скальвания, а тем более складках кливажа, следует, что эти складки образуются в более «пластичных» условиях, чем складки изгиба. Складки скальвания особенно характерны для мягких пород даже вблизи поверхности. Давление кровли для их образования должно быть тем больше, чем выше твердость сминаемых пород [Baer, 1956]. Следует, однако, помнить, что к факторам, обуславливающим пластичность пород (следовательно и рассматриваемые здесь процессы), относится не только гравитационная нагрузка, но и тектоническое давление [Langheinrich, 1964]. Кливажное складкообразование, связанное со значительной текстурной перестройкой, развивается, как правило, в условиях неглубокого метаморфизма. В связи с этим складки рассматриваемого типа особенно часто наблюдаются в глинистых сланцах и филлитах. В породах этого типа складки кливажа могут иметь региональное распространение [Kienow, 1942; Ноеррепер, 1956 и др.]. Примером могут служить филлитовые формации Нижней Силезии на территории Польши [Teisseyre, 1957] и, возможно, антиклинория Нижнего Сана. Складки такого типа наблюдались также в более глубоких зонах метаморфизма в Судетах [Wojciechowska, 1973]. К подобным складкам, образовавшимся под влиянием механизма скольжения, относятся многочисленные крупные складки разных районов Судет [Dumicz, 1964].

Определения величины складчатого сокращения и первичной мощности слоев в склад-

ках скальвания можно производить лишь очень приближенно. При этом необходимо принять, что процесс пластического течения не играл существенной роли и что складка изгиба, предшествовавшая складке кливажа, имела настолько большой радиус, что им можно пренебречь в расчетах складчатого сокращения. Приняв такие условия, для определения первичной мощности и длины данного слоя достаточно провести его проекцию в направлении поверхности скольжения на горизонтальную плоскость (см. рис. 272,в). Если кажущиеся мощности слоев, измеряемые вдоль поверхности скольжения, будут значительно отличаться в разных точках складки, то можно предполагать, что произошло сильное сплющивание перпендикулярно к поверхности скольжения. В таких случаях определение складчатого сокращения и первичной мощности слоев значительно усложняется.

Как видно из рис. 272, участки слоев при образовании складок скальвания могут подвергаться сокращению (утолщению) и удлинению (утонению). Сокращение происходит чаще всего в зонах шарниров и на крутых крыльях, удлинение — на пологих крыльях. В связи с этим в складках скальвания часто наблюдаются мелкоструктурные проявления изменений длины слоев: сокращения (паразитические складки) и удлинения (будинаж). Когда скальвание сопровождается сильным сплющиванием — течением (кливажное складкообразование), то в соответствии со схемой Л. У. Ситтера (см. рис. 267) на одном и том же крыле могут появиться паразитические складки и будинаж, если это крыло первоначально было пологим (до 45°), а затем более крутым (более 45°) и ориентировано по отношению к оси максимального сжатия.

### 3. ТЕЧЕНИЕ

Характерной чертой *складчатости течения* (англ. flow folding) является то, что главное перемещение горных пород происходит в виде вязко-пластического течения, при этом фактор времени имеет здесь, очевидно, важное значение. Процесс течения зависит от типа пород и характера складкообразующих сил, но во всех случаях он развивается однородно во всей массе пород, без каких-либо избранных поверхностей (хотя, разумеется, в складках течения могут образоваться дизъюнктивные поверхности в результате превышения предела устойчивости или в результате вторичных процессов).

Как упоминалось, промежуточным типом складчатости между складками скальвания и складками течения являются складки клива-

жа. Это весьма нечеткое понятие охватывает, кроме прочих, складкообразование за счет пластического течения, грубо параллельного осевым поверхностям и настолько сильного, что создается четко выраженная плоскопараллельная текстурная ориентировка (сланцеватость). Такая ориентировка свидетельствует о ламинарном характере пластического течения, совершающегося в основном по принципу скольжения, которое происходит по чрезвычайно густым, субмикроскопическим поверхностям. При таком развитии процесса отличие от складчатости скалывания имеет лишь количественное значение. Классическое исследование складок этого типа было проведено Э. Клоосом [Cloos, 1947]. Он под микроскопом проанализировал деформации ооидов в оолитовом известняке, слагающем складки в Южных горах Аппалачей. Исходя из предположения, что первично ооиды имели шарообразную форму, их можно рассматривать в качестве природных эллипсоидов деформации, характеризующих степень и направления деформаций в складках (рис. 278). Из анализа Э. Клооса следует, что самая длинная ось  $A$  и самая короткая ось  $C$  этих эллипсоидов располагаются в плоскости, перпендикулярной к оси складки, а промежуточная ось  $B$  параллельна оси складки и не подвергается существенным изменениям по сравнению с диаметром первичного шара. Плоскость  $AB$  отражает ориентировку плоскопараллельной текстуры, которая в рассматриваемых складках представлена кливажом — поверхностями трещин. На этих поверхностях наблюдаются две линейности: направление максимального удлинения ооидов (перпендикулярно к осям складок — линейность  $A$ ) и линии пересечения поверхностей напластования с поверхностями кливажа (параллельно к осям складок — линейность  $B$ ), см. рис. 278.

Степень и направление деформации ооидов в разных местах складок оказались неодинаковыми (рис. 279). Несмотря на большое разнообразие величин деформаций, можно отметить правило, что максимальные деформации наблюдаются в обращенных крыльях и в сводовых частях опрокинутых складок, несколько меньшие — в крутых крыльях наклонных складок и в их сводовых частях и наименьшие — в пологих и нормальных крыльях. Эти соотношения зависят также от ориентировки кливажа по отношению к напластованию (см. рис. 272) и в связи с этим на крыльях могут быть иными, чем указано выше (рис. 280). Плоскости  $AB$  (кливаж) отклоняются веерообразно к внешней стороне изгибов складок. В результате такого распределения деформаций складчатые формы, изученные Э. Клоосом,

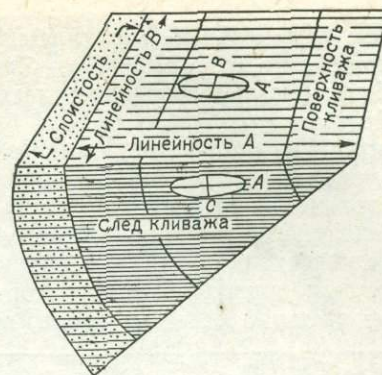


Рис. 278. Сегмент опрокинутой складки, показывающей соотношения между слоистостью, кливажом, деформацией ооидов и линейностью двух типов в кливажной складке течения (Южные горы) [Cloos, 1947]

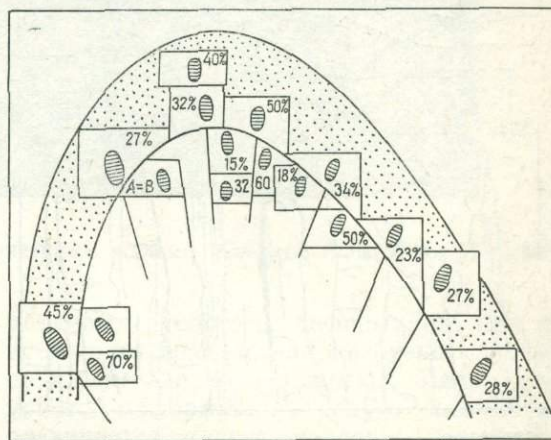


Рис. 279. Процентные величины и направления деформации ооидов в наклонной антиклинали (Южные горы) [Cloos, 1947]

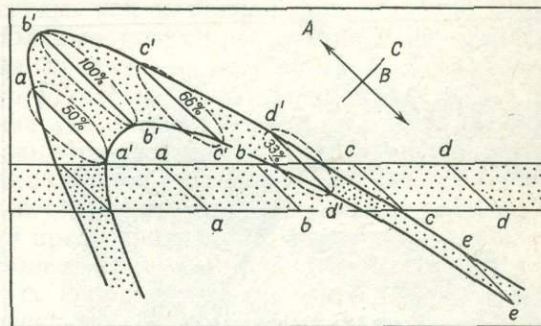


Рис. 280. Восстановление первичной мощности и длины слоя, находящегося в кливажной складке течения [Cloos, 1947]

часто приобретают структуру, представленную на рис. 280. Эта структура имеет настолько большое утолщение слоев в перегибах (за счет их утонения на крыльях, особенно более пологих), что кривизна внутренних слоев может быть меньше кривизны внешних. Таким образом, они представляют утоненные

складки (складки класса 3 по классификации Дж. Г. Рамсей, см. рис. 230). Подобного типа складки были получены экспериментальным путем Е. И. Паталахой [19676].

Восстановление первичной длины и мощности слоев, смятых в складки описанного типа, требует проведения двух операций: 1) определения процентной величины деформации на отдельных участках слоя (на основании формы ооидов или других объектов, форма которых до деформации была известна, например

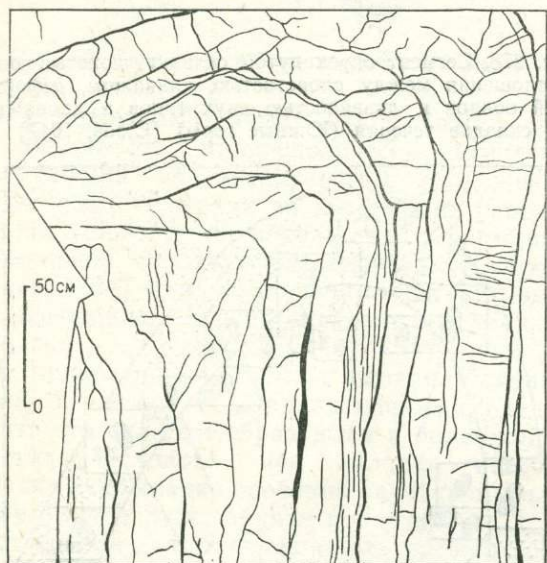


Рис. 281. Участок складки течения в твердых, но сильно тектонически нарушенных породах (известняки с кремнями). Сильно увеличена мощность слоев в шарнирной части (Пьенины, штольня в Недзицком ущелье)

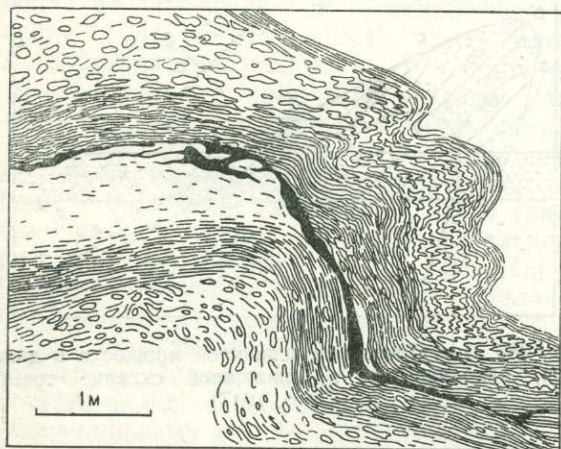


Рис. 282. Складка течения с дисгармоничной структурой, обусловленной литологической неоднородностью (район Мендзыгуже в Судетах; по Г. Тейссеру, в интерпретации автора) [Teisseyre, 1957в]. Складка образована в очковых и полосчатых гнейсах с включениями биотитового сланца (черное) и бедного слюдой гнейса (белое) в центре

членики криноидей, раковины плеченогих и т. п.) и величины «растяжения» этих участков; 2) проецирования «удлиненного» вдоль плоскостей АВ слоя на горизонтальную плоскость (как при складках скальвания), см. рис. 280. Конечно, и в этом случае нельзя определить размер возможного предшествующего сокращения за счет изгиба, поэтому полученные величины сокращения следует рассматривать как минимальные.

Складки рассматриваемого типа представляют собой самую обычную разновидность складок течения, характерную для податливых условий деформации, но отличающихся четко ориентированной, а не гидростатической системой напряжений. Типичной средой распространения таких складок являются формации неглубокого метаморфизма, однако, по мнению Э. Клооса, они могут образовываться и в сильно деформированных осадочных породах. На территории Польши этот тип складчатости распространен в сланцевых и филлитовых формациях, а также в глинисто-сланцевых породах карпатского флиша (см. рис. 234) и, вероятно, в виде отдельных складок в менее податливых, но сильно тектонически нарушенных породах (рис. 281). Следует отметить, что отсутствие сланцеватости, параллельной к осевым поверхностям, не исключает течения в этом направлении. Некоторые исследователи считают это даже признаком складок течения, которые в остальном могут не отличаться от складок скальвания [Wynne-Edwards, 1963]. Следует предполагать, однако, что в очень мягких породах пластическое течение может происходить непараллельно к осевым поверхностям — при значительном влиянии составляющей движения, параллельной к напластованию [Donath, Parker, 1964; Bankwitz, 1967]. Это вызывает обычно сильные раздувы в шарнирных частях складок (особенно антиклинальных, см. рис. 281), а в случае сильно развитого процесса течения в серии пород различного литологического состава может создавать дисгармоничную структуру (рис. 282). Иногда после течения в слоях наступает фаза общего «сплющивания», сопровождающегося образованием кливажа [Ellenberg, 1964].

Дисгармоничная структура свойственна складкам, образованным в итоге неупорядоченного (турбулентного) течения всей массы пород. Направления пластического течения в данном случае будут весьма различны (хотя на ограниченном пространстве согласные) и степень деформации будет меняться на разных участках хаотически. Во многих местах складчатой структуры напряженное поле имеет характер, близкий к гидростатическому. Образующиеся складки лишь на ограниченном про-



Рис. 283. Складки течения в мигматитовых гнейсах с гранитными жилами (Совиные горы; Фото Я. Стаховяка)

странстве могут иметь цилиндрическую форму, часто обладают трехосной симметрией; иногда трудно различить отдельные складчатые формы. Такое складкообразование может происходить в условиях большого снижения у пород вязкости, следовательно на больших глубинах (в условиях высоких давлений и температур) [Wynne-Edwards, 1963] или на меньших глубинах, но в чрезвычайно мягких породах. Классическими примерами в первом случае являются складки в мигматитах (рис. 283) [Grocholski, 1964], во втором — внутренние складки в соляных куполах (см. рис. 237). Дисгармоничный характер такой складчатости проявляется не только во внутреннем строении податливой толщи. Часто в перекрывающих, боковых, а редко и в подстилающих породах происходят деформации другого рода и, таким образом, появляется дисгармония, например, между нижезалегающими слоями с развитыми складками течения и верхними со складками скалывания, изгиба, а также часто с разрывными нарушениями. Процессы, связанные с перемещением каменных солей как под действием нагрузки перекрывающих пород, так и под действием внешних тектонических условий, названы *соляной тектоникой* (нем. *Salztektonik*).

При реконструкции условий образования складок течения необходимо помнить, что пластическое течение может произойти в «непо-

датливых» условиях деформации, при долговременном воздействии нагрузки, превышающей длительную прочность. Выше отрезка упругой деформации и упруго-вязкого течения развивается пластично-вязкое течение, величина которого зависит от времени и свойств материала. Фактор времени играет существенную роль в деформации даже такой мягкой среды, как каменная соль, так как известны соляные структуры, которые формировались на протяжении мезозойской и кайнозойской эр [Trusheim, 1957; Sokolowski, 1972]. Изучение геометрии складок доказывает, однако, что образование складчатых структур в породах средней или малой податливости, в неглубоких горизонтах, как правило, не выступало за пределы стадии упруго-вязкой деформации. Более интенсивное пластическое течение обычных пород связано с глубокими и тектонически активными зонами, в которых податливость пород возрастает и увеличивается разница напряжений, позволяющая превысить предел длительной прочности и обусловить долговременную ползучесть. Важную роль в изучении реологического состояния пород во время складкообразования могут сыграть малые тектонические структуры [Громин, 1970].

Реконструкция первичной длины и мощности слоев, смятых в складки описанным выше способом, невозможна. Однако, если на

основании наблюдений в соседних районах можно определить неизменную мощность какого-либо слоя, подверженного смятию в складки течения, то по этому слою можно приблизительно определить величину складчатого сокращения, удлиняя или укорачивая отрезки этого слоя соответственно изменениям мощности. Это лишь ориентировочная оценка, так как в случае складок течения следует иметь в виду возможность значительного уменьшения объема пород вследствие их тектонического уплотнения.

#### 4. СМЕШАННЫЕ МЕХАНИЗМЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

«Чистые» складки изгиба, скальвания или течения наблюдаются редко. Изгибание часто сопровождается перемещениями пород в слоях (скальвание или течение), создающими раздувы в сводах и утонения на крыльях [Эз, 1958; Bankwitz, 1967]. По данным многих исследователей [Flinn, 1962; Donath, Parker, 1964; Войновский-Кригер, 1966; Hudleston, 1973 и др.], более или менее однородное течение с одновременным изгибанием слоев является основным фактором формирования многих складок и в крайнем случае может обусловить образование подобных складок [Flinn, 1962; Hageskov, 1972]. Такое течение может также проявляться до и после фазы изгиба [Milnes, 1971]. В результате течения, предшествующего изгибу, может произойти сильное сокращение и утолщение слоев, достигающее в мелких складках отношения 1:2,7—1:5,7 [Sherwin, Chapple, 1968]. Чаще это наблюдается в более мощных слоях [Kirkland, Anderson, 1970].

В процессе изгиба некоторых, особенно карбонатных, пород важную роль играет, вероятно, растворение под давлением [Pflanzenstiel, 1958; Plessmann, 1966], являющееся в основном фактором пластической деформации. Растворение способствует изгибанию прежде всего по той причине, что оно удаляет избыток массы пород во внутренней части шарниров (предотвращает трещиноватость во внешних частях) и способствует развитию процесса скольжения (рис. 284,а). Растворение при изгибании может создавать как извилистые стилолитовые швы (см. рис. 48,а), так и почти гладкие поверхности. Последние возникают преимущественно в некарбонатных породах, напоминая местами кливаж (рис. 284,б). Растворение под давлением не может происходить в породах, насыщенных нефтью, и поэтому в нефтеносных районах можно наблюдать определенную зависимость стили деформаций от распределения нефти, что было предметом

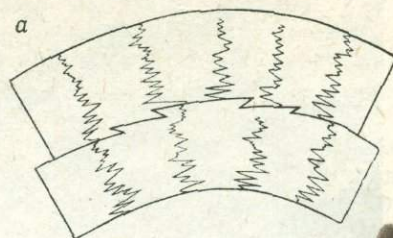


Рис. 284. Роль растворения под давлением в складкообразовании:

а — схема внутрислойной и межслойной стилолитизации, облегчающей изгибание слоев, б — густые поверхности растворения под давлением в песчаниках нижнего карбона, Южный Уэльс. Видно изгибание поверхностей растворения вокруг труднорастворимых сидеритовых конкреций. Поверхности растворения параллельны осям местных складчатых структур. Длина коробочки 5 см (фото В. Ярошевского)

исследований на территории Ирана [Dunnington, 1967].

Образование складок скальвания должно, в принципе, включать некоторую составляющую изгибания. Что касается образования складок течения, то в этом процессе часто участвуют более или менее интенсивные скольжения по густо расположенным поверхностям, создающие описанный выше промежуточный тип складок кливажа. Даже если в первой фазе действовал «чистый» механизм складкообразования, то дальнейшая эволюция

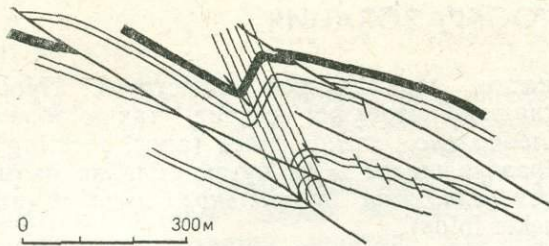


Рис. 285. Складка изгиба, осложненная трещинами кливажа (более крутое крыло) и независимо от них последующими взбросами (шахта Доманьяль в Бельгийско-Нидерландском угольном бассейне) [Sax, 1946]

складок часто происходила другим путем, создавая в конечном итоге складки «смешанного» типа. Например, многократно описывались складки, в образовании которых вначале участвовало интенсивное изгибание, а позже проявились процессы скальвания (рис. 285) или рассланцевания [Паталаха, 1969], играющие существенную роль в дальнейшем формировании складок. В последнее время высказываются предположения о генетической связи складок с разрывами (Johnson, Ellen, 1974).

Другим видом смешанного складкообразования являются разные способы деформации литологически различных пластов в пределах одной складки. Особенно часто случается, что при образовании складок в серии чередующихся твердых (например, песчаники) и более мягких (например, глинистые сланцы) слоев первые деформируются путем изгибания, вторые — путем скальвания или течения [Williams, 1966; Громин, 1970]. В связи с этим часто можно наблюдать, что кливаж развит только в более мягких породах складки и затухает или прекращается на контакте с более жесткими породами (рис. 286). Значительные различия механических свойств пород, особенно при больших мощностях слоев, могут создавать дисгармоничность складчатых структур (см. рис. 235, 236, 282).

Разнообразие и взаимодействие разных механизмов складкообразования затрудняют определение способа образования данной конкретной складки и характера ее деформации. В такой обстановке важное значение приобретают три метода исследований: 1) анализ деформации ооидов, окаменелостей и т. п. [Brace, 1961; Ramsay, 1967]; 2) детальный анализ геометрии складок, независимо от генетических предпосылок [Sherwin, Chapple, 1968; Hobbs, 1970; Milnes, 1971; Hudleston, 1973; Hudleston, Stephansson, 1973], 3) анализ мелких тектонических структур [Wilson, 1961; Choukroune, 1969; Громин, 1970; Hansen, 1971 и др.] и сланцеватости [Ноеррепер, 1956; Breddin, 1967 и др.]. В некоторых случаях,



Рис. 286. Густой кливаж в глинистых сланцах способствует образованию складок кливажа, в то же время чередующиеся со сланцами слои песчаников, характеризующиеся более редкой трещиноватостью, деформируются путем изгиба. Следует обратить внимание на преломление (изменение угла) трещин на переходе из более твердого слоя в пластичный (район Бендига, Австралия) [Hills, 1963]

особенно в кристаллических породах, большую помощь может оказать микроскопический и рентгенографический (петротектонический) текстурный анализы [Turner, Weiss, 1963; Paulitsch, 1970]. Исследование механизма складкообразования и характера деформаций в складках имеет практическое значение, так как эти условия в значительной мере определяют петрофизические свойства горных пород и влияют на формирование месторождений полезных ископаемых. Кроме того, они дают представление о глубинном строении. Важное и не только теоретическое значение могут иметь исследования тектонических фаций [Hansen, 1971] и связей между стилем складчатости и общей геотектонической эволюцией (интересный пример таких связей см. [Chai, 1972]).

## VII. ПРИЧИНЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Под понятием причины складкообразования здесь подразумеваются характер и системы складкообразующих сил, а не причины, порождающие эти силы (так называемые орогенетические гипотезы), которые являются предметом исследований геотектоники. Разным причинам складкообразования соответствуют определенные типы складок и связанных с ними разрывных нарушений, поэтому здесь будут рассматриваться и эти проблемы.

### 1. ПРОСТОЕ СЖАТИЕ

Простое сжатие может действовать в земной коре в разных направлениях, однако в большом масштабе оно проявляется, как правило, в горизонтальной плоскости. Это обусловлено как закономерностями формирования типичного земного поля напряжений, так и общими причинами складкообразующих сил, связанных в данном случае с горизонтальными тектоническими движениями (перемещения жестких плит, горизонтальные участки подкорковых конвекционных течений). Поэтому простое сжатие в геологических условиях почти отождествляется с горизонтальным сжатием (касательным к поверхности земной коры). Так как чаще всего до смятия слои тоже залегают горизонтально или почти горизонтально, то обычно происходит продольное

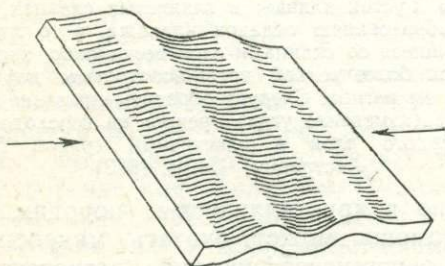


Рис. 287. Стоячие складки — типичный результат простого сжатия в плоскости напластования. Несмотря на то, что оси складок перпендикулярны к оси сжатия, вследствие их наклона, крылья складок (следовательно, и простираение слоев) могут быть не строго перпендикулярны к этой оси



Рис. 288. Разрез через горы Ирана — пример двустороннего орогена [Argand, 1922].  
Черное — сямическая оболочка

сжатие, параллельное слоистости. Процесс складкообразования состоит, таким образом, в *продольном изгибе слоев* (англ. buckling), а образовавшиеся этим путем складки называются *складками продольного изгиба* (англ. buckle folds).

В результате горизонтального сжатия слоев, залегающих горизонтально (продольного изгиба), происходит образование типичной серии складок с осями, перпендикулярными к оси сжатия (рис. 287). Когда сжатие подвергается полоса ограниченной ширины (по отношению к радиусу складок), то образуются обычно стоячие и симметричные складки. Уже давно проведенный эксперимент Уиллиса (1893 г.) [Willis, 1934] показал, что при складчатом сокращении на большом пространстве трение в подошве сминающейся пластины может вызывать наклон и асимметрию складок, следовательно, придавать им определенную вергентность, обращенную в сторону тектонического перемещения (общего смещения по отношению к основанию) сминающихся масс\*. Это подтверждают и современные эксперименты советских исследователей [Белосов, Гзовский, 1964]. Отсюда следует, что если одновременно приближаются друг к другу две «рамы» области складчатости, то складки должны иметь противоположную вергентность, направленную к центру складчатой зоны. В действительности же наблюдается обычно обратная картина, так как сильное укорочение зоны складчатости создает нагромождение сминающихся масс, под которые поддвигаются участки «рам», что в свою очередь, обуславливает симметричную двустороннюю вергентность складок и надвигов, направленную от центра складчатой зоны (рис. 288). Складчатые области с правильным двусторонним строением такого типа названы *двусторонними орогенами* (нем. zweiseitige Orogenen). Следует добавить, что двустороннее строение может возникнуть также в результате вертикального поднятия, создающего веерообразную систему взбросов (см. рис. 154, 155, 159) или обуславливающего гравитационное перемещение в направлении соседних участков\*.

Дальнейшие эксперименты [Willis, 1934] показали, что вергентность складок, образу-

\* В действительности при трении имеем дело не с простым сжатием, а с парой сил, векторы которых располагаются друг над другом в вертикальной плоскости (см. рис. 148). Термин «простое сжатие» сохраняется до тех пор, пока оно является главным складкообразующим фактором.

щихся в результате простого сжатия, зависит прежде всего от изменений податливости в разрезе сминаемой серии пород. Если в нижнем интервале серии преобладают твердые слои, а в верхнем мягкие, то вергентность возникающих складок в основном соответствует указанной закономерности (рис. 289,а). В противоположной обстановке, как правило, наблюдается обратная картина — вергентность складок обращена против направления «активного нажима» (рис. 289,б), что, вероятно, обусловлено быстрым тектоническим сокращением нижележащих мягких слоев и более быстрым возрастанием крутизны крыльев антиклиналей со стороны действующей силы. Необходимо сделать оговорку, что эти наблюдения относятся к отдельным складкам, образованным в непосредственной близости от места приложения силы. В реальных условиях, когда складки многократно повторяются на большом протяжении, в результате действия одностороннего давления (т. е. воздействия, оказываемого, согласно классическим взглядам, тыловым кратоном на складчатую систему — при пассивной роли форланда) складки и надвиги приобретают вергентность, направленную в сторону форланда. Вероятно, в таких случаях фактор трения играет решающую роль (см. рис. 148). Это предположение будет справедливо, если принять, согласно новым концепциям, что этот «форланд» приближался к тыловой области, поддвигаясь под сминающиеся в складки толщи. Так или иначе, в итоге образуется складчатость с вергентностью в одном направлении (см. рис. 303).

Современный анализ и развитие экспериментов Б. Уиллиса были осуществлены А. М. Джонсоном [Johnson, 1970]. Подтвердилось, например, предположение, что на образование складок продольного изгиба решающее влияние оказывают неровности поверхности, подстилающей сминающуюся толщу\*. К подобным выводам приводят полевые наблюдения И. М. Сборщикова [1968], описавшего асимметричные антиклинали в шарьяжном покрове, характеризующиеся вергент-

\* Интересно, что двусторонним строением обладают не орогены, образовавшиеся, как предполагают, вследствие столкновения двух континентов, а так называемые кордильерные орогены, считающиеся результатом подвигания океанической коры под континентальную [Pożaryski, 1971]. Это обусловлено именно большим значением гравитационного перемещения в последних и тем, что при столкновении континентальных плит одна из них занимает обычно более высокое положение. В связи с этим возникает эксцентрическое сжатие, направляющее вергентность складок и надвигов в сторону более низкой плиты.

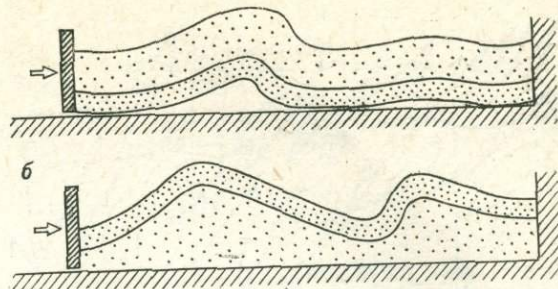


Рис. 289. Зависимость вергентности складок, созданных экспериментально путем одностороннего давления, от устойчивости пород в разрезе сминаемого пакета (схема и интерпретация автора по данным эксперимента Б. и Р. Уиллисов):

а — более пластичный слой сверху, более твердый внизу, б — наоборот

ностью, согласной с падением местных склонов основания.

Складчатые зоны, как это видно на многих картах, часто образуют дуги или целые системы соединенных друг с другом дуг (например, Альпийская система Европы). Довольно распространенное мнение, связывающее выпуклость этих дуг с направлением «активного давления», не получило должного обоснования, несмотря на сделанные в этом направлении попытки [Sitter, 1964]. Островные дуги и океанические впадины, представляющие современные зоны складчатости, как правило, обращены своей выпуклой стороной в направлении, противоположном предполагаемому движению океанической плиты, погружающейся в данном районе под континентальную кору. Об «активном нажиме» со стороны континента в данном случае не может быть и речи. Простирающиеся складчатые системы (следовательно и осей отдельных складок), располагающихся между ранее консолидированными платформенными участками, определяется очертаниями последних, что наглядно отражено на картах, изображающих соотношения между молодыми складчатыми системами и древними платформами [Tokarski, 1974; и др.].

Доказано, что в свободной пластине, подвергаемой продольному изгибу путем простого сжатия (тем более это относится к другим механизмам смятия), на концах может образоваться только одна антиклиналь или синклиналь или же могут возникнуть местные деформации и разрывы в местах приложения сжимающих сил. Многократно повторяющиеся складки в таких условиях не образуются. Та-

\* На расположение складок продольного изгиба может влиять ряд факторов, как, например, фациальный состав пород, что наблюдалось в последнее время М. Шульчевским [Szulczewski, 1973] в Шлуховицких складках Свентокшиских гор.

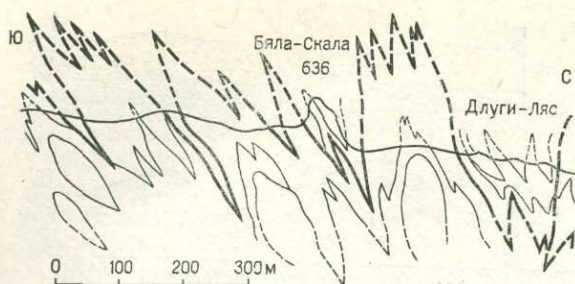


Рис. 290. Складки закрытого и чешуйчатого типов, образовавшиеся в результате очень сильного сжатия пород нескольких Пьенинских надвигов (часть разреза через Пьенины между Недзицей и Чорштыном) [Virkenmajer, 1959].

Жирные линии — тектонические контакты, тонкие линии — стратиграфические границы. Вследствие литологической неоднородности проявились процессы диапиризма и крупномасштабного будинажа, заметные в разрезе. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы

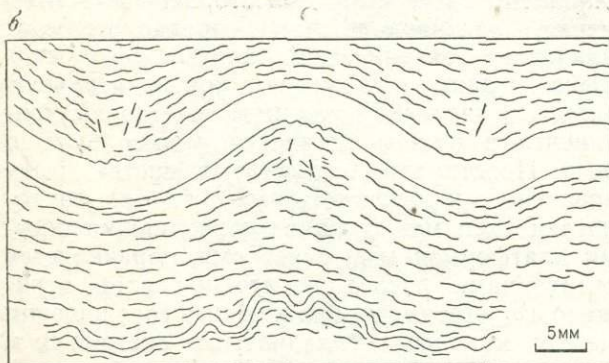
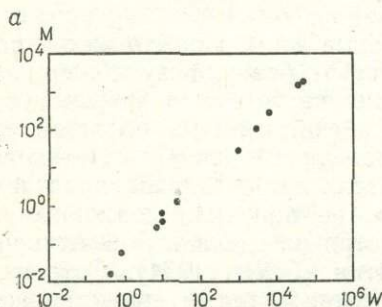


Рис. 291. Зависимость ширины складок продольного изгиба от мощности смятых пород:

а — по данным замеров Дж. Кюрри [Currie et al., 1962]:  $W$  — ширина,  $M$  — мощность; обе шкалы в футах, б — пример микроскладок в Восточном Забайкалье — эпидотовые прожилки в хлорит-актинолит-слюдистой массе [по Громину, 1970]

ким образом, желая объяснить образование широких складчатых зон действием горизонтального сжатия, необходимо принять, что сжимающие усилия не были приложены только по краям смятой толщи пород, а передавались вдоль всего подстилающего ее основания — посредством трения (касательных напряжений). Естественно, в данном случае вергентность складок будет направлена в сторону,

противоположную движению основания, а основным фактором складкообразования станет пара сил, действующих в вертикальной плоскости. Это классический пример действия подкорковых конвекционных течений. Польский физик М. Смолюховский [Smoluchowski, 1909], занимавшийся также и этими проблемами, предложил и экспериментально обосновал другое решение, в котором простое сжатие может являться причиной складчатости. Он доказал, что многократно повторяющиеся складки могут образоваться, когда сжимаемый слой залегает на жидком основании с достаточным поверхностным натяжением. Эта концепция и ныне может иметь некоторое значение в отношении глубинных волнообразных изгибов коры, подстилающихся веществом с соответствующими реологическими свойствами. Результаты исследований М. Смолюховского нашли подтверждение в современных вычислениях и экспериментах [Ramberg, 1967].

В настоящее время поиски решений проблемы складчатости продольного изгиба идут, однако, в другом направлении. Обращается внимание [Biot, 1961, 1965; Ramberg, 1961, 1964; Ramsay, 1967; Hudleston, 1973], что сама складчатость продольного изгиба должна рассматриваться как реологический процесс (в данном случае в основном упруго-вязкий) и поэтому должна определяться основным реологическим параметром — вязкостью. С другой стороны, предметом математического анализа и экспериментов упомянутых авторов являются уже не отдельные слои, а группы слоев — в типичном варианте слой повышенной жесткости и вязкости, окруженный с двух сторон мощными слоями податливого «фона». Оказывается, что этот «фон», играющий роль кровли в естественном складкообразовании, способствует образованию в жестком слое — под действием продольного сжатия — многократных складок, как правило, стоячих и симметрических (см. рис. 269), что, впрочем, относится и к складчатости чисто упругого характера. Эти предпосылки устраняют трудности в объяснении складкообразования путем продольного изгиба в тех случаях, когда над сжимаемыми слоями существовала мощная кровля мягких пород. В отношении многократных складок продольного изгиба, образовавшихся при отсутствии мощной кровли, эти трудности остаются нерешенными.

Что касается складок в породах с исключительно низкими упругими параметрами (во многих случаях складок течения), то эксперименты многих авторов показывают, что развитие таких складок под влиянием простого сжатия на большой площади тоже возможно лишь при наличии мощной кровли, которая

препятствует воздыманию сжимаемых пород в местах приложения сил (как это происходит, например, при гляцитектонических деформациях фронтального типа). Значительная степень укорочения сжимаемой площади создает возможность развития складок на всей площади в любых условиях, но это должно быть сопряжено с проявлением исключительно сложных и интенсивных деформаций. Образованные в таких условиях складки относятся к *закрытому типу* (англ. closed fold), т. е. их крылья частично сходятся за счет сильного сокращения ядер (рис. 290).

Важное значение в изучении механики складок продольного изгиба имеют попытки установления закономерностей, влияющих на размеры этих складок. Одна из таких закономерностей состоит в том, что независимо от механизма образования складок их ширина будет тем больше, чем больше мощность смятых пород. На основании замеров складок разной величины и экспериментальных данных сделано заключение, что эта зависимость имеет линейный характер [Currie et al., 1961] (рис. 291). Учитывалась при этом мощность не всего пакета, а преобладающих в его составе самостоятельных слоев. Это согласуется с мнением С. Кенова [Кієнов, 1942], который считает, что величина радиуса складок, образующихся путем упругого продольного изгиба, зависит от мощности пачек слоев, реагирующих на изгиб как единое целое (в связи с повышенным трением внутри пачки). Это явление можно, очевидно, распространить и на другие механизмы продольного изгиба. М. А. Байот определил, что в упруго-вязкой среде ширина складок в расслоенной толще (причем между слоями может происходить свободное скольжение) меньше, чем в нерасслоенной толще такой же мощности и такого же состава. Для ее определения следует умножить результат, полученный для всей толщи

по формуле (58), на показатель  $n^{-\frac{2}{3}}$ , где  $n$  — количество слоев одинаковой мощности, из которых состоит данная толща. М. А. Байот и Г. Рамберг исследовали также эффекты продольного изгиба в комплексе чередующихся слоев с двумя разными вязкостями  $\eta_1$  и  $\eta_2$ . Оказалось, что увеличение количества ( $n$ ) слоев (уменьшение мощности  $h$ ), облегчающее складкообразование (для продольного изгиба требуется меньшая сила), влияет одновременно на значительное увеличение радиуса складок (рис. 292,а). Это кажущееся противоречие по отношению к ранее описанной закономерности, касающейся складок в литологически однообразных толщах, обусловлено тем, что по мере уменьшения мощ-

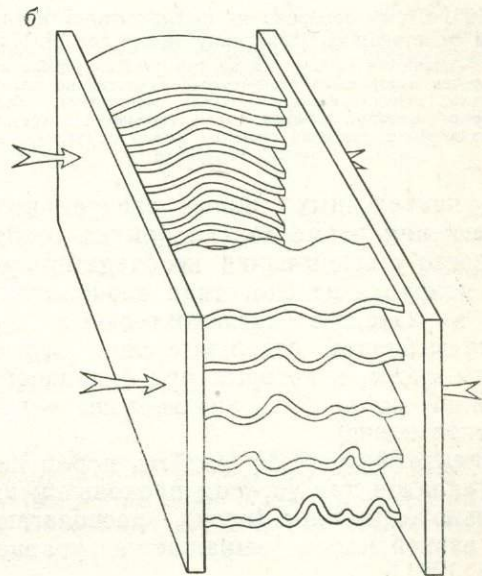
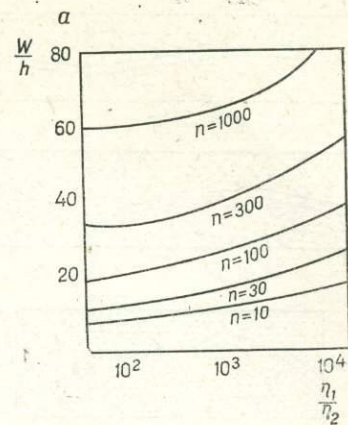


Рис. 292. Результаты экспериментального образования складок продольного изгиба в слоях с разной вязкостью: а — эксперимент [Biot, 1964] ( $\eta_1, \eta_2$  — вязкости слоев одинаковой мощности  $h$ ,  $W$  — ширина складок,  $n$  — количество слоев), б — схематическое изображение экспериментов Г. Рамберга (показаны только слои с повышенной вязкостью, располагавшиеся во время экспериментов в массе с меньшей вязкостью)

ности слоев с малой вязкостью более жесткие слои имеют все более ограниченную возможность самостоятельного изгибания и вынуждены деформироваться гармонически в виде единой пачки (рис. 292,б).

Приведенные положения находят подтверждение в полевых наблюдениях. В мощных, литологически однообразных, но тонко расслоенных толщах часто наблюдается множество мелких складок (см. рис. 275), в то время как в чередующихся, литологически контрастных слоях образуются чаще крупные складки. Крайне малыми радиусами отличаются складки в тонких слоях и жилах, залегающих в сильно пластических породах (например, птигматитовые складки — см. с. 199).

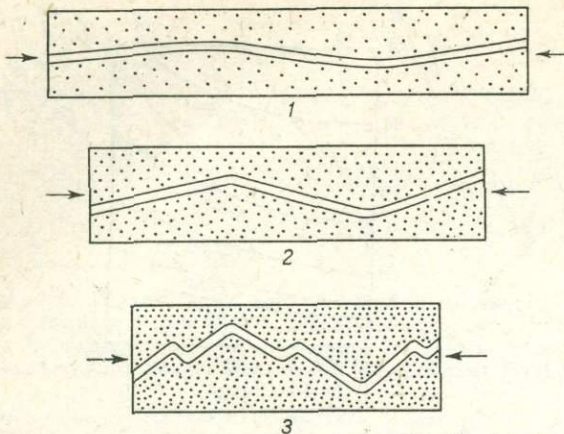


Рис. 293. Схема образования симметричных антиклинориев и синклинориев (зарисовка автора, по Н. Прайсу): 1, 2, 3 — последовательные стадии складчатого укорочения. Густота точек изображает тектоническое уплотнение пластичного материала (возрастание его модуля жесткости), обуславливающее образование складок второй генерации в третьей стадии. Дальнейшее развитие процесса может образовать складки третьей генерации

Из приведенных данных следует, что при определении размеров складок на основании мощности смятой пачки необходимо учитывать поправку за счет типа слоистости. При этом в качестве самостоятельных единиц нужно выбирать отдельные слои или такие группы слоев, в которых при складкообразовании не могло быть значительных внутренних скольжений.

Влияние физических свойств пород на ширину складок при упругом продольном изгибе отдельной пластины (слоя), располагающейся в вязкой массе, выражается уравнением [Biot, 1961]:

$$W = \pi h \sqrt{\frac{E}{(1 - \nu^2) F}}, \quad (58)$$

где  $W$  — преобладающая ширина складок,  $h$  — толщина пластины;  $E$  — модуль Юнга материала пластины,  $\nu$  — число Пуассона материала плиты,  $F$  — изгибающая нагрузка. По С. Кенову [Кіепоу, 1942], существует критическая величина отношения  $W/h=3$ , ниже которой могут образоваться только складки, связанные с разрывами, и зигзагообразные складки.

Н. Прайс [Price, 1967], используя понятие тонкости складки (охватывающее и ширину и мощность), показал, что при упругой деформации коэффициент тонкости складки будет тем больше, чем больше отношение модулей жесткости изгибающегося слоя и окружающих его пластичных пород. Это положение послужило основанием Н. Прайсу для разработки теории образования антиклинориев и синклинориев, согласно которой сжатие комплекса слоев разной вязкости ведет первоначально

к образованию складок большого радиуса и одновременно вызывает постепенное уплотнение пластичного материала (повышение его упругих модулей). Вследствие этого уменьшается отношение модулей жесткости разных пород, что обуславливает образование складок второй и даже третьей генерации (рис. 293). С этим взглядом созвучны наблюдения М. А. Гончарова [1965] в пределах антиклинория Уралтау и замеры мелких складок в эвапоритах [Kirkland, Anderson, 1970].

Для упруго-вязкого продольного изгиба составлено уравнение [Biot, 1961]:

$$W = 2\pi h = \sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}}, \quad (59)$$

где  $\eta_1$  — вязкость изгибаемого слоя (мощностью  $h$ ),  $\eta_2$  — вязкость более мягкого «фона».

В данном случае величина складок не зависит от величины давления. Почти аналогичное уравнение было предложено независимо Г. Рамбергом [Ramberg, 1961]. Это уравнение было подтверждено эмпирически [Biot et al., 1961], впоследствии были предложены некоторые уточнения на основании замеров малых складок [Sherwin, Chapple, 1968]. Разработана также теория продольного изгиба многослойных комплексов [Ramberg, 1961, Biot, 1964], которая впоследствии была подтверждена дальнейшими исследованиями [Johnson, 1969; Cobbold et al., 1971].

Исследования складок излома [Weiss, 1969; Paterson, Weiss, 1968] свидетельствуют о том, что значительная механическая анизотропия среды складчатости (например, филлиты) может существенным образом повлиять на изменение указанных выше закономерностей. Несмотря на это, А. М. Джонсону [Johnson, 1969] удалось достичь соответствия между характеристикой складок и выведенной им формулой для определения преобладающей ширины складок упругого продольного изгиба в многослойной толще. Эта формула в отношении слоев с сильно выраженными контрастными свойствами (например, песчаники и алевролиты) приобретает простой вид:

$$W = 1,90 \sqrt{Hh}, \quad (60)$$

где  $H$  — мощность всей смятой толщи,  $h$  — мощности отдельных слоев.

При определении ширины складок с помощью формулы (59) и при оценке складчатого укорочения в складках продольного изгиба необходимо иметь в виду, что в слоях с малой вязкостью при продольном сжатии может происходить более или менее равномерное утолщение, ослабляющее или вовсе исключаящее укорочение при складкообразовании. В рассмотренных опытах такое укорочение без

складкообразования происходило в «фоне». Вследствие проявления этого процесса равномерно сокращенный комплекс слоев разной вязкости может давать дисгармоничные складки, причем слои с большей вязкостью, вопреки уравнению (58), будут сминаться в более частые складки, создавая впечатление более сильного укорочения (рис. 294).

Все эти закономерности имеют тот недостаток, что не учитывают влияния давления, перпендикулярного к напластованию, которое в геологических условиях может достигать большой величины. Экспериментальным путем доказано [Гзовский, 1964], что чем больше это давление, тем меньший радиус имеют складки продольного изгиба.

Когда складки продольного изгиба имеют концентрическое строение, то их радиус в определенной степени зависит от глубины проникновения складчатости, которую приближенно можно вычислить по формуле (53). В данном случае границей глубинного распространения складок часто является поверхность отрыва. Зная расположение этой границы и интенсивность складчатости (падения слоев на крыльях), можно с большой достоверностью определить радиус складок (рис. 295). Л. У. Ситтер [Sitter, 1964] обратил внимание на то, что максимально возможное укорочение округлых концентрических складок составляет (рис. 296):

$$V = \frac{\pi h}{2h} = \frac{\pi}{2} = 1,57 \text{ (т. е. } 36^\circ/0\text{)}.$$

Мощность смятого слоя  $h$  является в данном случае минимально возможной величиной радиуса складок. Дальнейшее укорочение таких цилиндрических складок может происходить единственно за счет их сплющивания — преобразования даже в подобные складки. Сходные величины критического укорочения, выше которого происходит уже выдавливание материала из ядер складок, были получены путем стереометрических расчетов для складок разной формы Х. Г. Вундерлихом [Wunderlich, 1962].

Складки продольного изгиба могут приобретать различные формы, что зависит в каждом случае от условий и механизма складчатости. Это разнообразие форм наглядно иллюстрируют результаты вычислений и экспериментов, проведенных при разных исходных положениях, в разных условиях экспериментов и на разных материалах моделирования [Белоусов, Сорский, 1962; Ramberg, 1963b; Chapple, 1968, 1969; Smythe 1971; Hudleston, 1973; Hudleston, Stephansson, 1973; Ержанов и др., 1975]. Широко обобщая, можно заметить, что чем менее пластичны породы и чем

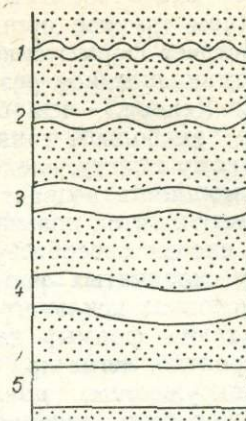


Рис. 294. Результат смятия путем продольного изгиба пачки слоев с разной вязкостью ( $1 > 2 > 3 > 4 > 5 =$  «фон»), с возможностью однородного утолщения менее вязких слоев. Укорочение всех слоев одинаковое [Белоусов, 1977]

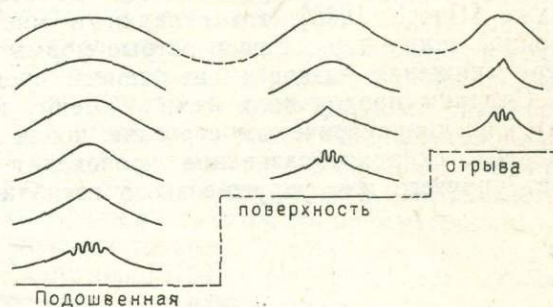


Рис. 295. Ограничение радиуса концентрических складок продольного изгиба глубиной распространения складчатости (мощностью смятого пакета). Уменьшение мощности способствует образованию складок малого радиуса

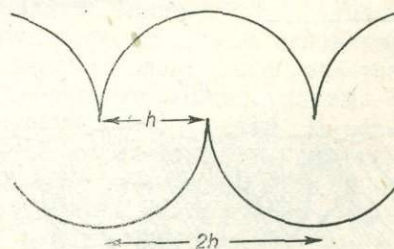


Рис. 296. Максимально возможное укорочение концентрических складок округлой формы

меньше глубина, тем больше модуль Юнга (или чем больше вязкость), и чем меньше радиус складок (при данной мощности слоев), тем больше вероятность образования форм с плоскими крыльями и острыми замками (зигзагообразных, сундучных). В наиболее податливых условиях деформации возникают складки веерообразного типа. Однако некоторые эксперименты [Ghosh, 1968] показывают, что в случае многослойных пакетов решающее

значение имеет способность к межслоевому скольжению (чем труднее происходит скольжение, тем «острее» формы складок). Это совпадает с упоминавшимися результатами исследований С. Кенова, — чем больше трение между слоями, тем больше данный пакет уподобляется единому пласту, следовательно, его учитываемая мощность возрастает. С другой стороны, кажется, что повышение степени анизотропии слоев способствует развитию остроугольных складчатых форм [Cobbold et al., 1971]. В условиях исключительно высокой анизотропии такие формы, как сундучные, возникают, вероятно, легче при высоком, а не при низком окружающем давлении [Weiss, 1969], что может быть связано с влиянием нормальных напряжений на возрастание вязкости. Значительное влияние на форму складок оказывают, несомненно, соотношения напряжений и скорости складкообразования [Smythe 1971]. Экспериментально доказано также [Ghosh, 1968], что складки в многослойной толще теряют свои острые формы по мере снижения вязкости вмещающей среды.

Складки продольного изгиба имеют, как правило, концентрическое строение, когда начальное складкообразование происходит за счет упругого или упруго-вязкого изгиба.

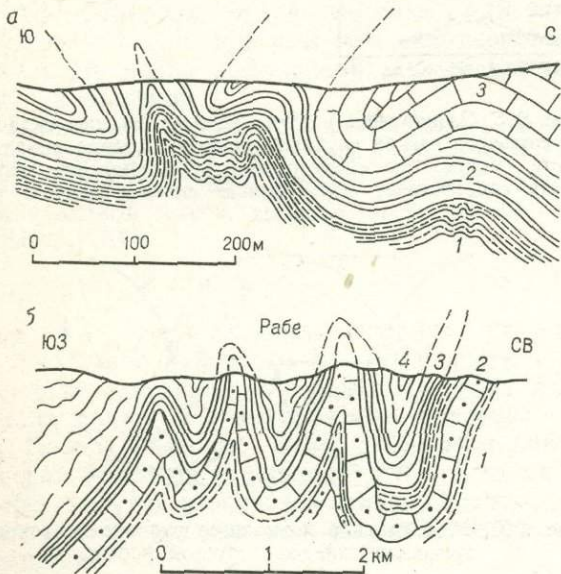


Рис. 297. Разрезы через районы флишевых Карпат, иллюстрирующие различия складок продольного изгиба в литологически контрастных породах:

*a* — разрез через район Лабовой в Сондецком Бескиде [Bogacz, Wesa[wik], 1969] — пластичный материал в ядре антиклинали, протыкающий более жесткие крылья: 1 — пестрые сланцы, 2 — песчаники и сланцы белевских слоев, 3 — песчаники с прослоями лондских мергелей. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. *b* — разрез через район Балигруда в Бещадах [Swidzinski, 1953] — жестких слоев в ядрах, протыкающий более пластичные слои в крыльях: 1 — пестрые сланцы и нероглифовые слои, 2 — песчаники подменилитового эоцена, 3 — менилитовые сланцы, 4 — песчаники и сланцы кросненских слоев

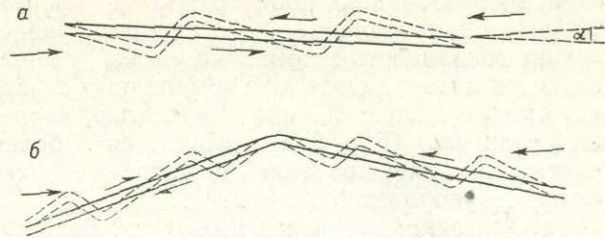


Рис. 298. Образование симметричных складок в поле простого сжатия.

Сплошные линии — состояние, предшествующее образованию асимметричных складок, прерывистые линии — конечный результат деформации, стрелки — общее сжатие и обусловленные им касательные напряжения: *a* — складки первого порядка, образованные в результате сжатия моноклинально залегающих слоев, *b* — складки второго порядка, образованные в результате сжатия ранее возникшей антиклинали.

Однако при дальнейшей эволюции этих складок или же вследствие первичного складкообразования путем скальвания или течения могут возникнуть подобные складки. Основным фактором, контролирующим эту эволюцию, являются, по всей вероятности, контрастные вязкости слоев [Hudleston, Stephansson, 1973] и пластическое течение [Chapple, 1969]. Сравнительно легко могут также возникать дисгармонические складки, особенно диапировые, что обусловлено сильным сжатием ядерных частей складок при складчатости продольного изгиба (в особенности концентрической). Если в ядрах антиклиналей залегают достаточно пластичные породы, то такое сжатие может вызывать протыкание вышележащих слоев и образование веерообразных форм (рис. 297, *a*). С другой стороны, иногда более твердые слои «протыкают» более пластичные окружающие породы, образуя складки утонения (рис. 297, *b*).

До сих пор рассматривалось простое сжатие, действующее в плоскости напластования. Случается, однако, что первоначально слои не залегают горизонтально (вследствие ранее проявленной складчатости или вертикальных движений) и тогда ось наиболее распространенного горизонтального сжатия ориентируется по отношению к ним под некоторым углом  $\alpha$ . Также и во время самого процесса складкообразования на слои в крыльях, кроме напряжений в плоскости напластования и кроме гравитационного давления, действует горизонтальное давление; ось равнодействующего главного напряжения, как правило, располагается косо к поверхностям напластования (см. рис. 246). В обоих случаях вдоль этих поверхностей должны возникать касательные напряжения. Они обуславливают то, что при смятии наклонных слоев (в случае ранее образованных складок это будет складчатость

второго порядка) образуются асимметричные складки с вергентностью, соответствующей направлению касательных напряжений (рис. 298) [Cobbold et al., 1971]. Указанный механизм может действовать до величины углов  $\alpha$ , равной около  $45^\circ$  [Price, 1967]. Выше этой величины составляющая складкообразующего давления, перпендикулярная к напластованию, противодействует образованию складок и одновременно, по крайней мере при кливажном складкообразовании, вдоль слоев вместо сжатия может проявиться растяжение. При  $\alpha=30-40^\circ$  возникают сильно асимметричные складки с соотношением длины крыльев 6:1 и более, при меньших углах асимметрия ослабевает. Совместно с рассмотренным уже способом образования сложных складчатых структур этот механизм может способствовать формированию асимметричных антиклинорий и синклинориев.

Косая ориентировка оси напряжений по отношению к напластованию может также вызывать разные осложнения в простирании осей складок [McBirney, Best, 1961]. При образовании складок скалывания или течения такие осложнения возникают, однако, чаще всего за счет дифференцированных перемещений материала [Howard, 1968; Hansen, 1971] или поворота сформированных уже складок [Sanderson, 1973]. В таких случаях замеры ориентировок могут давать разные показания в зависимости от масштаба анализа [Schwerdtner, 1973].

Анализируя складки второго порядка, связанные с более крупными формами, необходимо иметь в виду, что на их образование и вергентность влияли разные процессы, в частности относительные перемещения слоев, сопровождающие изгибание, и поворот крыльев крупных складок, происходящий во время смятия (см. с. 192).

В складках продольного изгиба могут проявляться различные типы разрывных структур, о которых речь шла выше, в том числе и такие, которые завершают пластическую деформацию [Milici, 1970; Михайлова, 1971]. Вследствие господствующей роли горизонтального сжатия здесь особенно характерны поперечные трещины  $AC$  и разрывные смещения, возникающие при горизонтальном положении оси  $\sigma_1$ : продольные взбросы (образующиеся обычно в конечной фазе складчатости; ось  $\sigma_2$  горизонтальная) и диагональные сдвиги (образующиеся обычно после складчатости; ось  $\sigma_2$  вертикальная) — см. рис. 246. Моделирование и анализ развития таких разрывных смещений проводил М. В. Гзовский [1960а] и др.

Под влиянием продолжающегося горизонтального сжатия взбросы часто приобретают значительную амплитуду или даже превращаются в надвиги [Луцицкий, Бондаренко, 1973] и в связи с этим происходят значительные тектонические сокращения в складках — образование чешуйчатости. Взбросы особенно часто возникают в крутых крыльях асимметричных и наклонных складок, так как там действует большая составляющая общего сжатия, перпендикулярная к напластованию (рис. 299,а). В пологих крыльях таких складок чаще образуются нормальные сбросы [Cloos, 1950, Jacobshagen, 1967]. В симметричных и стоячих складках разрывные смещения распределяются более равномерно. Однако и в них образуются взбросы, превращающиеся в надвиги. По данным П. М. Бондаренко [1976], в стоячих синусоидных складках взбросы возникают в средних частях крыльев (вследствие проявления там противоположных сгибающих усилий) и при сильном сокращении складки приобретают положение, почти параллельное действующим давлениям. В сильно наклоненных и опрокинутых складках часто разрывные смещения возникают **вдоль осевых поверхностей антиклиналей** (как правило, несколько асимметрично — на стороне внутреннего крыла, например в Гарце [Lutzens, 1972] и рис. 299,б, так как эта зона часто ослаблена радиальными трещинами, кливажом и т. п.). Нередко такой сброс развивается за счет межпластового отрыва в одном из крыльев [Cloos, 1950]. Сбросы, создающие чешуйчатость [Fleuty, 1964a], часто проявляются серийно [Lutzens, 1972].

Преобладает мнение, что горизонтальное сжатие является на Земле основным фактором складкообразования и в качестве примеров его проявления можно указать большинство складчатых сооружений. В особенности это касается складчатых зон, простирающихся на большой территории, состоящих из стоячих или немного наклоненных складок, четко параллельных простиранию всей зоны, лишенных единой вергентности (Кавказ, Урал, Пиренеи). Следует, однако, заметить, что горизонтальное сжатие в складчатых областях редко действует в качестве единственного фактора и, таким образом, не может быть речи о простом сжатии. Уже сама общая причина складчатости — подкорковые конвекционные течения и обусловленные ими перемещения крупных плит говорит о том, что если даже в верхних горизонтах коры могут происходить процессы простого сжатия, то в глубинных зонах проявляется действие пары сил. С другой стороны, в верхних структурных ярусах важную роль в тектогенезе играет гра-

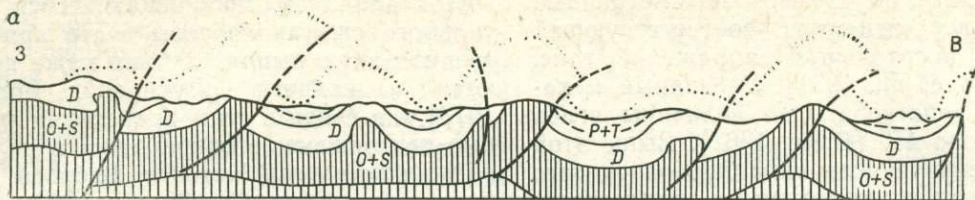
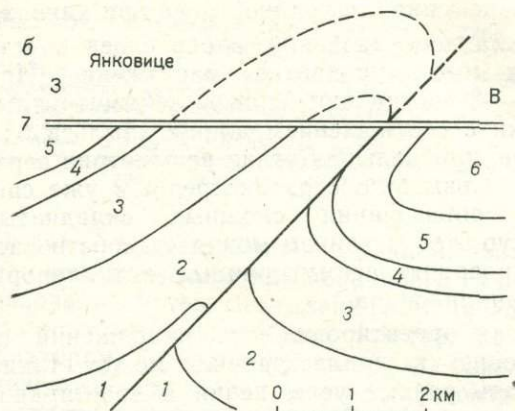


Рис. 299. Примеры взбросов в складках горизонтального сжатия:

*a* — разрез через субандийскую зону в Боливии (по В. Е. Ханну, 1971) — пример взбросов, образовавшихся в крыльях стоячих или немного наклоненных антиклиналей, *б* — разрез через Орловский надвиг в западной

части Верхнесилезского бассейна [Radolinska, 1959] — пример разрывного смещения, образовавшегося вблизи осевой поверхности наклонной антиклинали: 1—6 — отдельные ярусы карбона, 7 — миоцен; вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы



витация, обуславливающая иногда крупные тектонические перемещения и проявление вторичной (по отношению к этим перемещениям) пары сил.

Распространен взгляд, что складки горизонтального сжатия не могут возникать в платформенных областях из-за неспособности жесткого фундамента к сокращению и неспособности чехла передавать на большие расстояния соответствующие нажимы. Однако изучение стилолитов доказывает, что существует возможность сравнительно большого тектонического сокращения таких областей (например, Швабско-Франконская Юра — 0,3—0,7%) [Wagner, 1967], а расчеты Ж. С. Ержанова [1972] показали, что для развития складкообразования в осадочных породах требуется чрезвычайно малая сила (порядка нескольких кгс/см<sup>2</sup>). В то же время многочисленные замеры современных напряжений в земной коре говорят о широком распространении исключительно высоких (тектонических) напряжений в горизонтальной плоскости — с разными геотектоническими ориентировками [Кропоткин и др., 1973].

## 2. ПАРА СИЛ В ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ

В земной коре проявления пары сил с векторами, располагающимися друг над другом в вертикальной плоскости, сопряжены с отно-

сительными движениями плоских структурных элементов разной величины и формы: океанических и континентальных плит, шарьяжей и надвигов. Независимо от того, что эти движения сами могут быть результатом касательных напряжений (подкорковые течения, напряжения за счет гравитационной нагрузки), они со своей стороны порождают такие напряжения или состояние эксцентрического сжатия в элементах, по отношению к которым указанные массы перемещаются. Так как движения этих масс, за исключением крутых гравитационных скольжений, происходят преимущественно в горизонтальной плоскости, то и векторы рассматриваемой пары сил тоже горизонтальны.

Типичным примером проявления рассматриваемой пары сил в процессе складчатости является единая вергентность складок\* (согласная с направлением пары сил). Она может быть выражена асимметрией, наклоном или опрокидыванием складок (рис. 300). Констатируется, что осевые поверхности складок в данном случае располагаются приблизи-

\* Вергентность складок часто зарождается на самой ранней стадии деформации и может предопределяться условиями, предшествующими складчатости (неоднородности в горном массиве, первичный наклон слоев и пр.). Убедительным сторонником первичного происхождения вергентности складок является Х. Бреддин [Breddin, 1968].

тельно перпендикулярно к оси максимального главного напряжения  $\sigma_1$  (как это наблюдается в стоячих складках), положение которой представляет равнодействующую пары сил гравитационного давления и возможного горизонтального сжатия. Однако это относится только к первым фазам рассматриваемого процесса. Дальнейшее развитие тектонического перемещения вызывает поворот складок, которые при благоприятных условиях могут превратиться в опрокинутые и даже перевернутые складки.

Как можно судить на основании экспериментов [Ramberg, 1963a; Ghosh, 1966], само воздействие касательных напряжений на нижнюю и верхнюю поверхности слоя или пачки слоев («волочение», например в основании перемещающегося шарьяжа) не может являться складкообразующей силой, во всяком случае в более твердых породах. Для этого необходимо, чтобы одновременно или предварительно произошло сжатие в плоскости напластования и только лишь таким складкам «волочение» может придать единую вергентность. Очевидно, это положение относится к возможности складкообразования (вследствие трения) в пакете, подвергающемуся свободному гравитационному скольжению. Складкообразование становится возможным, вероятно, только тогда, когда соскальзывающая масса натывается у своего фронта на большее сопротивление, чем на тыльных участках, что, впрочем, является нормальным условием. Что же касается обширных зон асимметричной складчатости, однонаправленных надвигов и шарьяжей (не связанных с гравитационной тектоникой), которые являются основным типом строения орогенов столкновения [Pozaryski, 1971], то упомянутое условие выполняется описанным выше эксцентрическим сжатием, а основным фактором формирования единой вергентности структур является, по видимому, поддвигание нижней плиты под сминающуюся кровлю (рис. 301).

Одна из наиболее спорных проблем в тектонике — происхождение крупных надвигов и шарьяжей — была уже рассмотрена выше. Здесь стоит подчеркнуть, что в изучении этой проблемы следует избегать одностороннего подхода. Особенно в постановке вопроса «гравитационная или негравитационная тектоника?» — необходимо помнить, что всякие тектонические процессы протекают в земном поле тяготения. Это поле несомненно влияет на формирование надвигов и шарьяжей, способствуя или препятствуя этому процессу. В точном значении слова «негравитационная тектоника» не существует. В условном смысле можно принять определение Г. Рамберга

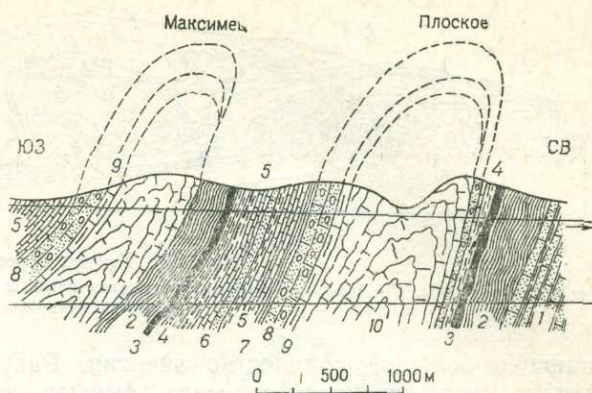


Рис. 300. Разрез через структуры Плоское и Максимец в Покутских Карпатах [Tołwiński, 1950] — пример чешуйчатых антиклиналей:

1 — кросненские слои, 2 — менилитовые сланцы, 3 — кремни, 4 — верхнеэоценовые сланцы, 5 — иероглифовые слои, 6 — выгодский песчаник, 7 — нижнеэоценовые сланцы, 8 — ямненский песчаник, 9 — покутские слои, 10 — иноцерамовые песчаники (мел)

[Ramberg, 1967], согласно которому к негравитационной тектонике относятся деформации, образовавшиеся за счет уменьшения гравитационного потенциала (потеря потенциальной энергии, сопоставимая с энергией деформации).

Безусловно, нельзя всякие крупные тектонические перемещения объяснять исключительно влияниями силы тяжести. Особые возражения вызывает взгляд на перемещение за счет гравитационного скольжения на большие расстояния крупных, внутрискладчатых массивов, независимо от того, находится ли в их основании обыкновенная поверхность сдвига или поверхность отрыва. Из проведенных вычислений К. Б. Релейя и Д. Т. Григса (см. с. 128) следует, что возможность гравитационного скольжения значительно снижается, когда перемещающийся пакет должен на своем пути преодолевать взбросы. Еще большим препятствием должно быть складкообразование, свидетельствующее о значительно большем сопротивлении у фронта пакета и погло-

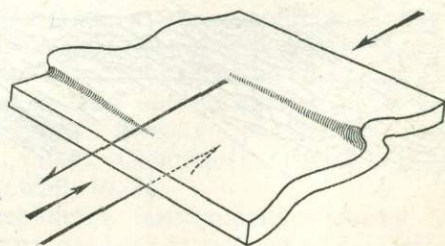


Рис. 301. Асимметричные, наклонные и опрокинутые складки — типичный результат проявления пары сил и сжатия в плоскости напластования

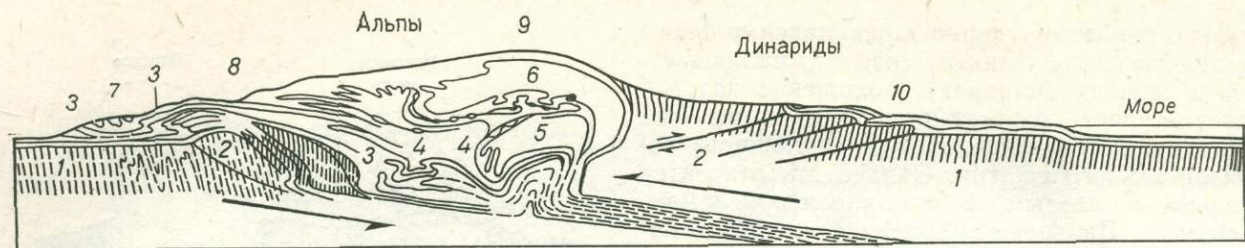


Рис. 302. Разрез через Альпы [Książkiewicz, 1972a]:

1 — жесткие глыбы, 2 — деформированные части этих глыб, 3 — Гельветские покровы, 4—6 — Пьенинские покровы, 7—9 — Восточно-альпийские покровы, 10 — Динаридские покровы

щающее большое количество энергии. Разумеется, это не касается масс, смятых до шарьяжного перемещения. В данном случае, однако, возникают трудности с объяснением происхождения пошвенной поверхности разрыва (без проявления сжатия).

Действие пары сил в вертикальной плоскости создает, как уже упоминалось, моноклинную симметрию напряженного поля. В таких условиях типичными разрывными смещениями, возникающими после превышения предела устойчивости породы на необратимую деформацию, являются сравнительно пологие взбросы, часто с вогнутой поверхностью (см. рис. 152). Вследствие наклона или опрокидывания складок на многих участках создается пологое залегание слоев, что очень способствует развитию разрывных смещений с использованием поверхностей слоистой анизотропии — в большом количестве возникают продольные пластовые сбросы (чаще всего отрывы на контактах слоев с контрастными механическими свойствами). В опрокинутых складках местом их максимального развития являются обращенные крылья антиклиналей (рис. 302). Таким образом, эти крылья, где дополнительно образуются еще взбросы и наблюдается несколько повышенная гравитационная

нагрузка, подвергаются максимальным тектоническим сокращениям, приводящим часто к полному разрушению обращенных крыльев или даже примыкающих к ним синклиналей\*. Таким способом образуется типичная *чешуйчатая структура складок* (англ. imbricated folds, нем. Schuppenfalten), см. рис. 300. Разумеется, образование чешуйчатой структуры в зависимости от литологических и тектонических особенностей может охватывать и другие части складки, например осевую зону, как об этом упоминалось на с. 217. Чешуйчатым складкам, прослеживающимся на большом расстоянии, польские геологи дали название *скиб* (рис. 303).

Складчатые и складчато-сбросовые структуры, образовавшиеся под влиянием пары сил, представляют распространенное явление. На территории Польши они наблюдаются во флишевых Карпатах, характеризующихся шарьяжным и частично чешуйчатым строением. Сильно асимметричным строением отличаются различные палеозойские структуры Судет,

\* Отсутствие некоторых слоев при картографическом изображении складки не всегда вызвано их тектоническим сокращением (чешуйчатой структурой), оно может быть чисто геометрическим эффектом проявления продольных сбросов.

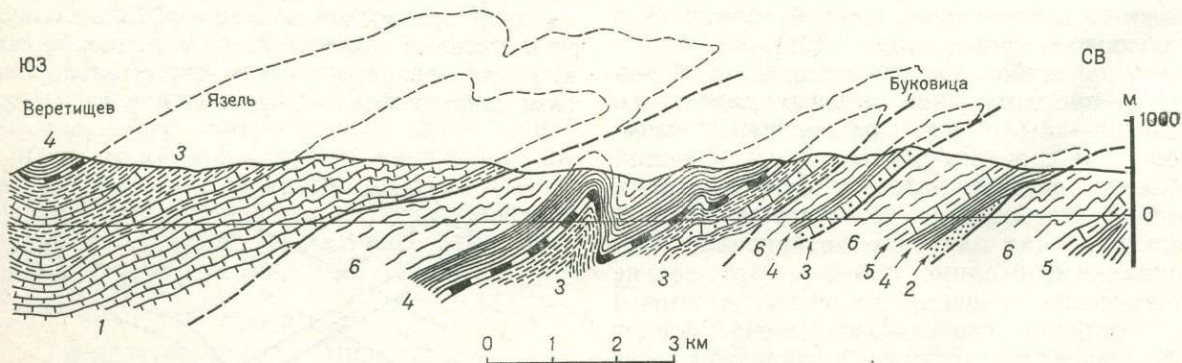


Рис. 303. Скибовое строение Польских внешних Карпат в районе горы Буковица в Низком Бескиде [Świdziński, 1953].

Мел: 1 — иноцерамовые слои; палеоген, 2 — ценжовицкие песчаники, 3 — «подмиоценовый эоцен», 4 — миоценовые слои, 5 — нижние кросненские слои, 6 — средние и верхние кросненские слои

чешуйчатая структура наблюдается также в вариссийских структурах Свентокшиских гор [Znosko, 1962]. Высказано предположение, что действие пары сил в вертикальной плоскости проявилось и в субплатформенной области северо-восточного обрамления Свентокшиских гор, под которое поддвигается краевая зона Восточно-Европейской платформы [Jagorzewski, 1972].

### 3. ПАРА СИЛ В ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ

Уже давно высказывалось предположение [Mead, 1920], что причиной формирования системы Аппалачей было не простое сжатие, а относительное перемещение примыкающих к этой системе участков, происходившее параллельно простиранию этой горной системы. Правда, это предположение в отношении Аппалачей не оправдалось [Hubbert, 1928; Chamberlin, 1928], но тем не менее, в настоящее время уже не может быть сомнений, что действие пары сил, векторы которых располагаются в горизонтальной плоскости, может быть причиной складкообразования. Это действие может проявляться двояко — как концентрированное или рассеянное. Концентрированное действие происходит в непосредственной близости (см. рис. 204,б) или в кровле (см. рис. 197,в) над обособленными сдвигами и связано с перемещением вдоль этих сдвигов. Рассеянное действие может проявляться на участках, заключенных между параллельными сдвигами с одинаковым направлением перемещения (рис. 304,а), в высокой кровле над глубинным сдвигом (рис. 304,б) или без сдвигов — в результате общего эксцентрического горизонтального сжатия (рис. 304,в).

Как известно, в начальной фазе действия пары сил (простого сдвига) ось максимально-го главного напряжения (сжатия) ориентирована по отношению к векторам сил под углом  $45^\circ$ . По мере развития деформации этот угол может несколько увеличиваться (см. рис. 7), однако резкое изменение этой величины может произойти лишь при очень сильной деформации. Так как складки образуются, как правило, перпендикулярно к оси  $\sigma_1$ , то оси складчатых структур, возникающих под влиянием простого сдвига, теоретически должны располагаться под углом  $45^\circ$  по отношению к векторам пары сил, следовательно, по отношению к поверхностям обусловивших их сдвигов (и должны иметь ориентировку по отношению к направлению этих векторов как показано на рис. 304). В действительности величина упомянутых углов сильно колеблется, что обусловлено, кроме неоднородностей

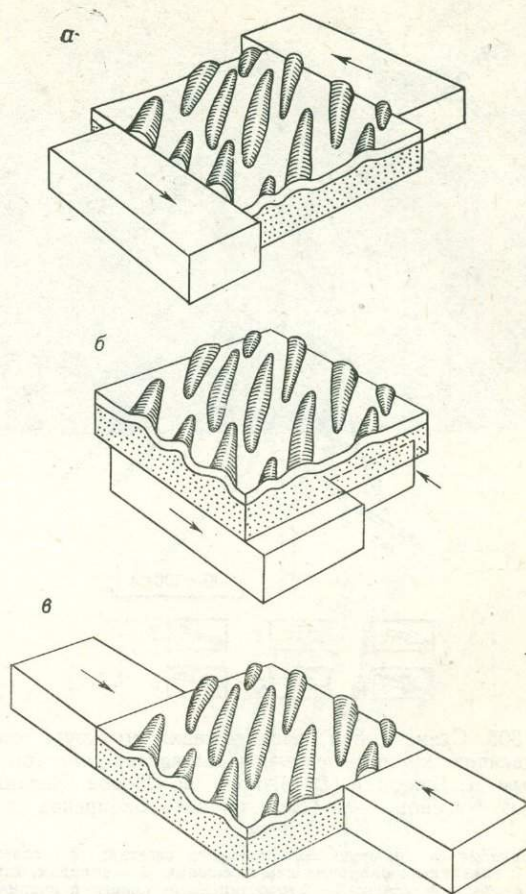


Рис. 304. Складки, образованные действием пары сил, обусловленной:

а — перемещением по параллельным сдвигам, б — перемещением по глубинному сдвигу, в — эксцентрическим горизонтальным сжатием. Нижняя толща (крап) может передавать напряжения кровле и сама подвергаться некоторой деформации

в геологическом строении, и тем, что тектонические процессы почти никогда не имеют характера простого сдвига. Во всяком случае, складки рассматриваемого типа должны располагаться в виде кулисообразных групп (чаще всего рядов), ширина которых ограничивается интервалом действия пары сил. Кулисообразное расположение складок на большом пространстве (кулисообразный ряд) является самым достоверным показателем участия пары сил в складкообразовании. Такие складки многократно воспроизводились в экспериментах при весьма различных условиях [Brown, 1928; Chamberlin, 1928; Middlemiss, 1967; Lowell, 1972].

Пространство складкообразования вблизи отдельных сдвигов ограничено. В самом большом масштабе складки такого типа наблюдались в Новой Зеландии, вблизи известных там крупных сдвигов. Кулисообразные ряды скла-

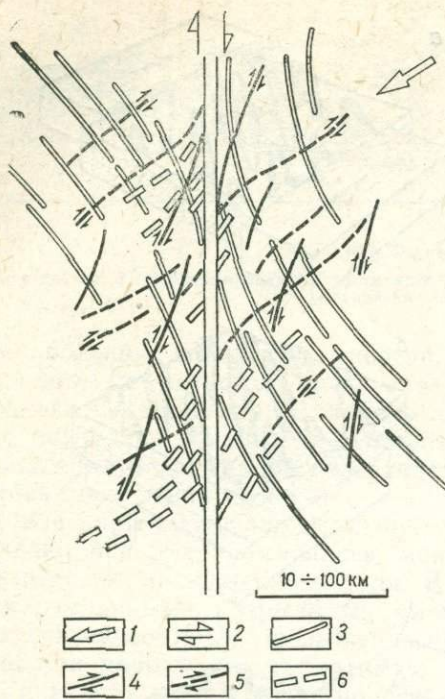


Рис. 305. Схема (план) расположения структур, сопровождающих крупные сдвиги (составлена автором по данным Д. Бишопа [D. Bishop] по Новой Зеландии и Г. В. Рязанова — по Непской зоне Сибирской платформы):

1 — направление главного регионального сжатия; 2 — главный сдвиг с указанным направлением смещения; 3 — складки, взбросы и местные надвиги; 4 — второстепенные сдвиги с признаками растяжения и сбросы; 5 — второстепенные сдвиги с признаками растяжения и сбросы; 6 — дайки и жилы

док, примыкающих к этим сдвигам (рис. 305), достигают в ширину десятков миль. Выказывалось, однако, предположение [Bishop, 1968], что эти складки не вторичны по отношению к сдвиговому перемещению, а одновременны с ним. В таком случае возникает вопрос, почему произошло складкообразование,

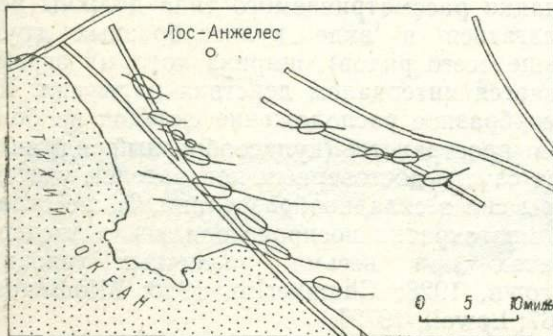


Рис. 306. Антиклинали, образовавшиеся в связи со сдвиговыми перемещениями в Калифорнии [B. et R. Willis, 1934].

Двойные линии — сдвиги, одинарные линии — оси антиклиналей, овалы — нефтеносные поднятия в антиклиналях

если разгрузка напряжений могла произойти по сдвигам. В связи с этим следует принять, что, вероятнее всего, такие широкие зоны кулисообразных складок сформировались до образования сдвига (по крайней мере до его проникновения в структурный ярус, в котором развиты складки) в результате перемещения вдоль глубинного сдвига или эксцентрического сжатия в пределах некоторых структурных блоков. Когда был превышен предел пликативной деформации, образовался сдвиг, который мог повлиять на некоторое изменение ориентировки складок (см. рис. 305). Можно предполагать, что в такой последовательности осуществлялось воздействие сдвиговых перемещений в ряде районов [Moody, Hill, 1956; Лукьянов, 1965; Рязанов, 1973].

Кулисообразные складки, приуроченные к сдвигам, известны во многих регионах мира [Лукьянов, 1965; Smith, 1965; Middlemiss, 1967; Рязанов, 1973]. В окрестностях Лос-Анжелеса сдвиговые смещения обусловили образование ряда антиклиналей, которые подверглись дополнительному воздыманию (местные поднятия) в непосредственном соседстве со сдвигами и явились ловушками нефти (рис. 306). Вблизи современных активных сдвигов, особенно на их концах (сдвиговая компенсация), наблюдается формирование небольших складок и взбросов, как правило под углами, близкими  $45^\circ$  (см. рис. 204,б) [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965]. Однако эти структуры характеризуются небольшой длиной, что подтверждает взгляд З. Гарфункеля [Garfunkel, 1966] о весьма ограниченном воздействии сдвига на его крылья. Далее этот автор доказывает, что складки не могут образоваться только за счет воздействия сдвигового смещения (простой сдвиг). Для этого необходимо проявление поперечного по отношению к плоскости движения сжатия (см. объяснение генезиса складок волочения). Разными сочетаниями этого сжатия с действием пары сил можно объяснить различные ориентировки складок вблизи сдвигов. Такая геологическая обстановка со взбросами, надвигами и кулисообразными складками наблюдалась и была описана в Англии [Middlemiss, 1967], в Болгарии [Stojanov, Tzankov, 1968] и на Шпицбергене [Lowell, 1972].

Когда сдвиговое перемещение происходит в обстановке крутого или вертикального падения поверхностей анизотропии (напластование, сланцеватость), то возможные пликативные деформации будут иметь вид флексур типа ороклиналей или складок с крутопадающими или вертикальными осями (см. рис. 197,з). Деформации такого типа наблюдались в Скалистых горах [Smith, 1965] и в районе Вес-

терн-Грейт-Бейсен [Stewart и др., 1968]. Предполагается, что подобные деформации могут возникать в результате регионального течения, не связанного непосредственно со сдвигами [Буртман, 1968; Громин, 1970].

Более широкое распространение по сравнению с рассмотренными случаями могут иметь также складки с горизонтальными осями, образовавшиеся под действием пары сил рассеянного типа или при содействии ряда сдвигов. Последний случай был предметом известного эксперимента Н. Павони [Pavoni, 1961], в котором тонкая пластичная пластина подвергалась смятию вследствие движения жестких блоков в ее основании (рис. 307,а). Этот эксперимент послужил автору для обоснования представления об аналогичном образовании некоторых складчатых гор (Юрские горы и др.). Правда, эти представления подверглись критике [Garfunkel, 1966 и др.], а сдвиги в Юрских горах рассматриваются как нарушения, компенсирующие разные проявления складчатого сокращения [Laubscher, 1965], однако, не подлежит сомнению, что взаимодействие многих сдвигов может обусловить более обширное складкообразование, чем один обособленный сдвиг. Если направление смещения по этим сдвигам одинаковое, а интервалы между ними небольшие, то такую обстановку упрощенно можно сравнить с простым сдвигом всей площади распространения разрывов и складок. Такая модель была принята при анализе Юрских гор [Wegmann, 1961] и Непской зоны [Рязанов, 1973].

Пара сил, возникающая в кровле над глубинным сдвигом, может охватывать тем большую площадь, чем мощнее кровля. С другой стороны, с возрастанием мощности кровли уменьшается способность к образованию деформаций в ее верхнем интервале, для этого требуется все большая амплитуда сдвигового перемещения. В передаче сдвигового импульса верхним структурным горизонтам препятствуют поверхности отрыва между кровлей и основанием и в самой кровле [Brown, 1928]. Поэтому до тех пор, пока не будет проведено в этой области соответствующее моделирование и вычисление, объяснения генезиса целых складчатых систем за счет воздействия глубинных сдвигов, которые довольно часто встречаются в литературе, следует считать необоснованными. Намного больше вероятности в том, что пологие пликативные деформации и сбросы могут возникать вблизи места проекции глубинного сдвига на поверхность. Такие структуры известны, например, в северном мезозойском обрамлении Свентокшиских гор [Jaroszewski, 1972], где они образовались, очевидно, в связи с предполагаемым переме-

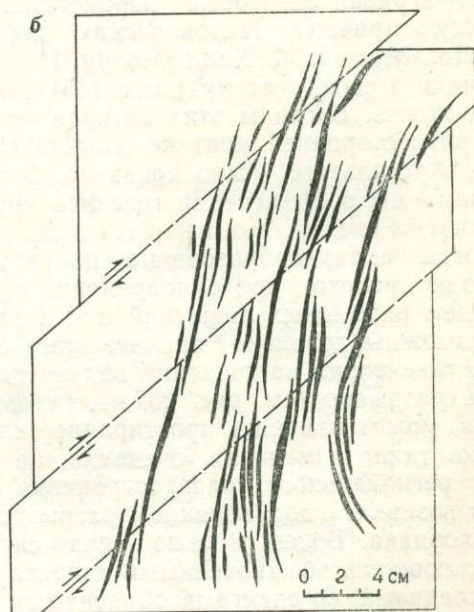
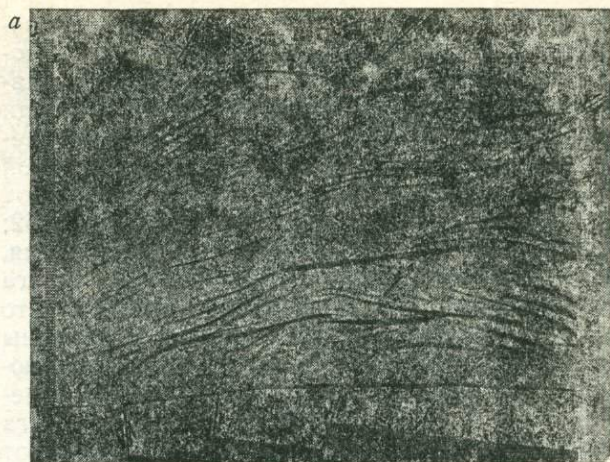


Рис. 307. Складкообразование в кровле под влиянием однонаправленного перемещения по сдвигам в фундаменте:

а — изогнутые сдвиги (эксперимент Н. Павони) [Pavoni, 1961];  
б — прямые сдвиги (эксперимент Г. В. Рязанова) [Рязанов, 1973]

щением к юго-востоку глубинной краевой зоны фундамента Восточно-Европейской платформы (сравни рис. 201).

Из рассмотренных положений следует, что как и в случае приразломных складок сильно развитые складки, обладающие признаками действия пары сил (брахискладчатый тип, кулисообразное расположение), но не контролируемые близрасположенным или глубинным сдвигом, образовались, вероятнее всего, за счет эксцентрического сжатия всей площади в горизонтальной плоскости. В больших масштабах такое сжатие может проявляться, на-

пример, при образовании орогенов столкновения, когда края сталкивающихся глыб «не соответствуют» друг другу. При анализе проявления пары сил на более обширной площади необходимо иметь в виду, что сдвиговые перемещения могут происходить не вдоль одной поверхности, а в виде некоторой зоны типа флексуры или пучка разрывов [Ashgirei, 1962; Lowell, 1972]. Многократная триангуляция, проводившаяся вкрест простирания сдвига Сан-Андреас в Калифорнии, показала, что в зоне шириной 15—20 миль в обе стороны от сдвига наблюдаются ползучесть, изменяющаяся поперечные азимуты на 1 с дуги в течение 10 лет. Вдоль самой поверхности сдвига происходит некоторое скольжение, а время от времени — и более резкие перемещения, вызывающие землетрясения [Whitten, 1956].

Рассматривая сдвиговые перемещения как всеобщую причину тектонических деформаций, Дж. Муди и М. Хилл [Moody, Hill, 1956] включили в свою систему (см. с. 145) также и складчатость. Взгляды этих авторов подверглись разносторонней критике [Garfunkel, 1966 и др], в результате было доказано, что они неприемлемы в объяснении генезиса крупных складчатых систем. Тем не менее в тех случаях, когда складкообразование на какой-то площади происходило одновременно с образованием разрывных смещений или после него, возможны довольно значительные отклонения траекторий напряжений вблизи поверхностей разрывов (см. рис. 202,а), что, разумеется, может изменять простирание складок. Однако такие изменения, очевидно, не получают регионального распространения и не могут возникать под влиянием разрывов второго порядка. Более реально связь складок, не являющихся обыкновенными приразломными складками, со сдвигами объясняется в интересном решении Тревисана [Sitter, 1964], представленном на рис. 308,а и б. Дополнительное сжатие перпендикулярно к плоскости сдвига и может придавать образующимся

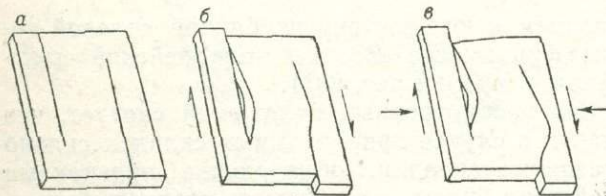


Рис. 308. Сдвиговые перемещения как причина складкообразования под разными углами к направлению перемещения [Trevisan, с дополнениями]:

а — исходное положение, б — складкообразование в условиях простого сдвигового перемещения, в — складкообразование в условиях сдвигового перемещения со сжатием перпендикулярно к плоскости движения

складкам разную ориентировку по отношению к линиям сдвигов (рис. 308,в).

Кроме упомянутых главных сдвигов, складки, связанные с действием пары сил в горизонтальной плоскости, могут по существу сопровождаться всеми разрывными структурами, образующими совокупность сдвиговой тектоники (см. ч. II).

#### 4. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Как известно, вертикальные движения могут быть косвенной причиной складкообразования под влиянием гравитационного скольжения. Здесь, однако, имеется в виду складкообразование, развивающееся в кровле под непосредственным влиянием движений в фундаменте — движений с преобладающей вертикальной составляющей. Типичный механизм такого складкообразования представлен *поперечным изгибом* (англ. bending) горизонтально залегающей кровли под влиянием местной поперечной силы, направленной вверх (воздымание блока в фундаменте; рис. 309,а) или вниз (воздействие силы тяжести над погружающимся блоком в фундаменте; рис. 309,б). Образовавшиеся таким способом складки можно назвать *складками поперечного изгиба* (нем. Querfalten). В глубинных структурных горизонтах в таких процессах, кроме изгиба, может также участвовать течение. К элементам фундамента, перемещения которых обуславливают складкообразование в кровле, чаще всего относятся ограниченные разрывами блоки, но иногда они могут быть представлены воздымающимися магматогенными тела-

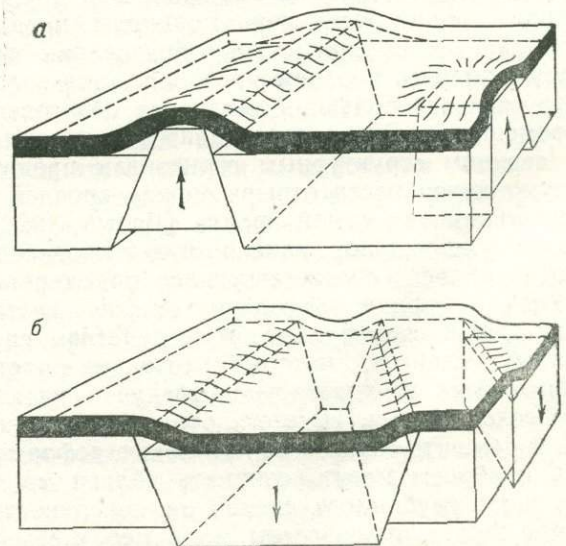


Рис. 309. Антиклинали и синклинали поперечного изгиба, обусловленного воздыманием (а) или погружением (б) блоков в основании

ми, соляными куполами и пластическими глинистыми породами [Агабеков, 1960] — см. рис. 316.

Уменьшение массы в основании (и связанное с ним складкообразование) может быть обусловлено опустошением магматических очагов, карстовыми процессами, стилолитизацией, неравномерным уплотнением пород и даже суффозией. Деформации, вызываемые этими процессами, считаются уже частично псевдотектоническими.

Самым распространенным типом складок, связанных с вертикальными движениями, являются несомненно складки поперечного изгиба, обусловленные действием вертикальной составляющей перемещения блоков в основании. Их можно назвать *надглыбовыми складками*, если они образуются над горстами и грабенами (см. рис. 309), или *надразломными складками*, если возникают над отдельными разломами или зонами разломов.

Возможность образования надглыбовых складок была многократно проверена экспериментальным путем [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975; Самойлова, Никифоров, 1968] и полевыми наблюдениями. Широко известны также надразломные флексуры \*) и сильно асимметричные складки (рис. 310, б). Для объяснения генезиса надразломных складчатых структур с противоположно наклоненными крыльями выдвигались различные гипотезы. Наиболее достоверную гипотезу выдвинул Д. П. Резвой [1954]. Впоследствии она была развита другими советскими исследователями. Согласно этой гипотезе надразломные складки образуются в две фазы: 1) флексурное растаскивание слоев кровли в результате разрывного смещения в фундаменте (рис. 310, а, I); 2) противоположное перемещение крыльев разлома и обусловленное этим возвращение растянутых слоев в исходное положение, что вынуждает их сминаться в складки (рис. 310, а, II). Однако и эта гипотеза имеет несколько слабых сторон: необходимость перемены знака движений в фундаменте, малая вероятность значительного растаскивания (удлинения) слоев в близповерхностных породах кровли, отсутствие признаков утонения в большинстве антиклиналей. Кроме того, рассматриваемая гипотеза еще слабо документирована полевыми наблюдениями, хотя имеются уже примеры, подтвержденные на Памире [Белоусов, Гзовский, 1964] и в Гиссарском хребте

\* Такие флексуры могут достигать значительной ширины, когда перемещения в фундаменте происходят вдоль некоторой зоны разрывов. Иногда они неправильно именуется моноклинальными складками (Woodward et al., 1972).

[Цейслер, 1965]. Подобные решения, касающиеся, однако, более широкой межразломной зоны (грабена), были предложены в отношении антиклинали, образованной на продолжении Михалковицкого надвига на

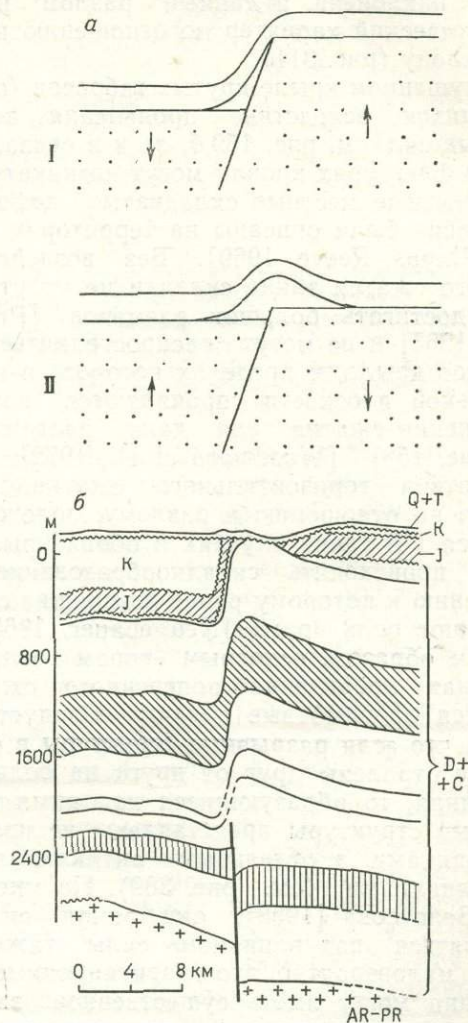


Рис. 310. Образование надразломных складок: а — схема образования надразломной антиклинали (I, II — последовательные стадии формирования), б — разрез через Бахметьевскую антиклиналь в районе Саратова (по В. А. Долицкому и др. [1966], с упрощениями) — пример надразломной антиклинали флексуорообразного типа

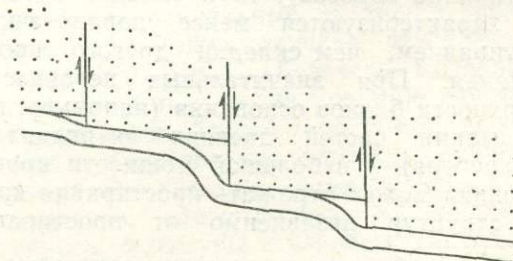


Рис. 311. Образование надразломных складок с двусторонним наклоном крыльев в результате перемещений наклонных блоков фундамента по антитетическим сбросам

территории Чехословакии [Grmela, Foldyna, 1971]. Следует отметить, что трудности в объяснении противоположно наклоненных крыльев в надразломных складках устраняются, если можно принять, что поверхность фундамента наклонена, а данный разлом имеет антитетический характер по отношению к этому наклону (рис. 311).

В опущенном крыле крутых взбросов (образовавшихся вследствие проявления вертикальных сил, см. рис. 159, б, в) и в связанных с ними флексурах кровли могут возникать дополнительные местные складчатые деформации, какие были описаны на территории Англии [Phipps, Reeve, 1969]. Без воздействия бокового сжатия такие складки не могут, однако, достигать больших размеров [Přucha et al., 1965] и не могут распространяться на поднятое крыло, в пределах которого в горизонтальной плоскости проявляются слабые напряжения сжатия или даже растяжения (см. рис. 158) [Woodward et al., 1972]. При воздействии горизонтального сжатия, поперечного по отношению к разлому, положение меняется. В таких случаях в обоих крыльях может происходить складкообразование, по отношению к которому ранее возникшие сбросы играют роль «рам» [Neugebauer, 1966]\*.

Таким образом, основным типом складок в районах проявления поперечного сжатия являются надглыбовые складки. Следует отметить, что если разрывные структуры в фундаменте отдалены друг от друга на большие расстояния, то образующиеся над ними пликативные структуры представлены не полными складками, а отдельными антиклиналями и синклиналями (см. рис. 309). По мнению В. В. Белоусова [1958], они могут сильно осложняться под влиянием силы тяжести, однако маловероятно, что гравитационные деформации могут иметь существенное значение в породах кровли рассматриваемых здесь районов. В связи с тем, что ориентировка надглыбовых складок приспособливается к простиранию разрывов в фундаменте, которое может сильно меняться (особенно простирание сбросов), то и складки данного типа характеризуются менее упорядоченным простиранием, чем складки другого происхождения. При значительных неровностях поверхности блоков основания (например, при воздымании частей древних антиклиналей или хребтов) и небольшой мощности кровли последняя может отражать простирания древних структур независимо от простирания

\* Вполне обоснована также возможность образования складок в кровле над не очень крутыми или пологими разрывными смещениями, в особенности над взбросами.

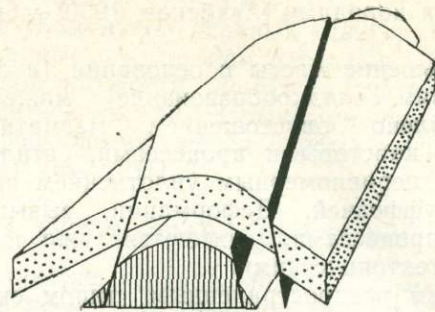


Рис. 312. Схема воспроизведения кровлей ориентировки антиклинали в основании независимо от простирания сбросов

разрывов на глубине и на поверхности (рис. 312). В связи с ограниченным, как правило, простиранием блоков надглыбовые складки часто имеют форму брахискладок. В разрезе они нередко представляют сундучные складки\*\* (рис. 313), причем их крутые крылья часто пересечены сбросами и местами растянуты с образованием флексурных утонений (рис. 314). Направление относительного смещения слоев по упомянутым сбросам может быть обратным, чем в обычных складках поперечного изгиба (рис. 315), что можно определить по противоположной ориентировке мелких складок волочения и трещин кливажа. Кроме того, крылья сундучных складок поперечного изгиба пересечены густой системой продольных трещин, в отличие от сводовых и донных частей, которые часто лишены всяких нарушений. Когда кровля сложена мягкими породами и ее мощность значительна по сравнению с амплитудой разрывного смещения в основании, то могут возникнуть складки другой формы — подобные, концентрические [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975], за исключением форм с остроугольными замками, например зигзагообразных.

Складчатость, обусловленная разрывными смещениями в фундаменте, характерна для платформенных областей. Складчатые деформации в платформенном чехле, иногда довольно интенсивные, вообще трудно объяс-

\*\* Сундучная форма складки еще не доказывает ее образование за счет поперечного изгиба. Такие складки давно известны в Юрских горах (см. рис. 238), а также в складчатых районах, сформированных под влиянием продольного сжатия [Сборщиков, 1972], где образование этих складок обусловлено литологическими причинами. Эксперименты в сильно анизотропной среде показывают, что складки остроугольной формы образуются при более высоких окружающих давлениях [Weiss, 1969] и представляют раннюю стадию эволюции складок продольного изгиба [Paterson, Weiss, 1968].

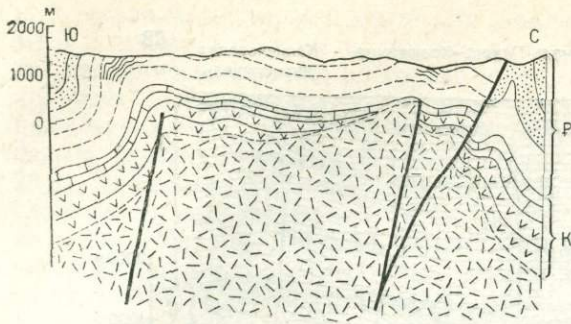


Рис. 313. Горст в кристаллическом фундаменте (докембрий — нижний палеозой), обусловивший образование надглыбовой антиклинали в осадочном чехле. Аджаро-Триалетская зона Малого Кавказа (по И. П. Гамкрелидзе [1976])

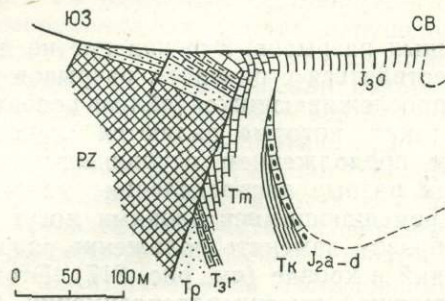


Рис. 314. Разрез через северное крыло Збжанской брахiantиклинали [Stupnicka, 1972] — пример крыла надглыбовой антиклинали.

Флексура в мезозойских слоях показывает значительные сокращения отдельных ярусов и их частичное пересечение взбросом, проникающим из фундамента. Тр — лестрый лесчанник, Т<sub>3г</sub> — рэт, Т<sub>п</sub> — раковинный известняк, Тк — кейпер, J<sub>2a-d</sub> — доггер, J<sub>3o</sub> — оксфорд

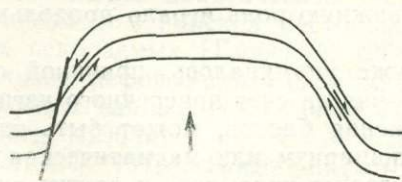


Рис. 315. Возможность проявления обратного, чем обычно, перемещения слоев в антиклинали поперечного изгиба (см. рис. 254.а)

нить другими причинами. Разнообразные складчатые формы, развитые на обширных платформенных территориях СССР, были предметом детальных исследований советских тектонистов [Белоусов, 1958 и др.; Гзовский, 1960 б, 1964; Белоусов, Сорский, 1962; Бронгулеев, 1951, 1967, 1972; Цейслер, 1965; и др.]. Подобные структуры описаны и по другим регионам [Hodgson, 1965; Prucha et al., 1965]. Рассматриваемые складки развиваются обычно в ранее не нарушенных породах самого молодого структурного яруса, а обуславливающие их разломы — в древних складчатых или кристаллических структурных ярусах.

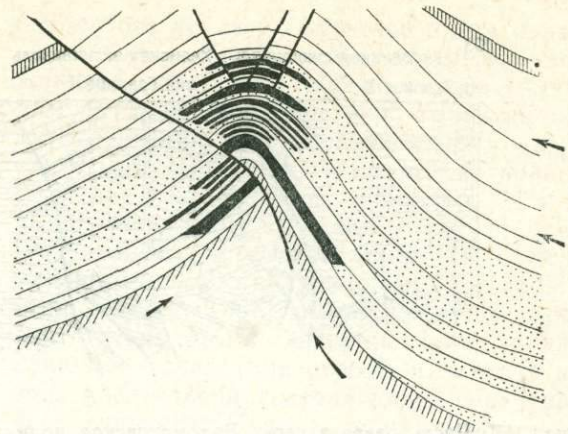


Рис. 316. Нефтеносная антиклиналь в районе Локбатан близ Баку (разрез по М. Г. Агабекову [1960]) — пример складки, образованной в результате выпирания глинистых пород (стрелки), и развитых в ней сбросов. Черное — нефтеносные горизонты, косые штрихи внизу — понтийский ярус, выше — верхние горизонты плиоцена

Перемещения блоков в фундаменте, вероятно, в большинстве случаев совершаются по омоложенным, более древним сбросам и разломам [Вельков, 1972] и могут обусловить формирование вблизи поверхности складчатых структур значительных размеров. По данным В. Я. Дорохова [1960], поверхности рассматриваемых блоков обычно наклонны.

В процессе складкообразования, когда движение блоков превышает некоторую критическую амплитуду или скорость, сбросы фундамента проникают в кровлю, осложняя строение крыльев складок (обычно в форме флексур), опрокидывают слои и даже создают небольшие надвиги (такого же происхождения, как взбросы, представленные на рис. 159.б, в) [Phipps, Reeve, 1969; Woodward et al., 1972]. Сходным развитием, т. е. выполаживанием кверху, характеризуются взбросы в ядрах антиклиналей, образовавшихся под влиянием выпирания пластических масс (рис. 316). Особенно сложные формы возникают над зонами разломов, когда направление перемещения блоков по этим разломам меняется на обратное. Кроме интенсивной трещиноватости, в таких случаях могут появиться узкие горст-антиклинальные и грабен-синклинальные формы, обрамляющие основные надглыбовые структуры [Белоусов, Сорский, 1962].

В итоге проявления упомянутых процессов создается особенное сочетание дизъюнктивных и пликтивных структур, причем рядом могут находиться складки большого и малого радиусов, симметричные и асимметричные, сбросы, флексуры и взбросы. Тектоника такого типа получила название *дизъюнктивно-складчатой* (нем. Bruchfaltentektonik), рис.



Рис. 317. Часть разреза через Радомсковское поднятие [Pozaryski, 1971] — пример складчато-сбросовой тектоники

317. Классические примеры такой тектоники известны в центральной и северной частях ФРГ (исследования школы Г. Штилле и ее последователей), где они сочетаются с проявлениями соляной тектоники, образуют вместе очень сложную структурную обстановку. На территории Польши типичные формы дизъюнктивно-складчатой тектоники наблюдаются в мезозойском обрамлении Свентокшских гор (см. рис. 314) [Stupnicka, 1972; Jaroszewski, 1972; Kutek, Glazek, 1972], а также в платформенном чехле ряда других районов, где иногда сочетаются с соляной тектоникой [Sokolowski, 1972].

Оригинальную концепцию генезиса складок в осадочном чехле платформ представил Н. М. Руховец [1968]. По его мнению, такие складки возникают вследствие наклонов блоков фундамента, обуславливающих местные сокращения осадочного чехла. При таком механизме, обоснованном указанным автором чисто геометрически, требуется, очевидно, чтобы сминающиеся слои обладали высокой пластичностью, способной предотвращать разгрузку напряжений путем появления трещиноватости или межпластовых скольжений. В соответствующих реологических условиях складки могут возникать в результате сокращения фундамента при перемещениях блоков по крутопадающим разрывам. С помощью такого механизма объясняется образование некоторых конседиментационных структур Донбасса [Кабышев, 1968] и пологих антиклиналей в основании глубинных грабен в Мазовии [Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970].

Основные причины перемещений блоков фундамента и дизъюнктивно-складчатой тектоники объяснялись по-разному. Не углубляясь в эту проблему, стоит отметить, что интерпретация этой тектоники в большой степени зависит от угла падения поверхностей

глубинных разрывов. Это падение не должно отождествляться с падением разрывов и флексур, прослеживающихся вблизи поверхности, даже таких, которые являются непосредственным продолжением глубинных разрывов, так как разные распределения напряжений над перемещающимися блоками могут коренным образом изменять положение разрывных смещений в кровле (см. рис. 317). Этот факт был причиной многих недоразумений. Следует также иметь в виду, что рассматриваемые здесь деформации могут представлять суммарный эффект действия ряда факторов, а не только вертикальных движений фундамента. Так, например, в образовании сбросо-флексуроскладчатых структур в мезозойском обрамлении Свентокшских гор, кроме этих движений, важную роль играло продольное сжатие.

Как уже упоминалось, причиной складкообразования за счет поперечного изгиба, кроме движения блоков, может быть также соляной диапиризм или магматическая деятельность. Следует учитывать и другие виды диапиризма (например, мигматитовый диапиризм), а также обусловленные разными причинами изменения масс в основании. Эти виды складчатости имеют много общих черт с надглыбовыми складками, но, с другой стороны, характеризуются рядом индивидуаль-

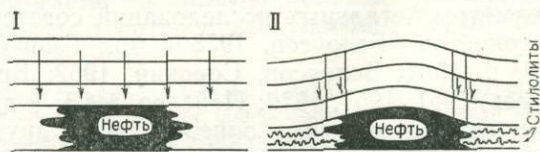


Рис. 318. Возможность образования антиклинали (I и II стадии) в результате неоднородной стилолитизации карбонатных пород под давлением кровли. Стилолитизация развивается на участках не насыщенных нефтью, в которые проникает вода

ных признаков. Характерным для диапиризма и магматизма является то, что они создают давление на кровлю не только вверх, но и в других (в том числе и горизонтальных) направлениях, чем обусловлена грибообразная форма многих соляных куполов (см. рис. 23,а). Интересный пример складчатости, обусловленной неравномерной (из-за частичного насыщения пород нефтью) стилолитизацией, наблюдался в районе нефтяных полей Ирана (рис. 318) [Dunnington, 1967].

Складки поперечного изгиба (не только надглыбовые) сопровождаются разрывами, представляющими продолжение нарушений в фундаменте, и, кроме того, характерными системами сбросов и трещин, обусловленных общим напряженным состоянием в складках. Формирование этих систем нарушений подчиняется в принципе общим закономерностям, рассмотренным в отношении разрывов, образующихся под влиянием вертикальных сил (см. рис. 154), и в отношении отдельного разлома в фундаменте (см. рис. 158). Детальные исследования в этой области с применением моделирования проведены советскими учеными [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1975]. Благодаря этим исследованиям получена детальная характеристика геометрии разрывных структур в складках поперечного изгиба и определены величины касательных напряжений в отдельных точках складок. Эти данные легли в основу гипотезы о распределении и последовательности образования разрывов в складчатых структурах Средней Азии, что имело практическое значение для проводимых там поисков месторождений полезных ископаемых [Гзовский, 1964].

Анализ деформаций в складках поперечного изгиба занимались также Г. Рамберг [Ramberg, 1963в] и В. М. Швердтнер [Schwerdtner, 1970]. Последним был предложен простой геометрический метод анализа, который можно применять, по его мнению, также и в отношении будинажа.

## 5. ОСОБЫЕ ПРИЧИНЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Существует ряд специфических причин складкообразования, более или менее достоверных, которые не укладываются в простые схемы воздействия внешних сил, описанные выше. Рассмотрим некоторые из них.

### ГРАВИТАЦИОННОЕ СКОЛЬЖЕНИЕ

Многие исследователи считают, что воздымание какого-то участка или погружение соседних участков может вызвать скольжение

осадочного чехла и связанное с ним складкообразование. Классическим примером, послужившим для его обоснования, являются Юрские горы. Впоследствии гравитационная интерпретация складчатости была отвергнута, но в настоящее время к ней возвращаются полностью [Pierce, 1966] или частично [Laubscher, 1961]. Однако и сейчас отмечается много противоречащих ей моментов, установленных наблюдениями [Lindström, 1962; Liniger, 1967]. Наиболее существенным недостатком этой интерпретации является слишком малая (для отрыва и смятия) величина касательной составляющей гравитационного давления. Правда, новые реологические исследования позволяют предполагать, что для образования складок требуются весьма незначительные силы, однако они должны действовать в течение сотен тысячелетий [Ержанов, 1972] и можно сомневаться, что за такой длительный период эти структуры смогут устоять перед эрозией. С другой стороны, для образования отрыва, необходимого при таком складкообразовании, нужны особые литологические или гидрогеологические условия (см. главу о крупных надвигах).

Более существенная роль принадлежит гравитации при складкообразовании за счет бокового «расплывания», масс, скученных вследствие сильного сокращения геосинклинали [Bucher, 1956, 1962] или в результате дифференцированных вертикальных перемещений блоков фундамента [Lebedeva, 1969]. Разумеется, эти объяснения относятся только к особым физическим и геотектоническим условиям.

В новой польской литературе сделаны попытки использовать концепции гравитационного скольжения в отношении Татр [Kotanski, 1961] и флишевых Карпат [Kislow, 1969a]. Ряд фактов противоречит, однако, этим гипотезам [Książkiewicz, 1972].

### НАРУШЕНИЯ НЕУСТОЙЧИВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЯЗКОСТИ И ПЛОТНОСТИ

Следствием неустойчивого распределения вязкости пород (слои с меньшей вязкостью, подстилающие слои с большей вязкостью) являются диапировые соляные антиклинали (см. рис. 228). Они играют важную роль в геологическом строении некоторых районов Польской низменности [Sokołowski, 1972; Dadler, 1974]. Возможно и некоторые другие антиклинали диапировой формы имеют подобное происхождение, однако большинство из них связано с выдавливанием пластического материала из ядер антиклиналей горизон-

тальными силами. По мнению Е. И. Паталахи [1971], вязкостная инверсия имеет большое структурообразующее значение. О тектонической роли неоднородно-слоистых геологических сред пишет также Г. В. Тохтуев [1972].

Большое или даже решающее значение в образовании складчатых гор некоторые исследователи придают неустойчивому распределению плотностей (материал с высокой плотностью над менее плотным материалом). Такое распределение в определенных реологических условиях может вызвать самопроизвольное перемещение материала, в результате которого могут образоваться сложные складки и диапировые деформации. Эта проблема детально исследовалась Г. Рамбергом [Ramberg, 1967], проводившим также моделирование с помощью специальной центрифуги. По мнению этого исследователя, явление восстановления устойчивого распределения плотностей и связанное с этим перемещение в горизонтальной плоскости, объясняют строение каледонид Скандинавии. «Плотностная» гипотеза пользуется признанием многих советских исследователей [Белоусов, 1970; Сычева-Михайлова, 1969].

#### ГРАВИТАЦИОННОЕ УПЛОТНЕНИЕ

Пологие складчатые формы могут возникать в результате неравномерного уплотнения пород, подстилающих данный комплекс (см. рис. 318), или в самом комплексе складкообразования (см. рис. 12,б). Неравномерное уплотнение обусловлено той или иной неоднородностью геологического строения в горизонтальной плоскости. Исследования проблемы гравитационного уплотнения были предприняты А. А. Арбатовым и Д. А. Назаровым [1972]. Антиклинали, образовавшиеся в итоге неравномерного уплотнения в миоцене Предкарпатского прогиба, описывались А. Кисловым [Kislow, 1965, 1969в].

#### УВЕЛИЧЕНИЕ ОБЪЕМА ПОРОД

По мнению некоторых авторов, важной причиной напряжений, образующих складки, может быть увеличение объема некоторых пород в результате набухания глинистых минералов [Кириллова, 1962], фазовых превращений [Кириллова, 1963] и по другим причинам. Складки такого типа в небольшом масштабе развиваются в гипсах и в породах коры выветривания [Hills, 1972], но их роль в более широком масштабе не выяснена. Моделированием таких складок занимались А. В. Вихерт и Н. С. Курбатова [1968].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агабеков М. Г. Покровные складки Апшеронской нефтеносной области. — В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Арбатов А. А., Назаров Д. А. Гравитационное уплотнение пород и его структурообразующая роль. — Сов. геология, 1972, № 8.
- Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. — Сов. геология, 1958, № 1.
- Белоусов В. В. К вопросу о природе тектонических деформаций. Послесловие в кн. Рамберг Г.: Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., Мир, 1970.
- Белоусов В. В. Механизм сложных деформаций в земной коре. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнослоистых пород. М., Недра, 1977.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., Недра, 1964.
- Белоусов В. В., Кириллова И. В. Очерки структурной геологии сложнослоистых пород. М., Недра, 1970.
- Белоусов В. В., Кутузова Н. И. Тектонические деформации на южном крыле Сванетского антиклинория (Большой Кавказ). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 3.
- Белоусов В. В., Сорский А. А. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бондаренко П. М., Луцицкий И. В. О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. — Докл. АН СССР, т. 188, № 4, 1969.
- Бондаренко П. М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск, Наука, Сиб. отд., 1976.
- Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ. М., Изд. МОИП, 1951.
- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., Недра, 1967.
- Бронгулеев В. В. Классификация и способы образования складчатых структур платформ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10.
- Буртман В. С. О горизонтальных складках. — Геотектоника, 1968, № 2.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейзе А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.
- Вельков А. М. Генезис локальных платформенных структур на примере Нижнего Поволжья. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Вихерт А. В., Курбатова Н. С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества. — Геотектоника, 1968, № 2.
- Войновский-Кригер К. Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
- Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектоногенеза. Тбилиси, Мецниереба, 1976.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 6.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960а.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. — В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Гзовский М. В. Перспективы тектонофизики. (Международ. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., Наука, 1964.
- Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М., Недра, 1971.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.

Гольбрайх И. Г., Забулаев В. В., Миркин Г. Р. Тектонический анализ мегатрещиноватости — перспективный метод исследования закрытых территорий. — Сов. геология, 1965, № 4.

Гончаров М. А. К вопросу о геометризации складчатой структуры (в связи с изучением складок, обладающих двумя видами симметрии). — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40.

Громин В. И. Малые структурные формы и палеогеологические реконструкции. М., Наука, 1970.

Долицкий А. В. Механизмы образования мелких складок и их генетические типы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4.

Долицкий А. В., Кучерук Я. В., Лопатин И. В. О возвратных движениях по разломам в северной части Доно-Медведицких поднятий. — Докл. АН СССР, т. 169, № 1, 1966.

Дорохов В. Я. К вопросу о генезисе платформенных структур II и III порядков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 1.

Ержанов Ж. С. Механизм возникновения тектонической составляющей горного давления в кристаллических породах. — В кн.: Современные проблемы механики горных пород. Л., Наука, 1972.

Ержанов Ж. С., Егоров А. К. Теория складкообразования в толще горных пород. Алма-Ата, Наука, 1968.

Ержанов Ж. С., Егоров А. К., Гарагаш И. А., Искакбаев А., Коксалов К. Теория складкообразования в земной коре. М., Наука, 1975.

Кабышев Б. П. Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса). — Геотектоника 1968, № 1.

Кириллова И. В. К вопросу об «активности» и «пассивности» пород в процессе складкообразования. — Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Кириллова И. В. Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонических деформаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.

Кириллова И. В. Об условиях образования мелких дисгармонических складок на примере флишевой зоны Большого Кавказа. — Геотектоника, 1968, № 2.

Кропоткин П. Н., Нестеренко Г. Т., Булин Н. К. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., Наука, 1973.

Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7.

Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., Наука, 1965.

Луцицкий И. В., Велицкий И. А., Громин В. И. Деформация слоистых моделей из горных пород. — Докл. АН СССР, т. 144, № 5, 1962.

Луцицкий И. В., Бондаренко П. М. Моделирование полей напряжений в геологических структурах и его значение в теории рудообразования. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., Наука, 1973.

Милеев В. С. Тектонические условия формирования складчатой структуры протерозойского Майтубинского антиклинория (Центральный Казахстан). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 6.

Миркин Г. Р. Структурно-тектонический анализ распределения плотности мегатрещин. — Сов. геология, № 8, 1968.

Михайлова А. В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., Наука, 1971.

Михалев А. К. К вопросу о природе поперечных сбросов в срединных районах Донецкого бассейна. — Геотектоника, 1971, № 2.

Паталаха Е. И. Экспериментальное изучение влияния вязкости слоев на морфологию складок ламинарного течения. — Докл. АН СССР, т. 177, № 6, 1967а.

Паталаха Е. И. Экспериментальное воспроизведение складок ламинарного течения (скальвания). — Докл. АН СССР, т. 173, № 1, 1967б.

Паталаха Е. И. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных). — Геотектоника, 1969, № 2.

Паталаха Е. И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). — Геотектоника, 1971, № 4.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд. МОИП, М., 1949.

Пермяков Е. Н. К вопросу прогнозирования главных параметров трещинных коллекторов. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., № 42, вып. 1. (Дискуссия: там же № 45, вып. 1), 1967.

Петров В. Г. Степень сокращения складчатости. — Сов. геология, 1968, № 3.

Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. — Труды МГРИ, т. 26, 1954.

Руховец Н. М. О причинах горизонтальных напряжений, вызывающих дисгармоничную складчатость в осадочно-чехле платформ (на примере Прибалтики). — Докл. АН СССР, т. 180, № 2, 1968.

Рыбин А. И. Количественная тектоника. — Докл. АН СССР, т. 188, № 1, 1969.

Рязанов Г. В. Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск, Наука, 1973.

Самойлова А. А., Никифоров Л. Г. Экспериментальные исследования влияния формы и движений фундамента на образование локальных платформенных структур. — Сов. геология, 1968, № 11.

Сборщиков И. М. Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Западно-Верхоянского антиклинория. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 2.

Сборщиков И. М. Концентрические складки (морфология и условия образования на примере Верхоянья). — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 47, вып. 2.

Смирнов Б. В. О распределении внутрислойных напряжений при формировании складчатости. — Геотектоника, 1971, № 1.

Сычева-Михайлова А. М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. — Геотектоника, 1969, № 4.

Тохтуев Г. В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев, Наукова думка, 1967.

Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев, Наукова думка, 1972.

Эз В. В. О роли продольного изгиба слоев и послыюного перераспределения материала в образовании полной складчатости. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 33, вып. 4.

Эз В. В. Существуют ли складки скальвания и складки волочения? — Геотектоника, 1969, № 3.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971.

Цейслер В. М. Разновидность глыбовых складок в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 40, вып. 1.

Agostino P. N. Theoretical and experimental investigations on pygmatic structures. Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, N 9, 1971.

Agterberg F. P. The method of statistical structural analysis (as applied to the crystalline basement of the

Dolomites in North Italy). *Geol. en Mijnb.*, v. 43, N 6, 1964.

*Anderson D. E.* Kink bands and major folds, Broken Hill, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 82, N 7, 1971.

*Argand E.* La tectonique de l'Asie. Congr. Géol. Int., Sess. 13, Bruxelles, 1922.

*Ashgirei G. D.* Einige Wesenszüge der Tektonik und Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen. Teil 1: Tiefenbrüche. *Geologie Jg.* 11, H. 2, 1962.

*Badgley P. C.* Structural methods for the exploration geologist. Harper & Brothers, New York, 1959.

*Baer A.* La schistosité et la répartition. Resume des recherches de M. P. Fourmarier. *Geol. Rundschau*, Bd 45, H 2, 1956.

*Bankwitz P.* Elemente der Schifergebirgstektonik. *Ber. Geol. Ges. DDR*, Bd 10, H. 3, 1965.

*Bankwitz P.* Probleme des Faltenbaus, besonders in den Katzhütter Schichten (Präkambrium) im Schwarzburger Sattel (Thüringen). *Geologie Jg.* 16, H. 10, 1967.

*Bartram J. G.* Elk Basin oil and gas field. Typical American oilfields., *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 2, Tulsa, 1929.

*Bayly M. B.* Viscosity and anisotropy estimates from measurements of chevron folds. *Tectonophysics*, v. 9, N 5, 1970.

*Bayly M. B.* Similar folds, buckling, and great — circle patterns. *Journ. Geol.*, v. 79, N 1, 1971.

*Beach A.* Vein arrays, hydraulic fractures and pressure — solution structures in a deformed flysch sequence, S. W. England. *Tectonophysics*, v. 40, N 3/4, 1977.

*Beckman W. A., Whitten E. H. T.* Three — dimensional variability of fold geometry in the Michigan Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, N 8, 1969.

*Behre C. H.* Bedding — plane faults and their economic importance. *Am. Inst. Min. Met. Eng., Techn. Publ.* 767, 1937.

*Billings M. P.* Structural geology. Prentice — Hall, Englewood Cliffs, 1958.

*Billings M. P.* Structural geology. Prentice — Hall, Englewood Cliffs, 1972.

*Biot M. A.* Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 72, N 11, 1961.

*Biot M. A.* Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 75, N 6, 1964.

*Biot M. A.* Theory of viscous buckling and gravity instability of multilayers with large deformation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 76, N 3, 1965.

*Biot M. A., Ode H., Roever W. L.* Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 72, N 11, 1961.

*Birkenmajer K.* Pieniński Pas Skałkowy. Przekroje geol. przez Polskę, z. 10. Wyd. Geol. Warszawa, 1959.

*Birney Mc A. R., Best M. G.* Experimental deformation of viscous layers in oblique stress fields. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 72, N 3, 1961.

*Bishop D. G.* The geometric relationships of structural features associated with major strike — slip faults in New Zealand. *N. Zeal. Journ. Geol. Geoph.*, v. 11, N 2, 1968.

*Blanchet P. H.* Development of fracture analysis as exploration method. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 41, N 8, 1957.

*Bogacz K., Westawik S.* Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych. Wyd. Geol. Warszawa, 1969.

*Brace W. F.* Mohr construction in the analysis of large geologic strain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 72, N 7, 1961.

*Braun G.* Computerdarstellung von Achsenverteilungsanalysen. *Geol. Rundschau*, Bd 61, H. 3, 1972.

*Breddin H.* Tektonisch deformierte Fossilien von der Zeche Mathias Stinnes in der Emscher — Mulde und ihre

Bedeutung für Tektonik und Paläontologie des Ruhrkarbons. *Glückauf*, Bd 94, H. 33/34, 1958.

*Breddin H.* Quantitative Tektonik. 1 Teil: I. Einführung II. Allgemeines über tektonische Verformungen. *Geol. Mitt.*, Bd 7, H. 2, 1967.

*Breddin H.* Quantitative Tektonik. 2 Teil: III. Faltung. *Geol. Mitt.*, Bd 7, H. 4, 1968.

*Brown R. W.* Experiments relating to the results of horizontal faulting. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 12, pt 2, 1928.

*Brühl H.* Boudinage in den Ardennen und in der Nordifel als Ergebnis der inneren Deformation. *Geol. Mitt.*, Bd 8, H. 3, 1969.

*Bucher W. H.* Role of gravity in orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 67, N 10, 1956.

*Bucher W. H.* An experiment on the role of gravity in orogenic folding. *Geol. Rundschau*, Bd 52, H. 2, 1962.

*Bucher W. H.* The deformation of the Earth's crust. Hafner, New York, 1968.

*Burger III H. R., Thompson M. D.* Fracture analysis of the Carmichael Peak anticline, Madison County, Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, N 6, 1970.

*Chai B. H. T.* Structure and tectonic evolution of Taiwan. *Am. Journ. Sci.*, v. 272, N 5, 1972.

*Chamberlin T.* The strain ellipsoid and Appalachian structures. *Journ. Geol.*, v. 36, N 1, 1928.

*Chapple W. M.* A mathematical theory of finite — amplitude rock — folding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, N 1, 1968.

*Chapple W. M.* Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous — plastic layer. *Tectonophysics*, v. 7, N 2, 1969.

*Charlesworth H. A. K.* Some observations on the age of jointing in macroscopically folded rocks. *Geol. Surv. Canada Paper* 68—52, 1969.

*Choukroune P.* Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques («concentriques»). *Tectonophysics*, v. 7, N 1, 1969.

*Cloos E.* Oölite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 58, N 9, 1947.

*Cloos H.* Einführung in die Geologie. Borntraeger, Berlin, 1936.

*Cloos H.* Gang und Gehwerk einer Falte. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd 100, 1950.

*Cobbold P. R., Cosgrove J. W., Summers J. M.* Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, v. 12, N 50, 1971.

*Cruden D. M., Charlesworth H. A. K.* Observations on the numerical determination of axes of cylindrical and conical folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 7, 1972.

*Currie J. B., Patnode H. W., Trump R. P.* Development of folds in sedimentary strata. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 73, N 6, 1962.

*Dadlez R.* Types of local tectonic structures in the Zechstein — Mesozoic complex of North — Western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 274, 1974.

*Dieterich J. H., Carter N. L.* Stress — history of folding. *Am. Journ. Sci.*, v. 267, N 2, 1969.

*Dimitrijević M. D.* Analysis of statistical diagrams of folded surfaces. *Neu. Jahrb. Geol. Pal., Monatsh.*, H. 9, 1969.

*Analysis of statistical diagrams of folded surfaces. II. Scalar descriptors of the fold form. Neu. Jahrb. Geol. Pal., Monatsh.*, H. 7, 1971.

*Dolitsky A. V., Kolchanov V. P.* Dictionary of tectonic terms. Part I (draft). *Int. Geol. Congr. Moscow*, 1959.

*Donath F. A.* Kink banding as a mechanism of faulting in anisotropic rock. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 45, N 1, 1964.

*Donath F. A., Parker R. B.* Folds and folding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 75, N 1, 1964.

- Doughty P. S.* Joint densities and their relation to lithology in the Great Scar Limestone. *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, v. 36, N 27, pt 4, 1968.
- Dumicz M.* Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. *Geol. Sudetica*, v. 1, 1964.
- Dunnington H. V.* Aspects of diagenesis and shape change in stylonitic limestone reservoirs. *Proc. VII World Petrol. Congr.*, v. 2, London—Colchester, 1967.
- Eisbacher G. H.* In — situ Gesteinsspannungen und Mechanismen der Klüftöffnung. *Geol. Rundschau*, Bd 62, H. 1, 1973.
- Ellenberg J.* Beziehungen zwischen Ooid — deformation in den ordowizischen Eisenerzen und der Tektonik an der SE — Flanke des Schwarzbürger Sattels (Thüringen). *Geologie Jg.* 13, H. 2, 1964.
- Elliot D.* The quantitative mapping of directional minor structures. *Journ. Geol.*, v. 73, N 6, 1965.
- Elliot D.* Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. *Journ. Geol.*, v. 76, N 2, 1968.
- Faill R. T.* Kink band structures in the Valley and Ridge Province, Central Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, N 12, 1969.
- Fleuty M. J.* Tectonic slides. *Geol. Mag.*, v. 101, N 5, 1964a.
- Fleuty M. J.* The description of folds. *Geol. Assoc. London Proc.*, v. 75, pt 4, 1964b.
- Flinn D.* On folding during three — dimensional progressive deformation. *Quart. Journ. Geol. Soc. Lond.*, v. 118, pt 4, 1962.
- Förster H., Leonhardt J.* Mathematische Simulation pygmatischer Strukturen. *Geol. Rundschau*, Bd 61, H. 3, 1972.
- Fourmarier P.* Remarques à propos de petits plis en chevron et de leur signification en tectogenèse. *An. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, N 1—4, 1966.
- Furtak H., Richter D.* Relations between fold form and tectonic shortening in flexure folds. *Geol. Mitt.*, Bd 7, H. 2, 1967.
- Garfunkel Z.* Problems of wrench faults. *Tectonophysics*, v. 3, N 5, 1966.
- Gay N. C.* Virgin rock stresses at Doornfontein Gold Mine, Carletonville, South Africa. *Journ. Geol.*, v. 80, N 1, 1972.
- Ghosh S. K.* Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. *Tectonophysics*, v. 3, N 3, 1966.
- Ghosh S. K.* Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, v. 6, N 3, 1968.
- Gill W. D.* Construction of geological sections of folds with steep — limb attenuation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 37, 1953.
- Grmela A., Foldyna J.* Michalkovická porucha v ostravsko — karvinském revíru. *Cas. Min. Geol. r.* 16, č. 4, 1971.
- Grochocka K.* Analiza drobnych struktur w przelomie Niedzickim. *Acta Geol. Pol.*, v. 18, N 1, 1968.
- Grochocka-Piotrowska K., Kibitlewski S.* Remarks on the tectonics of the Pieniny Klippen Belt near Czorsztyn. *Bull. Ac. Pol. Sc.*, v. 21, N 3—4, 1974.
- Grocholski W.* Drobne struktury masywu górskiego Wielkiej Sowy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 34, z. 4, 1964.
- Hageskov B.* Shear-fold-like structures developed by progressive deformation of initial buckle folds. *Norsk Geol. Tidsskr.*, v. 52, N 2, 1972.
- Hancock P. L.* Jointing in the Jurassic limestones of the Cotswold Hills. *Proc. Geol. Assoc.*, v. 80, pt 2, 1969.
- Hansen E.* Kinematic Significance of the asymmetry of slip folds. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 49, N 1, 1968.
- Hansen E.* Strain facies. Springer — Verlag, Berlin, 1971.
- Hara I., Paulitsch P.* Strain distribution in conjugate kink — bands. *Neu. Jahrb. Geol. Pal. Abh.*, Bd 139, H. 3, 1971.
- Harbaugh J. W., Bonham-Carter G.* Computer simulation in Geology. Wiley-Interscience, New York, 1970.
- Harris J. F., Taylor G. L., Walper J. L.* Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 44, N 12, 1960.
- Hills E. S.* Elements of structural geology. Chapman and Hall, London, 1972.
- Hobbs B. E.* The analysis of strain in folded layers. *Tectonophysics*, v. 11, N 5, 1970.
- Hodgson R. A.* Genetic and geometric relations between structures in basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado Plateau and Wyoming. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 49, N 7, 1965.
- Hoepfner R.* Faltung und Klüftung im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges. *Geol. Rundschau*, Bd 41, Sonderband, 1953.
- Hoepfner R.* Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rundschau*, Bd 45, H. 2, 1956.
- Hoepfner R.* Stellung des Experiments im Rahmen tektonischer Forschung. *Geol. Rundschau*, Bd 61, H. 3, 1972.
- Howard K. A.* Flow direction in triclinic folded rocks. *Am. Journ. Sci.*, v. 266 N 9, 1968.
- Hubbert M. K.* The direction of the stresses producing given geologic strains. *Journ. Geol.*, v. 36, N 1, 1928.
- Hudleston P. J.* Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, v. 16, N 1/2, 1973.
- Hudleston P. J., Stephansson O.* Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. *Tectonophysics*, v. 17, N 4, 1973.
- Huntington J. F.* Methods and applications of fracture trace analysis in the quantification of structural geology. *Geol. Mag.*, v. 106, N 5, 1969.
- Jacobshagen V.* Zur Deutung der Falten — Abschiebungen (Unterforschiebungen). *Neue Jahrb. Geol. Pal., Monatsh.*, H. 9, 1967.
- Jaroszewski W.* Przyczynek do polskiej terminologii tektonicznej. *Prz. Geol.*, N 2, 1963.
- Jaroszewski W.* Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świetokrzyskich. *Studia Geol. Pol.*, v. 38, 1972.
- Johnson A. M.* Development of folds within Carmel Formation, Arches National Monument, Utah. *Tectonophysics*, v. 8, N 1, 1969.
- Johnson A. M.* Physical processes in geology. Freeman and Cooper, San Francisco, 1970.
- Johnson A. M., Ellen S. D.* A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers. I. Introduction. *Tectonophysics*, v. 21, N 4, 1974.
- Johnson M. R. W.* A re-interpretation of the mechanics of the Ben Sgriol fold, Loch Houran & northwest Scotland): a discussion. *Tectonophysics*, v. 5, N 1, 1967.
- Jones T. A.* Multiple regression with correlated independent variables. *Journ. Int. Assoc. Mathem. Geol.*, v. 4, N 3, 1972.
- Kelley V. C., Clinton N. J.* Fracture systems and tectonic elements of the Colorado Plateau. *Univ. New. Mex. Publ. Geol.*, N 6, 1960.
- Kienow S.* Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. *Fortschr. Geol. Pal.*, Bd 14, H. 46, 1942.
- Kienow S.* Über Gleitfaltung und Gleitschieferung. *Geol. Rundschau*, Bd 41, Sonderband, 1953.
- Kieslinger A.* Residual stress and relaxation in rocks. *Int. Geol. Congr. Copenhagen sec. 18*, pt 28, 1960.
- Kirkland D. W., Anderson R. Y.* Microfolding in the Castile and Todillo evaporites, Texas and New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, N 11, 1970.
- Kistow A.* Zjawisko kompaktacji warstw oraz zasięg pionowej dyslokacji w utworach trzeciorzędu środkowego Przedgórze Karpat. *Nafta*, N 5, r. 21, 1965.

- Kislow A.* Głębokie strefy tektoniczne w skorupie ziemskiej i ich związek z genezą Karpat. *Nafta*, N 7, r. 25, 1969a.
- Kislow A.* Regionalna tektonika transwersalna w zagadnieniu powstawania koncentracji węglowodorów na Przedgórzu Karpat. *Nafta*, N 1, r. 23, 1969b.
- Kölbel H.* Über Verformung von Klüften bei der Schichtenfaltung am Beispiel des Salzgitter Sattels. *Geol. Rundschau*, Bd 31, H. 3/4, 1940.
- Kotański Z.* Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, v. 12, N 2—3, 1961.
- Koziar J.* Kompas geologiczny. Technika i analiza pomiarów. Uniw. Wrocław (skrypt). Wrocław, 1972.
- Książkiewicz M.* Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 38, z. 2—3, 1968.
- Książkiewicz M.* *Geologia Dynamiczna*. Wyd. Geol. Warszawa, 1972a.
- Książkiewicz M.* Karpaty. Budowa geologiczna Polski, t. 4; Tektonika, cz. 3. Inst. Geol., Warszawa, 1972b.
- Kuenen P. H.* Origin of ptygmatic features. *Tectonophysics*, v. 6, N 2, 1968.
- Kutek J., Głazek J.* The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, v. 22, N 4, 1972.
- Lam P.* Computer method for plotting beta diagrams. *Am. Journ. Sci.*, v. 267, N 9, 1969.
- Langer M.* Rheologische und modell—mechanische Grundlagen für tektonische Experimente. *Geol. Rundschau*, Bd 61, H. 3, 1972.
- Langheinrich G.* Vergleichende Untersuchungen über das Verhältnis der Schieferung zur Faltung unter Berücksichtigung des Stockwerkproblems. *Neu. Jahrb. Geol. Pal. Abh.*, Bd 120, H. 1, 1964.
- Laubscher H. P.* Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 54, N 1, 1961.
- Laubscher H. P.* Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 55, N 1, 1962.
- Laubscher H. P.* Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 58, N 1, 1965.
- Laubscher H. P.* Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. Journ. Sci.*, v. 272, N 4, 1972.
- Lebedeva N. B.* A model of a folded zone. *Tectonophysics*, v. 7, N 4, 1969.
- Lindström M.* A structural study of the southern end of the French Jura. *Geol. Mag.*, v. 99, N 3, 1962.
- Liniger H.* Pliozän und Tektonik des Juragebirges. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 60, N 2, 1967.
- Liszkowski J., Stochlak J.* (red.). Szczelinowatość masywów skalnych. Wyd. Geol., Warszawa, 1976.
- Lowell J. D.* Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 10, 1972.
- Lutzens H.* Stratigraphie, Faciesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. *Geologie Jg. 21*, Beiheft 74, 1972.
- Mastella L.* Interdependence of joint density and thickness of layers in the Podhale flysch. *Bull. Ac. Pol. Sc.*, v. 20, N 3, 1972.
- Maška M.* K tektonické analýze krystalinika. *Česk. Akad. Věd, Praha*, 1954.
- Matthews P. E., Bond R. A. B., Van den Berg J. J.* Analysis and structural implications of a cinematic model of similar folding. *Tectonophysics*, v. 12, N 2, 1971.
- Mead W. J.* Notes on the mechanics of geologic structures. *Journ. Geol.*, v. 28, N 6, 1920.
- Merriam D. F.* (ed.). Computer applications in earth sciences. Plenum Press, New York, 1969.
- Metz K.* Lehrbuch der tektonischen Geologie. Ferdinand Enke, Stuttgart, 1967.
- Middlemiss F. A.* Analysis of structure in a region of gentle en echelon folding. *Neue Jahrb. Geol. Pal.*, Bd 129, H. 2, 1967.
- Milici R. C.* The Allegheny structural front in Tennessee and its regional tectonic implications. *Am. Journ. Sci.*, v. 268, N 2, 1970.
- Milnes A. G.* A model for analyzing the strain history of folded competent layers in deeper parts of orogenic belts. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 64, N 2, 1971.
- Moody J. D., Hill M. J.* Erench—fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 67, N 9, 1956.
- Motyl-Rakowska J., Schoeneich K.* Budowa geologiczna południowo—zachodniego skłonu antekliny mazurskiej. *Acta Geol. Pol.*, v. 20, N 4, 1970.
- Murray F. N.* Jointing in sedimentary rocks along the Grand Hogback Monocline, Colorado. *Journ. Geol.*, v. 75, N 3, 1967.
- Nagel J.* Zur Tektonik geschieferter Faltengebirge. *Geol. Jahrb.*, Bd 89, 1971.
- Neugebauer J.* Blattverschiebungen und Faltungen an alten Störungen in östlichen Saarkarbon. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd 117, T. 1, 1966.
- Oberc J.* Interpretacja mapy geologicznej z elementami tektoniki geometrycznej. Uniw. Wrocławski (skrypt), Wrocław, 1972.
- Paterson M. S., Weiss L. E.* Folding and boudinage of quartz-rich layers in experimentally deformed phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, N 7, 1968.
- Paulitsch P.* (ed.). Experimental and natural rock deformation. Springer—Verlag, Berlin, 1970.
- Pavoni N.* Faltung durch Horizontalverschiebung. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 54, N 2, 1961.
- Pfannenstiel M.* Faltung unter Gesteinsverlust, dargestellt an Beispielen aus dem Kettenjura. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd 110, T. 1, 1958.
- Phipps C. B., Reeve F. A. E.* Structural geology of the Malvern, Abberley and Ledbury hills. *Quart. Journ. Geol. Soc. Lond.*, N 497, v. 125, pt 1, 1969.
- Pierce W. G.* Jura tectonics as a Décollement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 77, N 11, 1966.
- Plessmann W.* Lösung, Verformung, Transport und Gefüge. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd 115, T. 2—3, 1966.
- Požaryski W.* Nowa tektonika globu ziemskiego. Cz. I—Fakty i ogólne podstawy; cz. II—Górotwórczość. *Prz. Geol.* N 8—9 i 10, 1971a.
- Požaryski W.* Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1, 1971b.
- Price N. J.* Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, v. 96, N 2, 1959.
- Price N. J.* Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press, Oxford, 1966.
- Price N. J.* The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments. *Tectonophysics*, v. 4, N 2, 1967.
- Price N. J., Hancock P. L.* Development of fracture cleavage and kindred structures. 24-th Int. Geol. Congr., sect. 3, 1972.
- Prucha J. J., Graham J. A., Nickelsen R. P.* Basement-controlled deformation in Wyoming Province of Rocky Mountains foreland. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 49, N 7, 1965.
- Radolińska M.* Górnoślaskie Zagłębie Węglowe. Przekroje geol. przez Polskę, z. 6. Wyd. Geol. Warszawa, 1959.
- Ragan D. M.* Structural geology. An introduction to geometrical techniques. John Wiley, New York, 1973.
- Ramberg H.* Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *Journ. Geol.*, v. 63, N 6, 1955.
- Ramberg H.* Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundschau*, Bd 51, H. 2, 1961.
- Ramberg H.* Evolution of drag folds. *Geol. Mag.*, v. 100, N 2, 1963a.
- Ramberg H.* Strain distribution and geometry of folds. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, v. 42, N 4, 1963b.

- Ramberg H.* Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. *Tectonophysics*, v. 1, N 4, 1964.
- Ramberg H.* Gravity, deformation, and the Earth's crust as studied by centrifuged models. Academic Press, London — New York, 1967.
- Ramberg H., Ghosh S. K.* Deformation structures in the Hovin Group schists in the Hommelvik-Hell region (Norway). *Tectonophysics*, v. 6, N 4, 1968.
- Ramsay J. G.* The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. *Journ. Geol.*, v. 70, N 3, 1962.
- Ramsay J. G.* Folding and facturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 1967.
- Rickard M. J.* A classification diagram for fold orientations. *Geol. Mag.*, v. 108, N 1, 1971.
- Roberts J. L.* The formation of similar folds by inhomogeneous plastic strain, with reference to the fourth phase of deformation affecting the Dalradian rocks in the south-west Highlands of Scotland. *Journ. Geol.*, v. 74, N 6, 1966.
- Samsonowicz J. W.* *Zarys geologii Polski*. Wyd. Geol., Warszawa, 1965.
- Sanderson D. J.* The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, v. 16, N 1/2, 1968.
- Sax H. G.* De tektoniek van het Carboon in het Zuid Limburgsch Mijng gebied. *Geol. Sticht. Med.*, ser. C I-1, N 3, 1946.
- Schmidt W.* *Tektonik und Verformungslehre*. Borntraeger, Berlin, 1932.
- Schuenemeyer J. H., Koch G. S., Link R. F.* Computer program to analyze directional data, based on the methods of Fisher and Watson. *Journ. Int. Assoc. Mathem. Geol.*, v. 4, N 3, 1972.
- Schwardtner W. M.* Distribution of longitudinal finite strain in lenticular boudins and bending folds. *Tectonophysics*, v. 9, N 6, 1970.
- Schwardtner W. M.* A scale problem in laeo — strain analysis. *Tectonophysics*, v. 16, N 1/2, 1973.
- Sen R. von, Mukherjee A. D.* Untercushung der Struktur der Deformationen — Verteilung bei isoklinaler Faltung mittels spannungsoptischer Methoden. *Geologie Jg.* 21, H. 8, 1972.
- Sherwin J., Chapple W. M.* Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. *Am. Journ. Sci.*, v. 266, N 3, 1968.
- Sikander A. H.* Joint patterns in lower Paleozoic rocks of western Gaspé, Quebec. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, N 11, 1969.
- Sitter de L. U.* Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnb.*, N 8, 1958.
- Sitter de L. U.* *Structural geology*. McGraw-Hill, New York, 1964.
- Smith J. G.* Fundamental transcurrent faulting in Northern Rocky Mountains. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 49, N 9, 1965.
- Smoluchowski M.* O pewnym zagadnieniu z teorii sprężystości i o jego związku z wytworzeniem się gór fałdowych. *Rozpr. Wydz. Mat. — Przyr.* PAU w Krakowie, t. 49, s. A, 1909 (Przedruk: *Pisma Mariana Smoluchowskiego* t. 2, Kraków, 1927).
- Smythe D. K.* Viscous theory of angular folding by flexural flow. *Tectonophysics*, v. 12, N 5, 1971.
- Sokolowski J.* Rola tektoniki salinarniej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo-kenozoicznej. *Biul. Inst. Geol.*, 252, 1972.
- Stabler C. L.* Simplified Fourier analysis of fold shapes. *Tectonophysics*, v. 6, N 4, 1968.
- Stewart J. H., Albers J. P., Poole F. G.* Summary of regional evidence for right-lateral displacement in the Western Great Basin, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, N 10, 1968.
- Stojanov S., Tzankov Tz. V.* Experimentelle Untersuchungen am Beispiel der Ptičevo-Blattverschiebung. *Izv. Geol. Inst. Bŭlg. Akad. Nauk. Ser. tect., strat. i lit.*, kn. 17, 1968.
- Stupnicka E.* Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, t. 14, 1972.
- Szulczewski M.* Famennian — Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dálnia in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, v. 23, N 1, 1973.
- Swidziński H.* Budowa geologiczna zachodniej części fałdu potockiego (tzw. «łuski gazowej»). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 20, 1939.
- Swidziński H.* Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna Geologia Polski*, t. 1 — Karpaty, z. 2 — tektonika. *Pol. Tow. Geol.*, Kraków, 1953.
- Tchalenko J. S.* The evolution of kink — bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, v. 6, N 2, 1968.
- Teisseyre H.* Deformacje warstw w odsłonkach i w intersekcji. *Regionalna geologia Polski*, t. 3, z. 1. PWN, Kraków, 1957a.
- Teisseyre H. W.* Przewodnik do 30 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław, 1957b.
- Teisseyre H.* Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. *Freib. Forschungsh.* C 57, 1959.
- Teisseyre H.* Zagadnienie analizy strukturalnej w Sude-tach, jej cele i metodyka. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1, 1968.
- Tokarski A.* «Ramowa» tektonika fałdów jasielskich. *Mat. do fizj. kraju*, PAU, N 7, 1947.
- Totwiński K.* Karpaty Pokuckie. *Acta Geol. Pol.*, v. 1, N 3, 1950.
- Trusheim F.* Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd 109, T. 1, 1957.
- Turner F. J., Weiss L. E.* *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill, New York, 1963.
- Varnes D. J., Lee E. T.* Hypothesis of mobilization of residual stress in rock. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 9, 1972.
- Wagner G. H.* Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes. *Geol. Rundschau*, Bd 56, H. 3, 1967.
- Watson G.* The statistics of orientation. *Journ. Geol.*, v. 74, N 5, pt 2, 1966.
- Wegmann E.* Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, v. 40, 1961.
- Weiss L. E.* Flexural-slip folding of foliated model materials. *Geol. Surv. Canada. Paper* 68—52, 1969.
- Wdowiarsz S.* Karpaty (Beskidy). *Przekroje geologiczne przez Polskę*, z. 8. Wyd. Geol., Warszawa, 1959.
- Wdowiarsz S.* Badania złóż ropy naftowej i gazu. *Pr. Inst. Geol.* 30, cz. 1, 1960.
- Whitten C. A.* Crustal movement in California and Nevada. *Am. Geoph. Union Trans.*, v. 37, N 4, 1956.
- Whitten E. H. T.* Sequential multivariate regression methods and scalars in the study of fold-geometry variability. *Journ. Geol.*, v. 74, N 5, pt 2, 1966.
- Whitten E. H. T.* *Structural geology of folded rocks*. Rand McNally, Chicago, 1969.
- Whitten E. H. T., Beckman W. A.* Fold geometry within part of Michigan basin, Michigan. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 53, N 5, 1969.
- Wiatr I., Stenzel P.* Metodyka zastosowań matematycznego modelu liniowego do analizy map geologicznych. *Prz. Geol.* N 8—9, 1973.
- Williams E.* The deformation of confined, incompetent layers in foling. *Geol. Mag.*, v. 98, N 4, 1961.
- Williams E.* An analysis of the deformation in a fold in North-east Tasmania. *Geol. Mag.*, v. 103, N 2, 1966.
- Williams E.* Joint patterns at Dalrymple Hill, North-east Tasmania. *Geol. Mag.*, v. 104, N 3, 1967.

*Williams E.* The repeated development of identical joint patterns. *Geol. Mag.*, v. 106, N 4, 1969.

*Williams E.* Kink-bands developed during the folding of sandstone layers at Stony Head, north Tasmania. *Tectonophysics*, v. 10, N 4, 1970.

*Williams P. F.* A criticism of the use of style in the study of deformed rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, N 11, 1970.

*Willis B. and R.* *Geologic structures*. McGraw-Hill, New York, 1934.

*Wilson G.* The tectonics of the Tintagel area, North Cornwall. *Quart. Journ. Geol. Soc. Lond.*, v. 106, pt 4, 1951.

*Wilson G.* The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, v. 84, N 9—10, 1961.

*Wilson G.* The geometry of cylindrical and conical folds. *Proc. Geol. Assoc.*, v. 78, pt 1, 1967.

*Wojciechowska I.* Preliminary results of investigations on so-called «quartzites» in the neighbourhood of Romanowo (Stronie complex), NW part of Krowiarki (east Sudetes). *Bull. Ac. Pol. Sc.*, v. 20, N 4, 1973.

*Woodward L. A., Kaufman W. H., Anderson J. B.* Nacimiento fault and related structures, northern New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, N 8, 1972.

*Wunderlich H. G.* Faltenstereometrie und Gesteinsverformung. *Geol. Rundschau*, Bd 52, H. 1, 1962.

*Wynne-Edwards H. R.* Flow folding. *Am. Journ. Sci.*, v. 261, N 9, 1963.

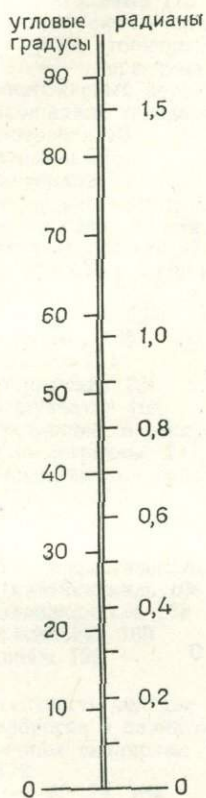
*Znosko J.* W sprawie nowego nazewnictwa jednostek tektonicznych Gór Świetokrzyskich. *Prz. Geol.*, N 9, 1962.

*Zelaźniewicz A.* Kink band structures in the Orlica Mts, Middle Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, v. 23, N 2, 1973.

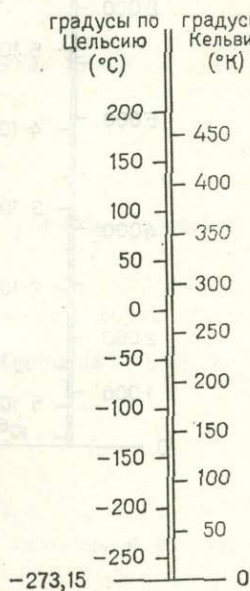
# ПРИЛОЖЕНИЕ

Номограммы для перевода единиц, использованных в настоящей работе (левая сторона) в единицы СИ (правая сторона)

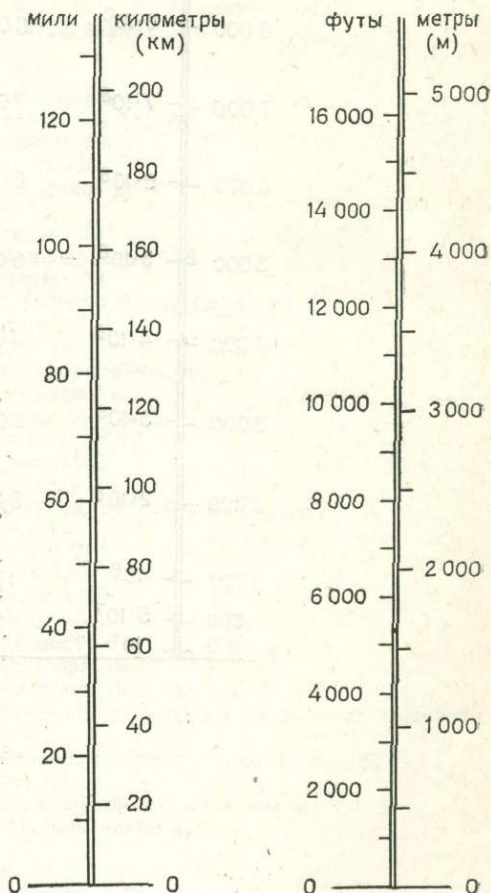
Единицы измерения углов



Единицы температуры

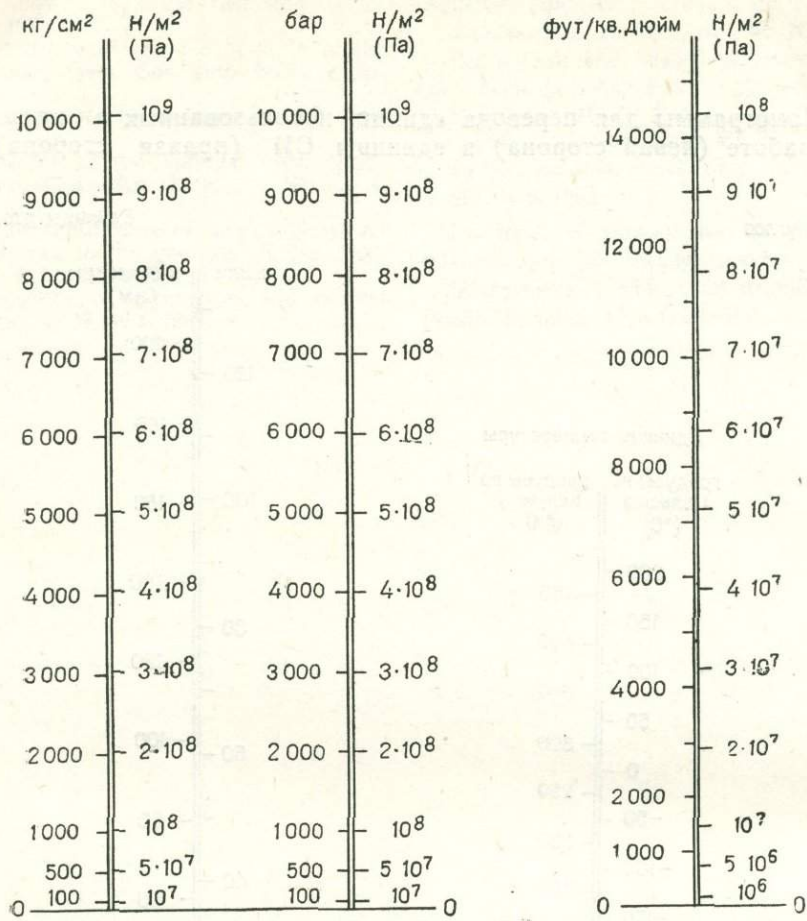


Единицы длины



# ЕДИНИЦЫ ДАВЛЕНИЯ И НАПРЯЖЕНИЯ

## Единицы давления и напряжения



# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авлакоген 96  
Амплитуда взброса 105  
— сброса 75, 98  
— сдвига 120  
— складки 160  
Анализ гармоничный (анализ Фурье) 172  
— — визуальный 173  
— механический разрывных смещений 86  
— — — — вторичных 91  
— — — — первичных 86  
— многомерный корреляционный 172  
— площадной трендовый 172  
Анизотропия 16  
— плоская 53  
— прочности 24  
— — на растяжение 54  
— — на сдвиг 53—54  
— упругих свойств 27  
Анизотропность механическая 15—16  
Антиклиналь 157  
— диапировая 229  
— линейная 168  
— ложная 164  
— уплотнения 230  
— чешуйчатая 164  
Антиклинории и синклинории (образование) 214  
— асимметричные 217  
— симметричные рис. 293  
Антиформа 157  
Аппроксимация (аналитическая) формы складок 173
- Баланс энергетический деформации** 10, 62  
Брахантиклиналь 168  
Брахисинклиналь 168  
Брахискладка 168  
Будинаж 198
- Вергентность складок 165, 218  
— взбросов и надвигов 133  
Величины скалярные (в описании и анализе складок) 172  
Взброс 69, 74, 104  
— обратный 116  
Взбросо-надвиг 123  
Взбросо-сдвиг 69  
Виды нагрузок 11  
Вода поровая 34  
«Волочение» 194, 219  
— «обратное» 199  
Восстановление упругое (последствие упругое) 23, рис. 53  
Впадина 131  
Время релаксации 47  
Высота складки 161  
— крыльев складки 161  
Вязкость 40  
— динамическая 40  
— эквивалентная (кажущаяся) 40
- Гармоничное разложение см. анализ гармоничный  
Гистерезис упругий 23  
Главные направления деформации 92  
Горст 131  
— ограниченный сбросами 133  
— ограниченный сбросами 131, 132  
— половинный 131  
Грабен 131  
— ограниченный сбросами 133  
— половинный 131  
— сжатия 116, 133  
Градиент давления (напряжения) 108  
Гребень (антиклинали) 60
- Давление 9  
— гидростатическое 35  
— литостатическое 34—35  
— окружающее 29  
— поровое 34—35  
— — аномальное 127  
— среднее 31  
— эффективное 34  
Дайки кольцеобразные 138  
— радиальные 138  
Движение (тектонических структур) 10  
— прерывистое 129  
Деформация 10  
— видовая (формоизменение) 10  
— вращательная 13  
— мгновенная рис. 53  
— невращательная 13  
— необратимая 22  
— неоднородная 21  
— обратимая см. деформация упругая  
— объемная 10  
— однородная 21  
— остаточная 22  
— пластическая 22  
— упругая 22  
Деформируемость 24  
Диаграмма Мора 19  
Диаграммы статистические 172  
Дизъюнктив — см. поверхность разрывного смещения  
Дилатация 61  
Дислокационная теория сплошной среды 62  
Дислокация 66  
Длина (антиклинали или синклинали) 162  
Дно (киль) синклинали 160
- Жесткость 24  
Жидкости поровые 33  
Жидкость Ньютона 38, 46.  
Жилы седловидные 180
- Закон Гука 25  
— — обобщенный 27  
Замок (антиклинали или синклинали) см. шарнир  
Запаздывание упругое 46  
Затухание разрывов 83  
Зияние разрывов 73  
Зона разрыва 66  
— флексурно-сбросовая 150
- Изгиб 32, 210  
— корневой (синклинальный) 164  
— многослойных толщ 214  
— поперечный (при складкообразовании) 224  
— продольный 210



- по простиранию 151
- суммарное (общее) 73, 75
- «Перестраивание» (замена) напряжений 138
- Периклиналь 161
- Плакантиклиналь 167
- Плакосинклиналь 167
- Пластичность 24
- Плоскости главные 16
  - максимального сдвига 19
- Поверхности максимального сдвига рис. 17
  - сместителя 68
  - сопряженные 51
- Поверхность донная (синклинали) 160
  - нейтральная 14
  - осевая (антиклинали или синклинали) 159
  - разрушения 49
  - разрывного смещения 66
  - сводовая (антиклинали) 160
- Погружение оси (антиклинали или синклинали) 160
- Податливость 24
- Поддвиг 131
- Поднятие (оси складки) 159
- «Подушка рифтовая» 135
- Поле напряжений 11—12
  - — гравитационное 93
  - — повернутое (скрученное) 81, 94
- Ползучесть 38
- Поляризационно-оптический метод 14
- Предел пластичности 22
  - пропорциональности 22
  - текучести 22
  - упругости 22
- Принцип Рикке 36
- «Проблема пространства» при образовании разрывных смещений 187
  - — при образовании взбросов и надвигов 106
  - — при образовании сбросов 98
  - — при образовании сдвигов 120—122
  - — ступенчатых сбросов 99
- Прогиб (оси складки) 159
- Проекция осевая 161
- Простирание оси (антиклинали или синклинали) 160
- Прочность 24
  - горных пород 24
  - длительная 42
  - конечная 22
  - на растяжение 25
  - на сдвиг 25
  - на сжатие 25
  - предельная 22
- Радиус складки 160
- Раздвиг 68
- Разлом глубинный 100, 149
  - планетарный 149
- Размах 73
  - разрывного смещения 74
  - слоя 74
- Разность напряжений 19
- Разобочение (в разрывном смещении) 73
  - вертикальное 74
  - картографическое 75
  - нормальное 74
  - по падению 74
  - по простиранию 74
  - стратиграфическое 74
- Разрушение 11, 48
  - гидравлическое 61
  - «податливое» 61
  - в результате ползучести 42, 43
  - в результате растяжения 49, 51
  - в результате сдвига 51
  - хрупкое 49
- Разрыв 66 (см. также смещение разрывное)
  - антитетический 70
  - вертикальный 68
  - вращательный 70
  - гомотетический 70
  - горизонтальный 68
  - концентрический 138
  - крутопадающий 68
  - наклонный 68
  - омоложенный 81
  - осевой 70
  - отклоненный 145
  - периферический 137
  - пологопадающий 68
  - радиальный 138
  - синседиментационный 84
  - с разобочением 74
  - — вертикальным 74
  - — взбросовым 74
  - — сбросовым 74
  - трансляционный 70
  - шарнирный 70
- Разрывообразование 66
- Расслабление 50
- Растворение под давлением 36
- Растяжение 13
- Реконструкция складок 174
  - — дисгармонических 177
  - — концентрических 174
  - — — методом Баска 174
  - — — методом Мертве 174
  - — — методом обыкновенных дуг 174
  - — — подобных 176
- Релаксация напряжений 47
- Реология 38
- Рифт 131
- Ряд кулисообразный см. сбросы кулисообразные
- Сброс 68
  - вертикальный 69
  - нормальный 68
- Сбросо-сдвиг 69
- Сбросы 68
  - глубинные 100
  - кулисообразные 137
  - обратные 99
  - ступенчатые 136
- Свойства пород пластические 29
  - — упругие 25
- Сдвиг 69
  - левый 69
  - правый 69
- Сдвиг (процесс) 13
  - простой 13
  - чистый 13, 86
- Сдвиги 117
  - второго порядка 142, 145
  - глубинные 122
  - кулисообразные 142-144
  - первичные 141
  - перистые 146
  - сопряженные 88
  - унаследованные 142
- Сдвижение (разрывного смещения) 75
- Седло см. антиклиналь
- Сжатие 18
  - двухосное 18
  - одноосное 12
  - трехосное 13
  - при складкообразовании 210
  - — — горизонтальное 210
  - — — одностороннее («активное») 107
  - — — продольное 210
  - — — простое 210
  - — — эксцентрическое 211, 218, 223, рис. 304в

- Сила 9
- Симметрия напряженного поля (относительно поверхности Земли 94)
  - моноклиная 94, 107
  - ромбическая 94, 95
  - триклиная 94
- Симметрия общая складки или складчатой формы 168
  - моноклиная 168
  - ромбическая 168
  - триклиная 168
- Синклиналь 157
  - линейная 168
  - ложная 164
- Синформа 157
- Система (поле) напряжений 11
  - сил 11
  - сбросов 131
    - — прямоугольная 138
  - сдвигов 131, 140
    - — второго порядка 145
    - — первичная 141
    - — унаследованная 142
- Скальвание 178, 189
- Скиба 220
- Складка 157
  - асимметричная 164
  - большого радиуса 167
  - веерообразная 166
  - гармоничная 201
  - гиперболическая 165
  - гребневидная 165
  - диапировая 170
  - дисгармоничная 169
  - закрытая 213
  - зигзагообразная 165
  - изгиба 179
  - излома 197
  - изоклиная 166
  - коническая 168
  - концентрическая 169
  - крутая 166
  - лежащая 164
  - малого радиуса 167
  - надглыбовая 225
  - надразломная 225
  - наложенная 168
  - наклонная 163
  - Нецилиндрическая 168
  - нормальная 166
  - округлая 166
  - опрокинутая 163—164
  - параболическая 165
  - паразитическая 197
  - параллельная 171
  - перевернутая 164
  - погружающаяся 169
  - подобная 169
  - полукруглая 166
  - пологая 166
  - поперечного изгиба 224
  - продольного изгиба 210
  - птигматитовая 199
  - симметричная 164
  - скальвания 199
  - среднего радиуса 167
  - стоячая 163
  - сундучная 226
  - течения 204
  - угловатая 166
  - утолщения 171
  - утонения 170
  - утончающаяся 171
  - цилиндрическая 168
  - чешуйчатая 220
- Складки кулисообразные 221
  - мелкие волочения 194
- Складкообразование 179
- Складчатость изгиба 179
  - — со скольжением 191
  - кливажная 201
  - пассивная 204
  - синседиментационная 97
  - скальвания 199
  - течения 204
- Скольжение 73
  - гравитационное 229
  - складчатое 191
- След перемещения 74
- «Смазка» на поверхности надвигов 125
- Смещение разрывное 66
  - антитетическое 70
  - вертикальное 68
  - вторичное 80
  - вязкого типа 77
  - гомотетическое 70
  - горизонтальное 74
  - диагональное 71
  - картографическое 75
  - косое 71
  - крутопадающее 68
  - несогласнопадающее 72
  - первичное 76
  - пластовое 72
  - поперечное 71
  - по падению 71, 73
  - по простиранию 71, 73
  - продольное 71
  - слоя 74
  - согласнопадающее 71
  - хрупкого типа 77
- Сокращение складчатое 166
- Сопряженность (сдвигов и т. п.) 86
- Состояние напряженное 10
  - — одномерное, 16
  - плоское 16
  - трехмерное 16
- Срыв межпластовый 127
- Стадии ползучести рис. 53
- Сталолитизация 36
  - как причина складкообразования 229
  - в разрывообразовании 98, 99
  - в складкообразовании 208
- Стилолиты 36
- Структура тектоническая 7
  - типа «конского хвоста» 145
  - чешуйчатая 139, 220
- Сцепление 56
  - кажущееся (полное) 56
  - эффективное 56
- Тектогенез 3
- Тектоника 3
  - дизъюнктивно-складчатая 227
  - гравитационная 219
  - «негравитационная» 219
  - пликвативная 157
  - плит 149
  - складчатая 157
  - соляная 207
- Тело анизотропное 15
  - изотропное 15
  - неоднородное 14
  - однородное 14
  - реологическое см. — модель реологическая
- Теория разрушения Кулона — Мора 54
  - — Гриффитса 58
  - — Рейнера — Вейссенберга 62
- «Теория рамповая» (образования грабенов) 133

Течение 23  
— вследствие изгиба 192  
— вязко-пластическое (псевдовязкое) рис. 53  
— катакlastическое 44  
— пластическое рис. 53  
— упругое (упруго-вязкое) рис. 53  
Точка разрушения 22  
Траектории напряжений 10  
Трение внешнее 55, 125  
— внутреннее 54  
— мокрое 125  
— сухое 127  
Трещина элементарная (Гриффитса) 58  
Трещины 49  
— в складках 185, рис. 249, рис. 250, рис. 252  
— — радиальные 185  
— — растяжения 188  
— — направляющие 189  
— — сжатия (поперечные и продольные) 187, 188  
— кливажа 49, 196, рис. 260, рис. 261  
— отрыва 49  
— растяжения 49  
— сдвига 54  
— скалывания 49, 50  
  
Угол внутреннего трения 54  
— — — кажущийся 57  
— встречи 73  
— погружения 73  
— — оси (антиклинали или синклинали) 160  
— сдвига 53  
— склонения 73  
Ундуляция оси складки 159  
— поперечная 159  
Уплотнение гравитационное 230  
Упрочнение 22  
Упругость запаздывающая 46  
Уравнение Ботта 80, 81  
— Кулона 56

— Табора 125  
— Эйринга 41  
Усталость материала 25  
— — динамическая 25  
— — статическая 25  
Уступы сбросовые 136  
— — антигетические 136  
— — гомететические 136

Флексура 150  
— надразломная 226  
Формоизменение см. деформация видовая  
Формула Кулона см. уравнение Кулона  
Формы складчатые 157  
Функции Эри 108

Хрупкость 24

Центриклиналь 161

Чешуйчатость 217  
Чешуя 140  
Число Пуассона 26

Шарнир 158  
Шарнирная зона 159  
Шарьяж 69  
Ширина антиклинали или синклинали 162  
— складки 162  
— флексуры 151  
Шов стилолитовый 36

Эллипсоид деформации 12  
— напряжений 12  
Энергия поверхностная 37  
— упругая формоизменения 114

Ядро (антиклинали или синклинали) 158

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к русскому изданию . . . . .	5
Предисловие . . . . .	6

## ЧАСТЬ I

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНИКИ

I. Основные понятия . . . . .	9
II. Тектонические обозначения . . . . .	11
III. Системы (поля) сил, напряжений и деформаций . . . . .	11
IV. Однородность и изотропность . . . . .	14
V. Виды напряжений и их соотношения . . . . .	16
1. Основные понятия . . . . .	16
2. Нормальные и касательные напряжения в одноосном напряженном состоянии . . . . .	16
3. Нормальные и касательные напряжения в двухосном напряженном состоянии . . . . .	18
4. Диаграмма Мора . . . . .	19
VI. Напряжение и деформация . . . . .	20
1. Однородные и неоднородные деформации . . . . .	20
2. Виды деформаций и деформируемых тел . . . . .	21
3. Свойства прочности пород . . . . .	24
4. Упругие свойства пород . . . . .	25
5. Пластические свойства пород . . . . .	29
6. Реологические модели . . . . .	45
VII. Напряжение и разрушение . . . . .	48
1. Экспериментальные и полевые наблюдения процесса разрушения . . . . .	48
2. Теория разрушения Кулона — Мора . . . . .	54
3. Теория разрушения Гриффитса . . . . .	58
4. Теория разрушения Рейнера — Вейссенберга . . . . .	62
Список литературы . . . . .	63

## ЧАСТЬ II

### ТЕКТОНИКА РАЗРЫВОВ

I. Основные понятия . . . . .	66
II. Геометрическая (описательная) характеристика разрывных смещений . . . . .	68

1. Классификация . . . . .	68
2. Параметры поверхности разрывного смещения . . . . .	72
3. Параметры перемещения по разрыву . . . . .	73
4. Параметры картографического изображения разрывных смещений . . . . .	75
III. Механизм образования разрывного смещения . . . . .	76
1. Первичные разрывные смещения . . . . .	76
2. Вторичные и омоложенные разрывные смещения . . . . .	80
3. Затухание разрывов. Синседиментационные разрывы . . . . .	83
IV. Генезис разрывных смещений и его отражение в структуре . . . . .	86
1. Принципы механического анализа разрывных смещений . . . . .	86
2. Тектонические поля напряжений и их отражение в разрывной тектонике . . . . .	93
V. Крупные надвиги. Роль воды в разрывной тектонике . . . . .	123
VI. Системы сбросов, взбросов и сдвигов . . . . .	131
VII. Тектоника флексур и зон дислокаций . . . . .	150
Список литературы . . . . .	151

## ЧАСТЬ III

### ТЕКТОНИКА СКЛАДОВ

I. Основные понятия . . . . .	157
II. Геометрическая (описательная) характеристика складок . . . . .	158
1. Геометрические элементы и параметры складок . . . . .	158
2. Элементы и параметры картографического изображения складок . . . . .	161
3. Структурные обозначения складок . . . . .	163
III. Геометрические классификации складок . . . . .	163
1. Кинематико-геометрическая классификация . . . . .	163
2. Морфолого-геометрическая классификация . . . . .	165
3. Структурно-геометрическая классификация . . . . .	169

<b>IV. Методы математического описания и анализа складок</b> . . . . .	171	3. Течение . . . . .	204
<b>V. Методы реконструкции складок</b> . . . . .	173	4. Смешанные механизмы складкообразования . . . . .	208
1. Реконструкция концентрических складок . . . . .	174	<b>VII. Причины складкообразования</b> . . . . .	210
2. Реконструкция подобных складок . . . . .	176	1. Простое сжатие . . . . .	210
3. Реконструкция дисгармоничных складок . . . . .	177	2. Пара сил в вертикальной плоскости . . . . .	218
<b>VI. Механизмы складкообразования</b> . . . . .	179	3. Пара сил в горизонтальной плоскости . . . . .	221
1. Изгиб . . . . .	179	4. Вертикальные движения . . . . .	224
2. Скальвание . . . . .	199	5. Особые причины складчатости . . . . .	229
		Список литературы . . . . .	230
		Приложение . . . . .	237
		Предметный указатель . . . . .	239

Войцех Ярошевский

**ТЕКТОНИКА РАЗРЫВОВ И СКЛАДОК**

---

Редакторы издательства **А. П. Хуповка,**  
**Е. К. Семилетка**

Переплет художника **А. В. Алексева**

Художественный редактор **Е. Л. Юрковская**

Технический редактор **В. В. Соколова**

Корректор **К. С. Торопцева**

ИБ № 3234

Сдано в набор 24.07.80. Подписано в печать 12.11.80.  
Формат 84×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литера-  
турная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 26,04. Уч.-изд. л. 29,45.  
Тираж 2600 экз. Заказ 722/7791-1 Цена 4 р. 90 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский  
проезд 1/19

Московская типография № 10 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли,  
113114, Москва, М-114, Шлюзовая наб., 10

---

**УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!**

**Издательство «Недра»**  
**готовит к печати — новые книги**

**КОСЫГИН Ю. А., КУЛЫНДЫШЕВ В. А.** Введение в тектоническую картографию. 20 л. 3. р. 40 к.

Монография представляет собой первую в практике общетектонических исследований работу по основам тектонической картографии. В ней с единых методологических позиций определен объект и предмет тектонической картографии, вскрыта логическая схема: тектоническая систематика — легенда — тектоническое районирование — тектоническое картирование — объяснительная записка — пути практического приложения. Рассмотрены принципы построения легенды тектонической карты, принципы тектонического районирования и принципы тектонической картографии. Книгу завершает раздел, посвященный анализу обзорных тектонических карт и схем СССР, континентов, океанов, мира.

Для тектонистов, стратиграфов и научных работников других направлений, геологов-съемщиков.

■

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ словарь / Петров Р. П., Стафеев К. Г., Ежев А. П. и др.** 20 л. 3 р. 20 к.

«Петрографический словарь» издается впервые после выхода в свет подобного издания в 1963 г. Данное издание пополнено новыми терминами, в нем проведено упорядочение существующей петрографической терминологии, систематизированы последние достижения в этой области, отражены сложившиеся представления о сопоставимости наименований, терминов и понятий. Учтены многочисленные рекомендации терминологической комиссии Петрографического комитета и Комиссии по систематике в петрологии Международного Союза геологических наук. Принятая авторами новая система петрографических терминов позволяет с наименьшей затратой времени пользоваться Словарем.

Для широкого круга геологов самых различных профилей, специалистов смежных с геологией наук, студентов геологических, нефтяных и горных вузов.

---

---

**РИНГВУД А. Е.** Состав и петрология земной мантии: Пер. с англ. 35 л. Пер. изд. США, 1975. В пер 5 р. 60 к.

Обобщены материалы опытов при высоких давлениях и температурах, проведенных на протяжении многих лет. Кроме детальных интерпретаций состава и строения глубинных частей Земли, изложена оригинальная космогоническая гипотеза, рассмотрены методики эксперимента, развернуто трактуются происхождение главных типов магм, их эволюция в орогенных поясах и островных дугах, в частности, с точки зрения тектоники плит.

Для геологов и геофизиков самого широкого профиля. Может представить интерес для преподавателей и студентов старших курсов геологических вузов и факультетов.

■

**СУРКОВ В. С., ЖЕРО О. Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. 20 л., ил., 5 прил. (в т. ч. 4 кв). 3 р. 20 к

Описано тектоническое строение доюрского фундамента и мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Рассмотрены методические принципы комплексного анализа геологических и геофизических материалов, позволяющие проводить тектоническое районирование комплексов фундамента по типам развития структур с учетом строения земной коры в целом, а районирование платформенного чехла — с учетом генетической взаимосвязи структурно-формационных зон фундамента со структурами чехла. Намечено новое направление разработки морфогенетической классификации структур чехла плит молодых платформ. Отражены вопросы нефтегазоносности палеозойских отложений фундамента и нефтегазоносности нижних горизонтов платформенного чехла. Прилагаются тектонические и геологические карты.

Для геологов и геофизиков, изучающих строение и нефтегазоносность молодых платформ.

---

3405