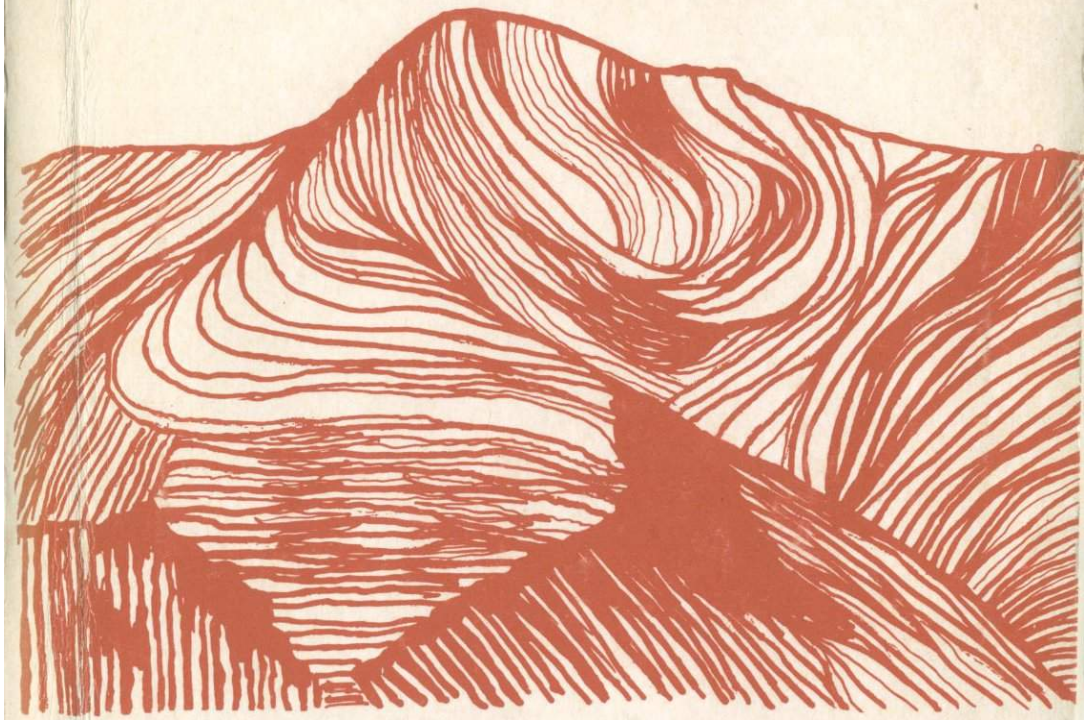
С. А. ЗАХАРОВ

ГЕНЕЗИС ПОКРОВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ



АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

С. А. ЗАХАРОВ

ГЕНЕЗИС ПОКРОВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

3316

Ответственный редактор
В. Е. ХАИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
Душанбе, 1979

Библиотека

УДК 551.240

Рассмотрена одна из наиболее спорных проблем тектоники — образование складчатых систем чехлов плит. Примеры складчатых систем на плитах известны на всех континентах, кроме Антарктиды, но происхождение их не получило еще должного объяснения.

После уточнения некоторых терминов и понятий, а также методических положений, дан краткий очерк структуры Таджикской депрессии, выбранной в качестве тектонотипа. Проведен критический разбор различных гипотез складкообразования. На основе этого анализа предлагается генетическая классификация изгибов слоистых толщ, в частности складок. Показано, что некоторые из предполагаемых механизмов могли формировать отдельные складки или небольшие их группы, но ни одна из гипотез не дает удовлетворительного объяснения формирования складчатых систем. Последние вообще не могли быть образованы внешними силами. Обосновывается предположение о связи генезиса складчатых систем с метаморфизмом. Развивается представление об автоскладкообразовании. Эта гипотеза с успехом может быть применена и к геосинклинальной складчатости.

На основе представлений об автоскладчатости был дан прогноз стиля глубинной тектоники Таджикской депрессии, позднее подтвержденный геофизикой и глубоким бурением.

Работа предназначена для геологов различного профиля, особенно геологов нефтяников и тектонистов-теоретиков.

ИБ 326

З $\frac{1904030000-044}{М502-79}$ 11—79 © Издательство «Дониш», 1979 г.

От редактора

В предлагаемой вниманию книге С. А. Захарова рассматривается одна из наиболее сложных проблем геотектоники— происхождение складчатости. Для объяснения генезиса изгибов слоистых толщ разными исследователями было выдвинуто свыше четырех десятков гипотез. Критические высказывания в адрес почти каждой из них публиковались и ранее, но систематического анализа всех гипотез, включая появившиеся в последние годы, не было.

В качестве тектонотипа складчатой системы С. А. Захаровым была выбрана Таджикская депрессия, обладающая рядом преимуществ, из которых главным является возможность наблюдать складки in statu nascendi, происхождение которых не замаскировано позднейшими процессами. Сопоставление системы складок Таджикской депрессии и складчатых систем Юрских гор, Среднего Востока и других регионов позволило автору подробно обосновать свои заключения.

В книге детально рассмотрены все предложенные ранее гипотезы, объясняющие происхождение складок действием внешних сил — образование изгибов слоистых толщ вследствие движений глыб фундамента, механического бокового сжатия, гравитационного оползания и т. д. По мнению автора, одни из таких изгибов, в сущности, нельзя рассматривать как настоящие складки, другие являются единичными или составляют немногочисленные группы. Некоторые же гипотезы вообще являются несостоятельными.

Детальный разбор различных гипотез позволил автору предложить новую генетическую классификацию изгибов слоистых комплексов, охватывающую все главные типы таких изгибов и составленную, по мнению редактора, в соот-

ветствии как с реальными геологическими факторами, так и с требованиями формальной логики. Далее автор рассматривает на примере Таджикской депрессии возможность образования складчатых систем различными механизмами, предусмотренными при разработке классификации.

В заключение С. А. Захаров предлагает собственную гипотезу, которую он называет гипотезой автоскладкообразования. Сущность гипотезы сводится к представлению о постепенном, последовательном и дифференцированном увеличении объема пород, преимущественно глинистых. Причиной такого увеличения автор считает региональный метаморфизм, начинающийся со стадии позднего диагенеза. Что такое увеличение объема происходит в действительности, показали эксперименты Виара, Сабатье и др. Моделирование же складкообразования в начальные его этапы, выполненное автором на эквивалентных материалах, подтвердило принципиальную возможность формирования таким путем систем складок.

Разработка своих представлений позволила С. А. Захарову выяснить стиль структуры глубоких горизонтов чехла Таджикской депрессии, что впоследствии было подтверждено геофизикой и глубинным бурением.

Наряду с этим приходится отметить, что проблема складкообразования слишком сложна, чтобы ограничиться столь однозначным решением. Возможность воспроизведения складок тем или иным экспериментальным способом еще сама по себе не доказывает, что складчатость в природе имеет именно такое происхождение. В частности, складчатость Таджикской впадины может иметь и иное объяснение, например в результате горизонтальных смещений вдоль ее северной и восточной рамы. Наконец, вряд ли можно рассматривать какую-либо складчатую систему, Южно-Таджикскую или любую другую, в качестве эталона складчатых систем вообще.

Однако едва ли можно упрекнуть автора в том, что ему не удалось окончательно решить проблему, над которой трудились многие поколения геологов. Достаточно того, что труд С. А. Захарова является ценным вкладом в ее разработку. Это вполне оправдывает публикацию труда, который несомненно привлечет внимание широкого круга тектонистов.

В. Е. Хаин

ВВЕДЕНИЕ

В складчатых сооружениях, сложенных осадочными толщами, содержатся многие важнейшие полезные ископаемые. Прогнозы глубинного строения структурных форм и правильное направление поисковых работ в них невозможны без знания генезиса складок. По условиям формирования складок нередко можно судить о сейсмичности регионов. В разработке теории тектогенеза складчатость служит индикатором при оценке различных гипотез.

Причины и механизмы образования складок рассматриваются в многочисленных работах советских и зарубежных тектонистов. В них освещены различные стороны проблемы складчатости. Полноценного же критического анализа этих воззрений в литературе нет.

По существующим представлениям, изгибы слоистых толщ, обычно и называемые складками, могли образоваться разными способами. В одних случаях кривизна слоев и целых толщ первична, в других — является результатом воздействия внешних сил на горизонтально залегавшие слоистые комплексы. Механизмы деформации, в зависимости от характера сил и свойств пород, также могут быть различными. Складки, в подавляющем большинстве, развивались при одновременном или последовательном действии многих механизмов. Таким образом, способы формирования складок бесконечно разнообразны.

Эти представления вызывают несколько агностическое отношение к проблеме складкообразования. Складки описываются, но генезис их либо не рассматривается вообще, либо, в зависимости от «тектонического мировоззрения» исследователя, выбирается какой-либо известный ранее механизм, или

предлагается новый, причем для обоснования этого считается достаточным, если морфологические особенности изучаемых складок *не противоречат* высказанному предположению

В просто устроенных регионах для чисто практических целей, например при поисках нефти и газа в чехлах платформ, такой подход обычно оправдывает себя. Но он оказывается бессильным, если исследователь сталкивается со сложной и интенсивной складчатостью.

Критический анализ различных представлений, как мы увидим ниже, позволяет сделать три существенных вывода. Во-первых, не все предполагаемые механизмы складкообразования «работоспособны». Во-вторых, складки действительно могут быть сформированы разными способами; однако почти все предполагаемые механизмы могут создать лишь пологие изгибы, или небольшие локальные структурные формы. В-третьих, системы наиболее крупных складок чехлов, имеющие исключительное практическое значение, образованы не внешними механическими силами; эти складки автономны относительно структурных форм низших порядков и автогенны в том смысле, что внешние механические силы не играют существенной роли в процессах их формирования. Такие складки были названы *автоскладками*.

Автоскладки были выявлены и изучены в Таджикской депрессии. Как выяснилось при изучении тектоники депрессии, без понимания природы автоскладчатости невозможен правильный прогноз глубинной структуры мощного осадочного чехла. Это в течение ряда лет вело к безуспешным попыткам достичь глубокими скважинами юрских подсолевых перспективно нефтегазоносных горизонтов депрессии. Лишь в последние годы совместный анализ данных глубокого бурения и геофизической разведки подтвердил построения, основанные на концепции автоскладчатости.

В строении складок Таджикской депрессии участвуют молодые, мезо-кайнозойские отложения, стратиграфия которых разработана достаточно полно. Складки в большинстве — крупные: ширина измеряется первыми километрами, длина— десятками километров. Все складки образовались в течение одной фазы, начавшейся в миоцене. Складкообразование не завершилось к настоящему времени. Все это позволяет видеть складки в процессе их формирования, не завуалированном наложением позднейших тектонических преобразова-

ний.* Широкий спектр структур, от пережатых складок и изоклинальных чешуй до простых (в приповерхностных частях) складчатых форм, дает возможность составить отчетливое представление об их генезисе. Следует отметить также сравнительно хорошую обнаженность: неоген, палеоген и мел вскрыты денудацией в большинстве антиклиналей и во многих синклиналях, кроме того, некоторые антиклинали разбурены на глубину до двух—трех километров. Сказанное позволяет рассматривать комплекс складок чехла Таджикской депрессии в качестве *тектонотипа* систем автоскладок.

Генетическим сходством со складчатой системой Таджикской депрессии обладают системы многих регионов, например Бирмы, Ирана, Ирака, севера Африки, Северной Испании, Северного Кавказа, Юрских гор, предгорий Карпат, Альп, Аппалачей и др. Тектонисты не раз становились в тупик, пытаясь дать объяснение структурным особенностям этих регионов: резкой дисгармонии между чехлом и цоколем, большей длине слоев чехла, чем поверхности фундамента, независимости складок чехла от структурных форм низших порядков. Таджикская депрессия является наиболее благоприятным объектом изучения из числа аналогичных регионов. Результаты многолетних исследований ее тектоники и сравнительный анализ дали исходный материал для соображений, излагаемых ниже.

Автор пользуется случаем выразить свою признательность В. К. Кучаю и В. А. Бельскому за обсуждение основных положений книги и особенно В. Е. Хаину, взявшему на себя труд редактора и сделавшему ряд ценных конструктивных замечаний.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Дефекты тектонической терминологии — многочисленные синонимы и омонимы, отсутствие терминов, отвечающих уже возникшим понятиям, и появление новых, порой ненужных терминов, расплывчатость понятий и излишние их сужения и т. д. — вызваны недостатками самой системы тектонических

---

* По нашему мнению, многие сомнительные, а порой и явно ошибочные представления в проблеме генезиса складчатости развиваются потому, что выбор древних складчатых сооружений в качестве тектонотипа лишает исследователей возможности пользоваться преимуществами принципа и метода актуализма.

воззрений. Причины этого кроются в необходимости базироваться в тектонике на частных гипотезах, иногда продуманных, чаще незрелых. И уж совсем редки достаточно обоснованные системы гипотез. Не вдаваясь в причины создавшегося положения, отметим лишь, что попытки упорядочения понятий, определений и терминологии «в законодательном порядке» преждевременны; это привело бы сейчас лишь к застою в развитии науки. Однако подготовку к наведению порядка необходимо вести и теперь, главным образом в двух направлениях: систематизации уже существующих понятий и терминов (такая работа, в частности, проводится в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР)и уточнения понятий и отвечающих им терминов авторами тектонических работ, в особенности обобщающих. Этим, в частности, вызвано появление здесь особого терминологического раздела во введении. В этом разделе уточняются понятия и определения, соответствующие некоторым терминам. Пояснения к другим терминам целесообразнее дать в последующих разделах.

Уточненные термины, которыми мы будем обозначать определенные понятия, выделены курсивом.

Проморфа. *Проморфой* условимся называть первичную, неизмененную форму геологического тела: слоя, пачки слоев, интрузива, жилы и т. д.

Толща горизонтально расположенных слоев, как правило, является проморфой. Проморфой же будет и пачка слоев, осажденная на неровном фундаменте, хотя разделы слоев и не будут плоскопараллельными и горизонтальными. Неровности межслоевых поверхностей, являющиеся отражением (как правило, ослабленным) неровностей поверхности фундамента, со временем могут усиливаться. Однако последующая деформация может быть незначительной и затухающей (например, если она является следствием уплотнения осадков при диагенезе) и может развиваться длительно, достаточно интенсивно и часто с нарастанием скорости деформации (например, при формировании «конседиментационных» складок*). Без ущерба для результатов тектонического анализа мы

---

* Термин «конседиментационные», или «конседигенные», складки не является достаточно строгим. Каждая складка, без исключения, одновременно и конседиментационна и постседиментационна. Например, покровные складки Таджикской депрессии конседиментационны относительно неогена и антропогена и постседиментационны относительно мезозоя и палеогена. Поэтому там, где мы будем употреблять термины «конседиметационные» и «постседиментационные» складки безотносительно к отложениям определенного возраста, вкладывая в эти термины распространенное, но недостаточно четкое понятие, мы будем заключать их в кавычки.

можем в первом случае считать форму слоев или слоистой толщи в целом проморфой.

Учитывая направленность работы, под проморфами мы будем здесь понимать только первичные залегания слоистых толщ.

Усилие. Условимся механические силы, результат приложения которых известен, относительное направление может быть установлено, величина определена лишь качественно, а происхождение только предполагается, называть *усилиями*.

В тектоническом анализе приходится считаться с тем, что по результатам приложения силы можно уверенно судить только о ее направлении, да и то лишь относительном. Величина силы не может быть определена с удовлетворительной точностью, поскольку механические свойства пород и их комплексов изучены еще недостаточно, неизвестными нередко остаются также время действия силы и степень «импульсивности» ее проявлений. Этими обстоятельствами и вызвана необходимость введения термина.

Стресс. Под стрессом разными авторами понимается сила, давление, напряжение и др. Мы условимся называть *стрессом* усилия в верхней части земной коры, направленные субгоризонтально. Действием стресса образуются различные дислокации горных пород, в их числе — складки и сопутствующие им структурные формы. Это определение в общем близко к данному в «Геологическом словаре» [57].

Сжатие (растяжение). Для краткости, *сжатием* (*растяжением*), если термин приводится без специальных пояснений, условимся называть одноосное сжатие (растяжение), субгоризонтальное или направленное вдоль напластования. Вертикальное или направленное поперек слоев сжатие будем называть *сдавливанием*.

Напряжение. *Напряжение* (упрощенно) можно представить себе в виде пары равных внутренних сил, направленных в противоположные стороны, действующих на каждую материальную точку напряженного тела. В зависимости от расположения сил напряжения могут быть нормальными (напряжения сжатия, растяжения) и тангенциальными (скалывающими). Напряженное состояние в элементарном объеме тела характеризуется тензором (в некоторых случаях — несколькими тензорами) напряжений.

Представление о напряжении как о векторе, иногда встречающееся в литературе, является недоразумением. Отсюда вытекает и ошибоч-

ность трактовки одноосного сжатия или растяжения как односторонне направленных процессов.

Деформации, дислокации. Нередко эти понятия идентифицируются, что не вполне верно. Под *деформацией* мы будем понимать процесс изменения формы и объема тела действием усилий (или других физических факторов, например температуры). *Дислокацией* будем называть результат деформации.

Горизонтально залегающая пачка слоев, проморфа, подвергшаяся деформации, образует складку (или иную структурную форму), являющуюся дислокацией. Строго говоря, проморфу можно также рассматривать как дислокацию, образовавшуюся вследствие нулевой деформации, но употреблять термин «дислокация» в этом смысле нерационально.

Депрессия, впадина. Термины обычно понимаются как синонимы. Предлагается под *депрессией* понимать длительно развивающуюся крупную отрицательную структурную форму, под *впадиной* — выражение депрессии в рельефе. Границы депрессий и впадин могут не совпадать.

Например, Таджикская депрессия с запада ограничена квазиплатформой Турана, впадина же — юго-западными отрогами Гиссарского хребта, хотя их структурный эквивалент, Байсунский антиклинорий, должен входить в состав депрессии; так же на северо-востоке за пределы впадины должны быть вынесены хребты Вахшский, Петра I, Заалайский, на востоке — Придарвазье, но все эти горные сооружения являются элементами депрессии.

Структура. Термин «структура» в геологии распространен весьма широко и употребляется в различных смыслах. Только в тектонике можно насчитать три понятия, отвечающих этому термину.

1. Сопровождаемый соответствующим прилагательным термин указывает на характер соотношения элементарных форм. Примеры: складчатая структура, слоистая структура.

2. Сопровождаемый собственным названием объекта термин указывает на то, что речь идет о строении в целом данного объекта. Примеры: структура Урала, структура Ферганской депрессии.

Часто оба эти понятия комбинируются. Например, говорят о покровной структуре Альп, о слоистой структуре земной коры и т. п.

3. Нередко под структурой понимают отдельную струк-

турную форму: складку, разрыв, интрузив и т. д. Такое употребление термина не вполне верно, но оно настолько укоренилось, что предлагать ограничивать его нет смысла.

Мы будем употреблять термин *структура* во всех трех значениях, полагая, что понятия, вкладываемые в термин в каждом случае, будут очевидны из контекста.

Структурный ярус, структурный этаж, цоколь, покров. Обычно первые два термина считаются синонимами. Иногда между отвечающими им понятиями проводят количественное различие, выделяя ярусы внутри этажа, или наоборот. Предлагается один из этих терминов использовать более рационально. Оставляя за термином *структурный ярус* общепринятое понимание (комплекс осадочных образований, заключенный между двумя поверхностями региональных угловых несогласий или между такой поверхностью и поверхностью земли), под *структурным этажом* мы будем понимать комплекс осадков, отделенный региональной поверхностью резкой дисгармонии, срыва (точнее, подошвой пластичной толщи, по которой произошел срыв); второй ограничивающей поверхностью может являться другая поверхность срыва, поверхность земли, или, в некоторых случаях, поверхность регионального углового несогласия, например поверхность фундамента, если рассматриваются структурные этажи чехла.

Термин уже употреблялся мною в указанном смысле ранее [88, 89, 91]. Е. Е. Милановский [147] и В. Н. Шолпо [256, 257] пользовались термином «этаж деформации», вкладывая в него сходное морфологическое содержание. Однако этим термином нельзя было воспользоваться, так как оба автора придали понятию также генетический смысл, неприемлемый с моей точки зрения.

Нередко бывает сорвана и смята в складки верхняя часть чехла, а нижняя дислоцирована совместно с поверхностью фундамента более полого. В этих случаях верхний структурный этаж чехла, учитывая формальное, а в некоторой мере, и генетическое сходство с аллохтоном шарьяжей, можно называть *покровом*, нижний этаж — *цоколем*.

М. Жиньо [322] предложил для цоколя термин «tégument» (оболочка, покров), но этот термин, заимствованный у анатомов, не отражает понятия. Пластичная толща в подошве покрова в русской литературе иногда называется «смазкой», во французской — «мыльным слоем» («couche savon» [360]). Оба термина выразительны, но не вполне отвечают поня-

тию, так как создают представление об очень тонком скользком слое. Можно предложить термин *гипоклин*.

Соотношения между структурными ярусами и этажами не обусловлены их иерархическим соподчинением. Например, в Таджикской депрессии мезозойско-кайнозойский чехол, рассматриваемый как ярус, включает два этажа — нижнемезозойский (цоколь) и кимеридж-мел-кайнозойский (покров). В покрове же можно выделить несколько ярусов второго порядка (подъярусов), разделенных локальными угловыми несогласиями или подошвами орогенных формаций.

Складки, складкообразование, складчатость. В тектонических работах термин «складка» понимается обычно как синоним слова «изгиб», независимо от генезиса структурных форм. Иногда складками называют даже некоторые проморфы.

Изгиб — результат деформации (изгибания). В дальнейшем для краткости под *изгибом* мы будем понимать изгиб слоев (слоистых толщ) без существенных их нарушений разрывами.

В зависимости от направления деформирующей силы относительно напластования различают «поперечные» и «продольные» изгибы. Эти термины удобны в пользовании, но этимологическое построение их противоречит смысловому содержанию. Поэтому в случае необходимости обращения к этим понятиям мы будем термины заключать в кавычки.

Складка — изгиб слоев (слоистой толщи) с тенденцией к сближению («складыванию») крыльев изгиба. В слоистых толщах это возможно только при «продольном» изгибе. Это вынуждает «поперечные» изгибы слоев исключить из понятия «складки».

Если при поверхностном изучении морфологии структурных форм смешивать изгибы различного генезиса, именуя их «складками», в какой-то мере допустимо, то углубленный анализ этих дислокаций обязывает четко разделять такие формы на типы по динамическим характеристикам, без чего можно прийти к ошибочным выводам.

Следует сделать одну существенную оговорку. Изгибы геологических тел постоянно сопровождаются разрывами сплошности пород. Некоторые из разрывов будут попутно упомянуты ниже. Здесь мы ограничимся замечанием, что, по нашему мнению, разделение деформаций (или «типов движений»), равно как и дислокаций, на складчатые (связные) и разрывные [25], или на пликативные и дизъюнктивные, целесообразно лишь при очевидной самостоятельности разрывов. В полном согласии с В. Е. Хаиным [236, 238, 241] по этому вопросу, говоря о формировании изгибов, мы будем иметь в виду и генерацию разрывов, подчиненных изгибообразованию — сбросов, взбросов, сдвигов, надвигов, трещин, а также поверхностей трансляции, не вызывающих разделения породы на изолиро-

ванные блоки, например кливаж, или зоны скольжения как вдоль напластования, так и поперек, подобные «специфическим разрывам» Е. И. Паталахи [174].

Удобным в практическом применении оказалось деление изгибов на три основные категории: *анакимы* — «поперечные» изгибы, образуемые дифференцированным движением деформируемой толщи ортогонально к поверхностям напластования; *складки смятия* — «продольные» изгибы, формируемые внешним «боковым давлением»; *автоскладки* — изгибы, возникающие в результате действия внутренних деформирующих усилий, независимо от внешних механических воздействий [93]. Как показал детальный анализ природных структур и существующих генетических классификаций, эти категории могут рассматриваться лишь как наиболее представительные классы трех типов изгибов слоистых толщ. Обоснование систематики будет дано в третьей главе.

Наиболее существенные структурные отличия анаким от настоящих складок обусловлены тенденциями слоев и структурных форм в целом к растяжению в анакимах и к сжатию в складках.

Как правило, изгибы слоистых толщ несут признаки двух, а иногда — трех генетических типов. Такие формы было предложено называть «гибридными» [38].

Этот термин, достаточно удачный, чтобы в случае необходимости им пользоваться, все же не следует вводить в качестве основного по двум причинам. Во-первых, практически все изгибы являются гибридными формами и выделять их в особую категорию не имеет смысла. Во-вторых, при надлежащем анализе всегда можно выявить основной механизм формирования изгиба, признаки же, характеризующие проявления других механизмов, являются производными, подчиненными, обычно локализованными только в определенных горизонтах, либо наложенными, лишь осложняющими основную структурную форму. Примерами могут служить растяжения верхних горизонтов в антиклиналях, относящихся к складкам смятия или автоскладкам, раздувы пластов в присводовых частях таких антиклиналей, кливаж и т. д.

Моноклиналью условимся называть естественно ограниченную (разрывами, флексурами) часть слоистой толщи с одинаковыми углом и азимутом падения слоев во всех ее участках.

Позволительно предполагать, что такая дислокация слоев образована вертикальными движениями. Пример — чехол на горсте фундамента.

Таким образом, моноклинали можно рассматривать как анакимы с нулевой кривизной.

Моноклиналями нередко называют объекты, различные и по форме, и по генезису. Например, под моноклиналями иногда понимают структурные формы, и даже их части, выделяемые совершенно произвольно, в пределах которых слои падают по близким азимутам, но под существенно разными углами, забывая, что сам корень μονο указывает на одинаковые углы. Неверное понятие нередко приводит и к неправильной трактовке генезиса структурной формы.

Под *гомоклиналью* мы будем понимать естественно ограниченную часть складки, обязанную своим происхождением тангенциальным движениям.

В гомоклиналях (от ομος—общий, подобный) азимуты падения слоев близки, углы же падения могут различаться на значительную величину. Обратное соотношение терминов «моноклиналь» и «гомоклиналь» с выражаемыми ими понятиями неверно и требует пересмотра.

Примерами гомоклиналей могут служить крыло антиклинали, надвинутое на другое крыло, чешуя, шарьяж. Структурные формы, образующие складчатую систему Таджикской депрессии, в большинстве являются гомоклиналями.

Механизмом (изгибообразования) будем называть совокупность кинематических и динамических характеристик рассматриваемого процесса.

Складкообразованием, в соответствии с прямым смыслом слова, будем называть процесс образования настоящих складок.

Складчатость — результат складкообразования.

Термин «складчатость» употребляется тектонистами в двояком смысле: а) процесс (и результат) складкообразования; б) комплекс процессов тектогенеза (и их суммарный результат), свойственных завершающему этапу развития геосинклинали (этапу «общей инверсии»). Обычно сюда относят собственно складкообразование, формирование гранитоидных интрузий, региональный метаморфизм и сопутствующие им процессы минерало- и рудообразования; часто сюда же включают эпигеосинклинальный орогенез и субсеквентный вулканизм.

Употребление термина в первом значении вполне целесообразно. Именно так трактует его, например, П. Н. Кропоткин [112]. Второе понятие нелогично и подчас вызывает серьезную путаницу.

Неприемлемо и понимание складчатости как «результата деформации горных пород вследствие тектонических движений, в каких бы конкретных формах они ни проявлялись» [179, с. 41]. Это очевидно хотя бы из того, что употребляемый этими авторами термин «межразломная складчатость» становится нонсенсом, поскольку разлом — это тоже результат деформации, т. е. является складчатостью, и термин приобретает смысл «межскладчатой складчатости».

Таким образом, под складчатостью следует понимать только результат (в особых случаях — процесс и результат) складкообразования, а для обозначения комплекса тектоно-магматических процессов, завершающих развитие геосинклинали, выбрать другой термин. Вероятно, целесообразно вернуться к термину *диастрофизм*, введенному Гилбертом еще в прошлом веке. Эта рекомендация уже частично принята В. Е. Хаиным [240, примеч. на с. 32].

Соответственно следует отказаться от употребления терминов «область завершенной складчатости» и ему подобных в том смысле, в котором они используются в настоящее время. В современном их понимании кроется и еще одно существенное недоразумение. При наступлении платформенных условий складчатая структура фундамента отнюдь не исчезает, и регион становится одновременно и платформой и областью завершенной складчатости. С другой стороны, складчатые сооружения нередко формируются на «платформенном» основании и оказывается, что в «области завершенной складчатости» складкообразование продолжается.

Складчатая система. Под *складчатой системой* мы будем понимать именно систему складок и подчиненных им разрывных нарушений — комплекс крупных складчатых структурных форм, объединенных закономерными монотонными изменениями общих (субпараллельных) простираний складок, их морфологии, вергентности, степени участия фундамента в строении складок, глубины заложения зоны стресса и т. д. Из этой характеристики следует главное качество складчатой системы — общность генезиса и ведущего механизма формирования образующих ее складок. Складчатые системы возникают в осадочных толщах геосинклиналей и чехлов депрессий в постгеосинклинальных подвижных поясах (тергалях).

Часто под «складчатой системой» понимают регион, в котором завершились процессы диастрофизма. От других регионов «складчатых» сооружений (пояс, область, зона) «складчатая система» в этом понимании отличается лишь положением, занимаемым в иерархической лестнице. Поскольку система должна отличаться от противопоставляемых ей объектов чертами определенной упорядоченности, а не только рангом, а также принимая во внимание сказанное выше о первой части термина («складчатая»), от такого понятия, вкладываемого в этот термин, нужно отказаться.

Пояснения к некоторым другим терминам даны в тексте следующих разделов книги.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

При решении проблемы генезиса складок и складчатых систем необходимо учитывать ряд соображений.*

1. Складчатая система является именно системой. Образующие ее складки однотипны и гомогенны, что позволяет предполагать и общий для складчатой системы механизм складкообразования. Это не исключает возможности одновременного или последовательного действия разных механизмов. Но один из них всегда является главным, ведущим, а остальные — второстепенными, производными, наложенными. Определение главного механизма формирования отдельной складки позволяет решить вопрос о генезисе всей складчатой системы.

2. При выяснении механизмов образования складок в некоторых случаях важную роль играет модуль, который предлагается называть *репликатом* и обозначать буквой R. Величина R равна $(l_0 - l) : l_0$, где l — ширина складки (или складчатой зоны), l_0 — длина некоторого среднего слоя, измеренная поперек складки (складчатой зоны). Практика показала, что R удобнее выражать в процентах:

$$R = \frac{(l_0 - l) \times 100}{l_0}.$$

В дальнейшем мы будем пользоваться этим последним выражением. Для складок смятия эта величина будет служить мерой сокращения пространства при складкообразовании (в этом случае репликат указывает на величину остаточной деформации), для автоскладок — мерой увеличения длины слоев при неизменной ширине зоны. На рис. 1 схематически показаны некоторые виды складок и отвечающие им значения R.

Можно, разумеется, пользоваться и другими выражениями степени сокращения пространства при складкообразовании, например, «коэффициентом сокращения», равным $l_0 : l$ [112], или $l : l_0$ [128]; «компонентом сжатия» [173], равным отношению $l - l_0$ к l_0. Репликат удобнее в обращении, поскольку он сразу указывает относительную остаточную деформацию в виде положительной величины. Главное же, такие понятия как

---

* Ссылаясь на эти заключения в дальнейшем, я буду для краткости именовать их «правилами».

«сжатие», «сокращение» и т. п. подразумевают обязательное укорочение поперечника (единичной складки, складчатой зоны) действием внешних сил. Как мы увидим ниже, такое укорочение и сами внешние силы не являются обязательными факторами даже при интенсивном складкообразовании.

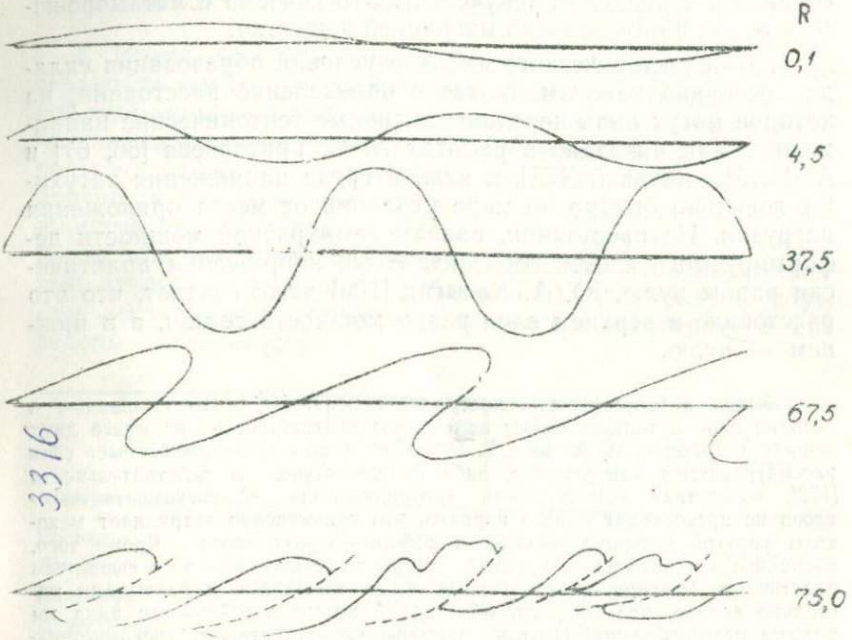


Рис. 1. Величина репликата (R) для некоторых видов складок.

3. Может возникнуть вопрос: возможны ли существенные пластические деформации пород (без чего немыслима и складчатость) на небольших глубинах? На первый взгляд представляется, что даже относительно пластичные породы, например аргиллиты, уже при минимальной деформации должны быть раздроблены и в дальнейшем пласт будет деформироваться не как целое, а как агрегат осколков, как слой сыпучего материала. В действительности, микроскопические трещины скалывания при сжатии могут «залечиваться». Лишь несколько меняется текстура породы.* Продолжающе-

* Под *текстурой* мы будем понимать пространственное соотношение и ориентировку слагающих породу минеральных зерен, т. е. и структуру и текстуру в петрографическом смысле.

3316
Институт Геологических Наук АН Украинской ССР
Библиотека

еся сжатие ведет к развитию этого процесса, образованию ослабленных плоскостей кливажа и ему подобных текстурных изменений, но монолитность породы до известного предела не нарушается (такой предел у хрупких пород называется временным сопротивлением, у пластичных — примерно совпадает с пределом текучести). Это связано с метаморфизмом пород и обусловлено миграцией вещества.

4. Для тектонического анализа условий образования складок особенно важным является определение расстояния, на которое могут быть переданы активные тектонические напряжения. Как показано в работах А. С. Григорьева [66, 67] и А. М. Михайловой [151], в вязкой среде напряжения затухают довольно быстро по мере удаления от места приложения нагрузки. На расстоянии, равном семикратной мощности деформируемого слоя, горизонтальные напряжения практически равны нулю. Ю. А. Косыгин [106] даже считает, что это расстояние в верхнем слое равно мощности толщи, а в нижнем — нулю.

Обычно в теоретических построениях полагают, что сминаемые в складки слои в толщах имеют вязкостную контрастность не менее двух порядков (работы М. А. Био, Г. Рамберга и др.) и «компетентные» слои рассматриваются как упругие, либо упруго-вязкие. В действительности [178], вязкостная контрастность «компетентных» и «некомпетентных» слоев не превосходит одного порядка, что существенно затрудняет механизм упругой потери устойчивости деформируемых слоев. Кроме того, временное сопротивление хрупких («компетентных») пород меньше, чем пластичных. Разупроченность горных пород трещинами и разрывами настолько велика, что говорить об упругой потере устойчивости вряд ли вообще целесообразно. Поэтому термины «компетентный», «некомпетентный» везде взяты нами в кавычки.

Как показали наши наблюдения, в реальных геологических условиях горизонтальные напряжения не передаются слоистыми толщами чехла от поверхности приложения тангенциального давления на расстояние, превышающее высоту этой поверхности (т. е. мощность сминаемой толщи) более чем в полтора—два раза. Далее эта поверхность преобразуется в надвиг.

Следует предостеречь от поспешных заключений, основывающихся на невозможности передачи напряжений в осадочных толщах на значительные расстояния: раз это так, значит образование складок подчинено вертикальным движениям [25—27], разломам [35], глубинным диапирам [257] и т. д. Ниже мы рассмотрим несостоятельность подобных утвержде-

ний. К гипотезам этого же типа относятся представления о двух уровнях возможного складкообразования: очень глубоком, где пластичность пород обусловлена высокими P и T, и поверхностном, в котором осадок еще не литифицирован и деформации вызываются движением флюидов [246]. В Таджикской и других депрессиях складки образуются в приповерхностных условиях в толщах несомненно литифицированных пород.

5. Иначе, чем при сжатии, ведут себя породы близ поверхности земли при растяжении. Даже у металлов временное сопротивление при сжатии выше, чем при растяжении (у чугуна, например, в два-три раза). У горных же пород «прочность на одноосное растяжение... примерно на порядок ниже прочности на одноосное сжатие и не превышает для большинства горных пород 200 *кг/см*²» [152]. Для всех осадочных пород эта величина еще намного меньше. Условно-мгновенные прочности (средние, приближенно) для разных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре приведены здесь по [59].

Породы	Прочность на скалывание P_τ, кг/см²	Прочность на отрыв, P_σ, кг/см²	$\frac{P_\sigma}{P_\tau}$
Граниты	750	30	25
Диабазы	900	50	18
Кварциты	1000	80	12
Известняки	450	50	9
Песчаники	750—200	60—20	10
Глинистые сланцы	260—180	40—30	6

Объясняется малая прочность пород на растяжение, во-первых, тем, что края даже микроскопических трещин сразу расходятся и возможность «залечивания» таких открытых трещин резко падает. Во-вторых, при отсутствии стресса не проявляется динамометаморфизм и уменьшается роль перераспределения вещества.

На ошибочном представлении о прочности пластов и пачек на растяжение и способности их растягиваться на 20—50 и более процентов без образования разрывов сплошности основаны некоторые гипотезы складкообразования. Из сказанного выше ясно, что такое растяжение не могло осуществиться без образования открытых трещин или поперечных жил, кластических даек и т. п., суммарная мощность которых составляла бы

20—50% длины слоев и пачек, образующих складку. Ничего подобного в складчатых областях мы не видим.

Иногда ложное представление о способности горных пород растягиваться создают эксперименты. Дело в том, что в моделях употребляются материалы (такие как резины, битум, раствор желатина и т. п.), способные к растяжению без разрывов. Но даже мокрая глина почти лишена этой способности (см., например, [59, рис. 49, 62]).

Надо иметь в виду, что пластичные породы — глины, мергели, соли— способны все же немного растягиваться без разрушения. Это свойство их позволяет растягиваться и слоистым пачкам до появления сквозных разрывов. Образование небольших грабенов на сводах антиклиналей позволяет считать, что такое растяжение может достигать 2—3, а возможно, и 5%. Качественная сторона этого явления была освещена в [308, 140, 316, 59 и др.].

6. В условиях сжатия даже при невысоких значениях температуры и давления горные породы более пластичны, чем это обычно себе представляют. Роль разрывов обычно сильно преувеличивается. Нарушения текстуры пород типа кливажа кажутся существенными лишь при исследовании пород под микроскопом, иногда при макроскопическом изучении небольших образцов. Тектонист же имеет дело с формами, на несколько порядков превышающими по объему даже большой штуф. Кроме того, складки образуются не обособленными слоями, а слоистыми пачками и толщами, в которых хрупкие слои перемежаются с относительно пластичными, и трещины, кливаж и другие мезоструктуры нередко распространены в пределах отдельных слоев или гомогенных пачек. Поэтому кливажем и трещинами в нашем анализе можно пренебречь. Но и многие крупные разрывы (параклазы), образовавшиеся вследствие сжатия, подчинены складчатости, а не наоборот, как это иногда считают.

Вопрос этот чрезвычайно важен не только для теории, но и для практики, поскольку без его решения генезис разрывов может быть квалифицирован неверно, а отсюда легко дать ошибочный прогноз глубинной структуры.

Примером может служить Южный Тянь-Шань. В работах С. С. Шульца [262, 264 и др.] отчетливо показано, что хребты Тянь-Шаня образованы изгибами коры большого радиуса, которые он называет складками. Глыбы же лишь орнаментируют эти складки. В отношении Южного Тянь-Шаня к аналогичным выводам пришли Н. П. Костенко [103], О. К. Чедия [247], К. А. Харькевич [243] и др. При этом, однако, открытым оставался вопрос — чем являются эти изгибы большого радиуса: настоящими складками, или «сводами» (анакимами)? Этот вопрос, в частности, ставился еще В. А. Николаевым [165], Д. И. Мушкетовым [157] и другими, которые доказывали, что такие структуры формировались в условиях сжа-

тия, т. е. являются настоящими складками; еще раньше то же утверждал И. В. Мушкетов [158]. Эти взгляды впоследствии подтвердились. Таким образом, крупные альпийские разрывы Южного Тянь-Шаня являются не «краевыми разломами», как это иногда считают и теперь, а большими взбросами, надвигами, сдвигами, сопутствующими глубинной складчатости. Еще более очевидно это в отношении покровных складок. Примером может служить пологий надвиг, по которому одно крыло большой и сложной антиклинали Бабатаг надвинуто на другое много больше, чем на 12 км. Этот надвиг до проведения буровых работ многими причислялся к вертикальным «разломам», независимым от процесса складкообразования.

7. Часто та или иная гипотеза аргументируется соответствующими результатами экспериментов, воспроизводящих складки, иногда очень эффектные. Но при этом невозможно выдержать все критерии подобия, что не позволяет рассматривать эксперимент как непреложное доказательство. Еще менее убедительны математические модели, в которых приходится абстрагироваться от многих факторов, порой существенных.

В моделях слои имеют мощности, равные не сотым и тысячным долям миллиметра, а минимум на 2—3 порядка больше; нет возможности оперировать с материалами, обладающими ничтожной вязкостью, или уменьшить соответственно силу тяжести и т. д. Поэтому эксперименты не прямо подтверждают гипотезу, а лишь удостоверяют ее право на существование, пока она не противоречит фактам или логике. Примерно так же оценивает значение эксперимента в геологии, особенно в тектонике, И. В. Лучицкий [139]. Пожалуй, правильнее говорить не об эксперименте, а о физическом моделировании в целях иллюстрации развиваемых положений.

То же относится и к математическим моделям. В работах [284, 339, 78, 79, 108, 179, 59 и др.] разработаны такие модели для частных случаев. Физические основы и математический аппарат этих разработок не вызывают сомнений. Но исходные положения не всегда могут быть просто приняты на веру. Например, расчеты поведения слоистой толщи, сложенной «компетентными» и «некомпетентными» породами под действием бокового сжатия, бесспорно, могут осветить процесс образования одной или немногих складок. Но формирование складчатых систем эти выкладки объяснить не в состоянии. Поэтому пользоваться такими моделями, как математическими, так и физическими, необходимо крайне осторожно.

8. Еще менее убедительными в тектонических концепциях выглядят ссылки на мнения (и иллюстрирующие их схемы), недостаточно подкрепленные фактическим материалом, даже если эти мнения высказаны самыми авторитетными учеными.

Ж. Гогель [63], разбирая «границы погрешности» тектонической интерпретации наблюдений, показывает путь создания некоторых «теорий» на примере разработки концепции вертикализма.

9. В тектонических построениях далеко не всегда допустимо руководствоваться простым сходством форм. Образование многих микро- и мезоформ не может быть механически использовано для объяснения генезиса макроформ и структур низших порядков. Ниже мы познакомимся с некоторыми механизмами образования мелких складок и увидим, что эти механизмы не приложимы для толкования способов возникновения крупных форм. Другим источником ошибок этого рода может служить искажение форм на чертежах вследствие преувеличения вертикального масштаба.

В качестве примера упомянем разрезы через Жигули и Доно-Медведицкий вал [25, рис. 98]. «Складки», изображенные на этих разрезах, напоминают сундучные. Но если привести соотношение масштабов к 1:1 (на одном разрезе это соотношение равно 1:10, на другом—1:25), «складки» исчезнут и привлекать соображения о формировании этих дислокаций для объяснения генезиса настоящих сундучных складок неправомерно. В. В. Белоусов утверждает: «едва ли могут возникнуть сомнения в том, что складки коробчатой, или сундучной, разновидности возникают в результате вертикальных движений отдельных блоков (глыб) земной коры» [25, с. 233]. Коробчатые складки в Триалетском хребте, по мнению В. В. Белоусова [26], могут служить очевидным свидетельством развиваемого им положения и, так сказать, тектонотипом «глыбовых складок». При детальном же их изучении оказалось, что объяснить их формирование вертикальными движениями глыб фундамента невозможно [54]. Необъяснимы коробчатые складки вертикальными движениями блоков и в других складчатых областях (см., например, [210]).

10. Еще одним источником ошибок, который следует учитывать при заключениях, опирающихся на литературные или рукописные материалы, может служить «вертикализация» разрывов. Отчасти это является природным феноменом. Надвиги стремятся во фронтальной части становиться круче, иногда близ поверхности земли приобретая вертикальное падение и даже обратный наклон [3, 112]. Этот естественный результат свободного пространства выше поверхности земли был подтвержден экспериментами, наблюдениями над оползнями и установлен бесспорно бурением. Если «корень» надвига находится на большой глубине, фронт такого надвига нередко квалифицируется как «краевой разлом» (в смысле, предложенном Н. М. Синицыным), или «глубинный разлом» (в первоначальном понимании А. В. Пейве). Чаще же «вертикализация» разрывов наблюдается не в натуре, а в экстраполяции геологических и соответствующей интерпретации геофизических данных. Даже в тех случаях, когда на поверх-

ности фиксируется несомненный надвиг, на профилях он нередко изображается вертикальным «разломом», увенчанным наверху, в пределах видимости, «козырьком».

11. Немецким сейсмологом Зибергом [168] были сформулированы два «закона», которые необходимо учитывать при рассмотрении гипотез. Первый — сохранение объема пород при деформациях — имеет ограниченное значение (к этому вопросу мы вернемся в главах II—IV), но при деформациях, вызываемых внешними силами, в полной мере сохраняет свое значение. Второй закон, закон наименьшей работы, в сущности, является выражением в тектонических процессах принципа Ле Шателье: если на систему, находящуюся в равновесии, воздействовать извне, равновесие смещается в направлении, при котором эффект воздействия уменьшается. Забвение этих «законов» иногда ведет к конструированию невероятных механизмов складкообразования.

12. Сила тяжести вмешивается во все без исключения процессы тектогенеза. Это всегда необходимо учитывать, но каждый раз оговаривать это обстоятельство нет нужды. Однако существует категория складок, при образовании которых ведущая роль гравитации очевидна — это смятия покрова, оползающего или оплывающего со склонов поднятий. Образующиеся при этом складки мы, вслед за большинством тектонистов, будем называть *гравитационными*.

Упрек В. В. Белоусова [25] в адрес В. Е. Хаина [237] в том, что к гравитационным складкам он относит только смятия слоев при их соскальзывании по склонам и исключает «диапировые складки гравитационного всплывания» справедлив лишь отчасти. Во-первых, в других классификациях [236, 238, 241] В. Е. Хаин говорит о «складках свободного гравитационного скольжения». Во-вторых, и это главное, сила тяжести влияет на все процессы тектонических деформаций. Например, ни образование «глыбовых складок», ни смятия коры вследствие общей контракции не были бы возможны без гравитации. Но никто не называет эти складки гравитационными. Термин же «складки свободного гравитационного скольжения» неудачен, поскольку, чтобы образовались смятия, скольжение обязательно должно быть несвободным.

Глава I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЙ ОЧЕРК ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Характерные черты складчатой системы Таджикской депрессии, выбранной нами в качестве тектонотипа, были описаны раньше во многих статьях и монографиях. Поэтому здесь для читателя, незнакомого с этими литературными источниками, приведены лишь схематические сведения о складчатой системе мезозойско-кайнозойского чехла, необходимые для понимания дальнейшего содержания книги. Предварительно сообщаются краткие данные об осадках, слагающих чехол депрессии (см. табл. 1). Отметка (о) в таблице указывает, что отложения полностью или частично смыты со сводов многих антиклиналей.

Основной границей между структурными ярусами служит поверхность фундамента. В состав фундамента входят сложно дислоцированные и метаморфизованные образования палеозоя и докембрия. Нижние горизонты чехла сложены пермо-триасом, рэтом, или, если они отсутствуют, лейасом. На площади впадины раздел между чехлом и фундаментом еще не вскрыт. Внутри чехла могут быть выделены по скрытым (подошвы орогенных формаций) и локальным несогласиям несколько подъярусов: пермо-триасовый (?), юрский, меловой, палеогеновый, четвертичный. Внутри нижнего мела, неогена и антропогена в некоторых районах можно наметить подъярусы второго порядка. Срыв по гаурдакской свите (верхний мальм) делит чехол депрессии, исключая Байсунский антиклинорий (I)*, на два структурных этажа: подсолевой, или цоколь, и надсолевой—покров.

---

* Здесь и далее индексы в круглых скобках после собственных названий структурных элементов соответствуют индексам на рис. 2. В литературе фигурируют и другие названия; бо́льшая часть их приведена в каталоге, опубликованном ранее [86].

Таджикская депрессия по своим размерам должна быть отнесена к мегаструктурным формам (см. главу III). Складки, образованные надсолевым этажом чехла, относятся к макроструктурам.

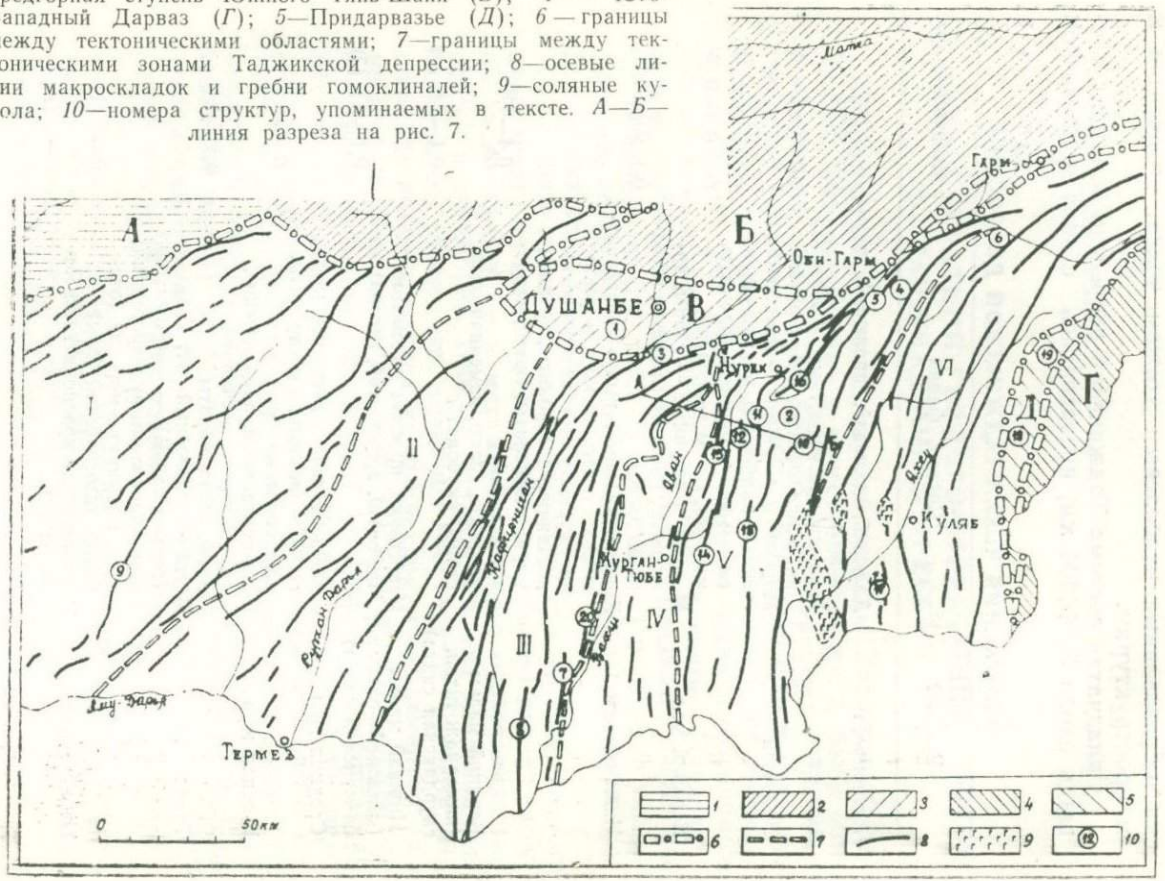
Складчатая система Таджикской депрессии занимает площадь около 350×200 *км*, протягиваясь с запада на восток

Таблица 1

ОТЛОЖЕНИЯ ЧЕХЛА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Возраст	Состав, фации	Мощность, *км*
Антропоген	Аллювий, делювий, пролювий, лёссы и пр.	(о), 0—2
Неоген	Молассы красноцветные — песчаники, конгломераты, алевролиты	(о), 2—7
Палеоген	Морские и лагунные — песчаники, глины, карбонаты, ракушечники, гипсы; внизу мощные доломиты, мергели, гипсы палеоцена	(о), 0,3—0,8
Верхний мел	Морские и лагунные — глины, аргиллиты, карбонаты, гипсы, песчаники	(о), 0,6—1,2
Нижний мел	Континентальные, выше переслаивающиеся с лагунными и морскими, преимущественно красноцветные— песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гипсы, карбонаты, глины	0,4—1,6
Верхний мальм (кимеридж-титон, гаурдакская свита)	Ангидриты, гипсы, каменная соль, глины, карбонаты	0,1—0,6 (?)
Нижний мальм (келловей—оксфорд, байсунская свита)	Известняки, прослои доломитов, мергелей, аргиллитов, гипсов	0,1—0,7 (?)
Средняя юра	Континентальные, лагунные, морские — песчаники, алевролиты, аргиллиты, карбонаты, гипсы	0,1—0,7 (?)
Нижняя юра	Континентальные, паралические, угленосные — песчаники, алевролиты, конгломераты	0,05—0,3 (?)
Триас	Местами угленосный рэт; T_{1-2} (только на СВ) — континентальные с прослоями вулканогенных; в хр. Васмикух—морские (очевидно, экзотический блок)	0—2 (?)
Пермо-триас	Эпигерцинские красноцветные молассы (?)	0—3 (?)

Рис. 2. Структурная схема советской части Таджикской депрессии. *1*—Туран (*А*); *2*—Южный Тянь-Шань (*Б*); *3*—предгорная ступень Южного Тянь-Шаня (*В*); *4* — Юго-Западный Дарваз (*Г*); *5*—Придарвазье (*Д*); *6* — границы между тектоническими областями; *7*—границы между тектоническими зонами Таджикской депрессии; *8*—осевые линии макроскладок и гребни гомоклиналей; *9*—соляные купола; *10*—номера структур, упоминаемых в тексте. *А—Б*—линия разреза на рис. 7.



от Турана (*А*) до Юго-Западного Дарваза (*Г*) и Придарвазья (*Д*), и с севера на юг от Южного Тянь-Шаня (*Б*) и его предгорной ступени (*В*) до широтного Северо-Афганского погребенного вала, расположенного южнее государственной границы с Афганистаном. Продолжением складчатой системы на ВСВ служат субширотные складки хребтов Петра I и Заалайского. К ЮЗ складки расходятся, образуя субпараллельные дуги и приобретая юго-западные и южные простирания (рис. 2). Гиссарская долина (*1*) по своему тектоническому строению должна быть исключена из складчатой системы депрессии и отнесена к предгорной ступени Южного Тянь-Щаня. Придарвазье включает хребты Васмикух и Морзомин, являющиеся частями хребта Хозретиши.

Зеркало складчатости системы образует положительные и отрицательные мегаформы второго порядка. Отрицательным мегаформам отвечают в рельефе широкие впадины. С запада на восток это долины Сурхандарьи, Явансу (с ее южным продолжением — так называемой Кургантюбинской, или Вахшской, долиной) и бассейн рек Яхсу и Кызылсу. В структурном отношении отрицательные мегаформы могут рассматриваться как синклинории, названные, соответственно, Сурханским (*II*), Яванским (*IV*) и Яхсуйским (*VI*). Отрицательными структурными мегаформами разделены положительные — антиклинории Байсунский (*I*), Кафирниганский (*III*), Вахшский (*V*) и Придарвазский, представленный лишь западным крылом. Все эти крупные структурные формы на юге пересекают границу с Афганистаном и «расплываются». В рельефе Байсунский антиклинорий выражен горными грядами юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Нижнемезозойские образования обнажены только за пределами Южно-Таджикской впадины — в крупных складках Байсунского антиклинория (в ядрах которых вскрыты также палеозой и докембрий) и в Придарвазье. Всю площадь современной впадины занимают меловые и кайнозойские осадки. Лишь по сместителям разрывов и в соляных куполах на поверхность выведены соленосные отложения гаурдакской свиты.

Система складок Таджикской депрессии отвечает всем, указанным выше, признакам складчатых систем. Как уже упоминалось, площадь, занятая системой, очень велика. Осевые линии складок приблизительно параллельны и расположены по субконцентрическим дугам. Имеющиеся отклонения

не нарушают, а наоборот подчеркивают общие закономерности; это, в частности, было показано [82] на примере наиболее крупного из таких исключительных участков, района Туткаульского тектонического узла (2). Отгибание к востоку северных окончаний складок вдоль северной кромки депрессии указывает на западное (правое) смещение депрессии вдоль южной границы Тянь-Шаня и его предгорной ступени по Илякскому разлому (3), что подтверждено и палеомагнитными данными. На севере и особенно на северо-востоке складки сближены, местами пережаты и осложнены многочисленными разрывами, складчатыми и другими формами высших порядков; антиклинали надвинуты на синклинали и следующие антиклинали, образуя серии гомоклиналей, чешуй. К югу складки расходятся, синклинали на поверхности расширяются, надвиги отмечены только в крыльях антиклиналей.

С учетом данных глубокого бурения репликат в южной половине депрессии может быть принят около 40, в северной — более 50, по северной окраине и в хребтах Вахшском и Петра I превышает 70. В среднем для депрессии R = 50.

На востоке депрессии преобладают отклоны*, опрокидывания складок и надвигания преимущественно к западу. Западнее Яванского синклинория доминирует обратная вергенция. Верхние горизонты, видимо, везде деформировались пассивно, по типу анаким, что указывает на заложение зоны стресса на некоторой глубине. В частности, в слабо размытых сводах антиклиналей наблюдаются признаки растяжения слоев, вплоть до образования небольших грабенов рифтового типа. В более глубоких горизонтах развиты признаки горизонтального сжатия: трещины скалывания, выполаживающиеся книзу надвиги, паразитические складки, гофрировка пластичных пачек, пережимы пластов в крыльях, раздувы в присводовых частях антиклиналей и т. д. Особенно показательны деформированные включения с осью «*c*» эллипсоида

---

* Термин «наклон» в тектонике употребляется в разных, часто противоположных значениях, что иногда приводит к недоразумениям. В применении к залеганию слоев под наклоном обычно понимается азимут падения их. При характеристике же поверхностей и линейных тел, обладающих крутым первичным падением — осевые поверхности складок, сместители разломов, штокообразные тела и т. п. — наклонами называют как азимуты падения, так и азимуты восстания, отличающиеся от первых на 180°. Направление отклонения верхней части плоскости или линейной структуры от вертикали предлагается называть *отклоном*, оставив за термином *наклон* понятие о направлении падения.

деформации, ориентированной параллельно напластованию и поперек простираний складок. Все эти данные структурного анализа позволили сделать вывод, что в центральной части депрессии верхняя граница зоны стресса располагалась в пределах нижнего палеогена. Аналогичные, хотя и менее детальные наблюдения на остальной площади депрессии привели к заключению, что верхняя граница зоны стресса понижается относительно стратиграфического разреза к западу. На востоке зона захватывает миоцен, на западе, в Байсунском антиклинории — нижнеюрские горизонты, погружаясь в фундамент [84, 88]. Этим и объясняется, по нашему мнению, участие фундамента в строении складок покрова в западной части Таджикской депрессии.

В мезозое Таджикская депрессия развивалась как единая мегаструктурная форма — широтный прогиб с небольшими осложнениями в северной части. В конце мезозоя, вероятно, возникло несколько мелких, еще недостаточно изученных, ларамийских структурных форм северо-западного простирания; они осложнили процесс дальнейшего, собственно альпийского складкообразования. В палеогене начали формироваться пологие субмеридиональные мегаструктуры второго порядка (поднятия и прогибы), отвечающие зонам депрессии (I—VI). Отмечены признаки начала образования некоторых альпийских складок в позднем миоцене и плиоцене. К концу третичного периода Байсунское поднятие (будущие юго-западные отроги Гиссарского хребта) отделило Таджикскую впадину от Туранской равнины. В раннем плейстоцене произошло замедление процесса складкообразования. В основном же складки развивались в среднем—позднем плейстоцене и голоцене. В антропогене складки формировались последовательно: ранее развивались складки западной и восточной окраин и постепенно в этот процесс втягивались районы все более близкие к осевой части депрессии — Яванскому синклинорию [86, 90].

Подавляющая часть складок выражена в рельефе, антиклиналям и гомоклиналям, а также субантиклинориям* от-

---

* Под *субантиклинориями* здесь понимаются группы сорванных с фундамента или цоколя складок, сжатых настолько, что каждая группа образует общую антиклинорную форму. Субантиклинории не имеют «корней». Хребты Вахшский, Петра I являются выражением в рельефе типичных субантиклинориев.

вечают гряды, хребты с превышениями от нескольких десятков до 1700 *м*, а за пределами впадины, в Байсунском антиклинории и хребтах Вахшском и Петра I, превышения достигают 4 *км* и более. Прямой рельеф обязан как препарировке денудацией устойчивых пластов (конгломератов, песчаников неогена и нижнего мела, карбонатов эоцена, палеоцена, сенона, сеномана, а в Байсунском антиклинории — также карбонатов келловея—оксфорда), так и современному складкообразованию.

Эта краткая характеристика складчатой системы Таджикской депрессии касается лишь покрова в пределах впадины. Отсутствие выходов пород байсунской свиты и более древних образований; частое появление соленосных пород гаурдакской свиты по надвигам в основаниях склонов складчатых гряд, в их числе и небольших; малые радиусы изгибов пластов в сводах антиклиналей; характер дислокаций там, где интенсивно деформированный чехол вскрыт на большую глубину, например в Вахшском хребте, где видны пережатые складки (рис. 3); а в последние годы и данные бурения — все это свидетельствует о внутренней дисгармонии в строении покрова и о срыве его с цоколя по соленосной толще верхнего мальма.

Следует особо отметить, что неверная трактовка генезиса складок депрессии нередко базируется на отнесении складчатости к типу «промежуточной» [25, с. 410] и даже «прерывистой» [там же, с. 231] по кажущемуся преобладанию в пределах впадины узких («гребневидных») антиклиналий и широких синклиналей. Это ошибочное представление вызвано длительностью процесса складкообразования и выполнением мульд молодыми отложениями. Там, где возможно сопоставление форм, образованных одновозрастными слоями, видно, что синклинали сжаты не меньше антиклиналей (рис. 4). Вместе с тем не исключено, что на юге депрессии синклинали несколько шире, чем антиклинали.

Несмотря на то, что предположения о срыве верхней части чехла были выдвинуты еще в 30-х годах [95, 244] и обоснованы в 50-х и 60-х [84, 86, 87, 89], эти представления с трудом внедрялись в практику поисковых работ на нефть и газ. Значительная часть геологов защищала и продолжает отстаивать концепцию непосредственной зависимости структур чехла от кайнозойских дислокаций фундамента [183, 250, 129, 209, 208, 9, 204, 126, 127 и др.]. Однако данные глубокого бурения и геофизики вынуждают многих тектонистов пересматривать прежние представления. В качестве примера можно сослаться на эволюцию взглядов Я. А. Беккера [17, 18] и К. Н. Кравченко [75, 109]. Также для примера покажем, как менялись построения на глубину антиклиналей Кызимчек (7), Ходжаказиан (8) и разделяющей их синклинали Ялгызкак по мере их разбуривания (рис. 5).

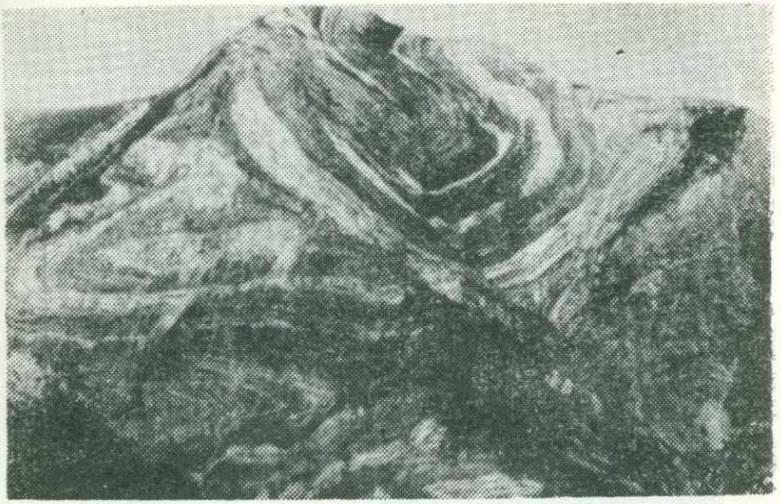


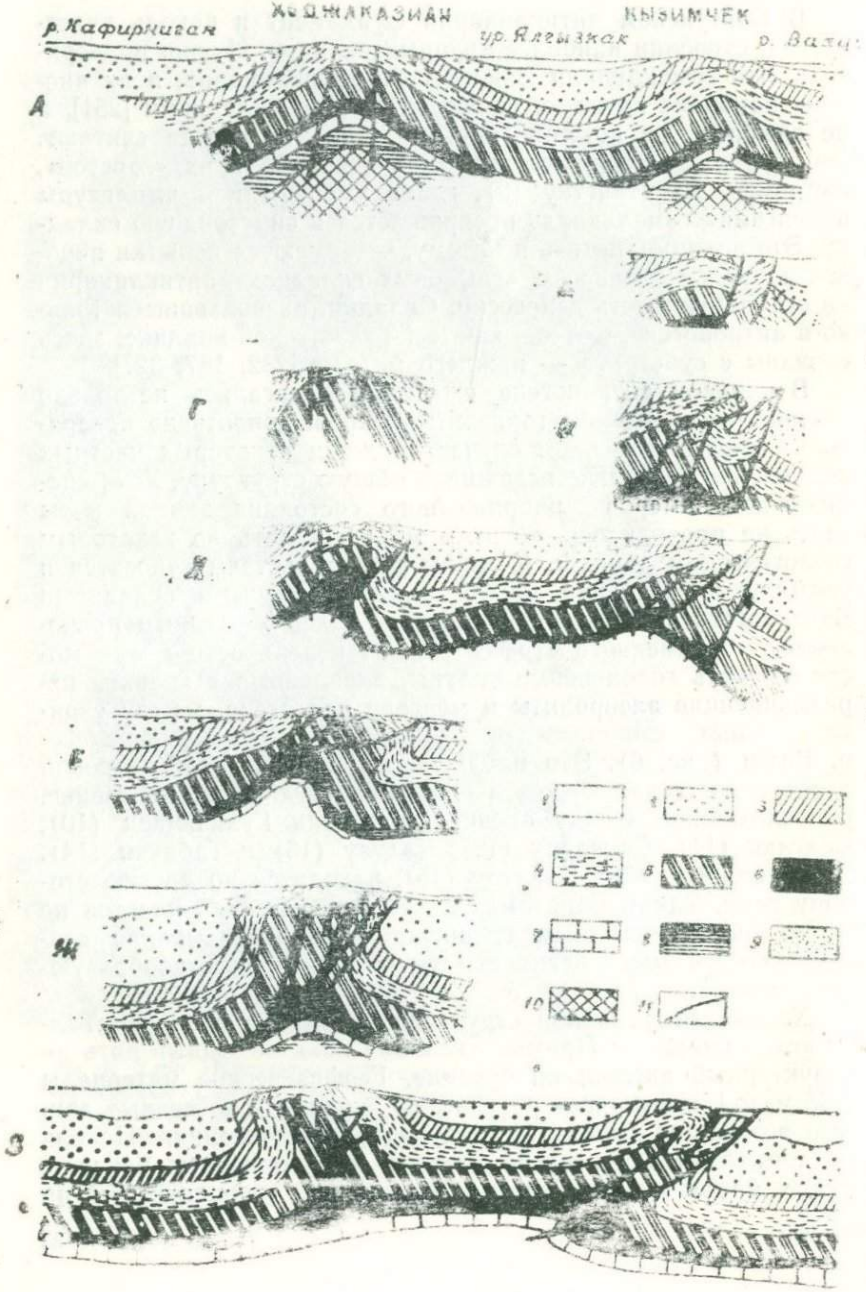
Рис. 3. Характер дислокаций в Вахшском хребте. Вверху—Камчиракская синклиналь (фото Л. М. Лыскова); внизу—Вионская синклиналь.

Рис. 4. Ядро Пулисангинской синклинали, между антиклиналями Санглак (*11*) и Джангоу (*16*), отпрепарированное по сеноманским известнякам. Север центральной части Таджикской депрессии.

В Байсунском антиклинории фундамент и цоколь участвуют в строении наиболее крупных складок. Нужно подчеркнуть, что гомоклинали Байсунского антиклинория, в их числе и наиболее крупные, являются именно складками [251], а не глыбами, не косыми горстами, как это иногда считают. Это видно на периклинальных окончаниях таких «горстов», например, Кугитангтау (9), где с уменьшением амплитуды надвигания гомоклиналь превращается в синусоидную складку. Это важно отметить и потому, что имеются попытки перенести представление о «глыбовых складках» антиклинория на остальную часть депрессии. Складки, развивавшиеся только в антропогене, так же, как и в Таджикской впадине, здесь сорваны с субстрата — нижнего мальма [232, 187, 227].

В позднем антропогене сжатию подвергались не только нижние, но и верхние горизонты покрова, вплоть до поверхности земли, во всяком случае до днищ некоторых частных впадин, что несколько осложнило общую структуру. Хотя специальных замеров напряженного состояния земной коры здесь не проводилось, об этом можно судить по некоторым геологическим данным. К таким свидетельствам относятся и упомянутые различия между разновозрастными складками Байсунского антиклинория. Другим, более очевидным проявлением современного стресса вблизи поверхности земли могут служить голоценовые валуны, вдавленные в крепкие неразмокающие алевролиты и мергели палеогена, между слоями которых, стоящими на головах, была набита галька р. Вахш (рис. 6). Это наблюдалось на уступе 20-метровой террасы на левом берегу реки, в Сангтудинской котловине, расположенной между окончаниями гряд Гулизиндан (10), Санглак (11), Сарсаряк (12), Чалтау (13) и Табакчи (14). Ближайший хребет, Каратау (15), находится по другую сторону реки. Таким образом, сжатие палеогеновых пластов не могло быть следствием гравитационного расплывания возвышенностей или других факторов, кроме складкообразующих усилий.

Какова же реальная структура цоколя в пределах Таджикской впадины? Прямых указаний пока не смогли дать ни структурный анализ, ни бурение. Геофизические материалы [235 и др.], имеющиеся результаты бурения и косвенные данные позволяют высказать следующие соображения. Цоколь дислоцирован значительно положе, чем горизонты покрова, иначе мальмские карбонаты обязательно появились бы на


р. Кафирниган
ХОДЖАКАЗИАН
ур. Ялгызкак
КЫЗИМЧЕК
р. Вахш
А
Б
В
Г
Д
Е
Ж
З
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

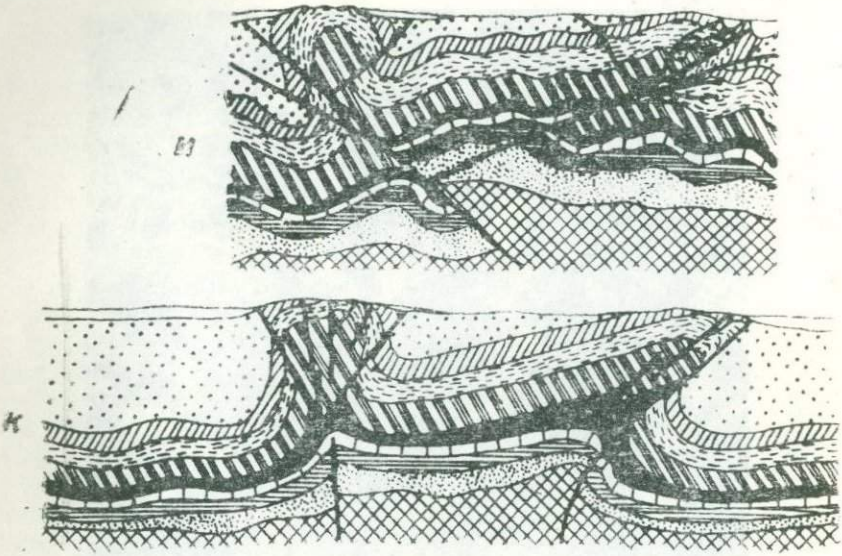


Рис. 5. Разрезы через Ходжаказиан—Ялгызкак—Кызимчек, составленные: *А*—до 1962 г.; *Б*—в 1962—1963 г. (по Ю. Ковальчуку); *В*—в 1965 г. (по В. Бутусову); *Г*—в 1966 г. (по М. Х. Голлямову); *Д*—в 1966 г. (по В. В. Тагаеву); *Е*—в 1966 г. (по М. В. Васильчикову); *Ж*—в 1967 г. (по Б. Е. Быкову и Г. Е. Котенят-киной); *З*—в 1969 г. (по А. П. Молчанову); *И*—в 1970 г. (по М. В. Васильчикову); *К*—в 1970 г. (по Я. А. Беккеру). Условные обозначения: *1*—антропоген; *2*—неоген; *3*—палеоген; *4*—верхний мел; *5*—нижний мел; *6*—соленосная толща мальма; *7*—карбонатная толща мальма; *8*—средняя и нижняя юра; *9*—пермо-триас (?); *10*—фундамент; *11*—разрывы.

поверхности земли в основании склонов гряд, образованных крупными гомоклиналями, тогда как они не вскрыты там даже глубокими буровыми скважинами. Мощности неогена и положение зеркала складчатости указывают, что поверхность карбонатного мальма образует два широких вала, мегантиклинали, соответствующие Вахшскому (V) и Кафирниганскому (III) антиклинориям. Этим мегантиклиналям и соседним мегасинклиналям могут быть присвоены те же названия, что антиклинориям и синклинориям, которым они отвечают.

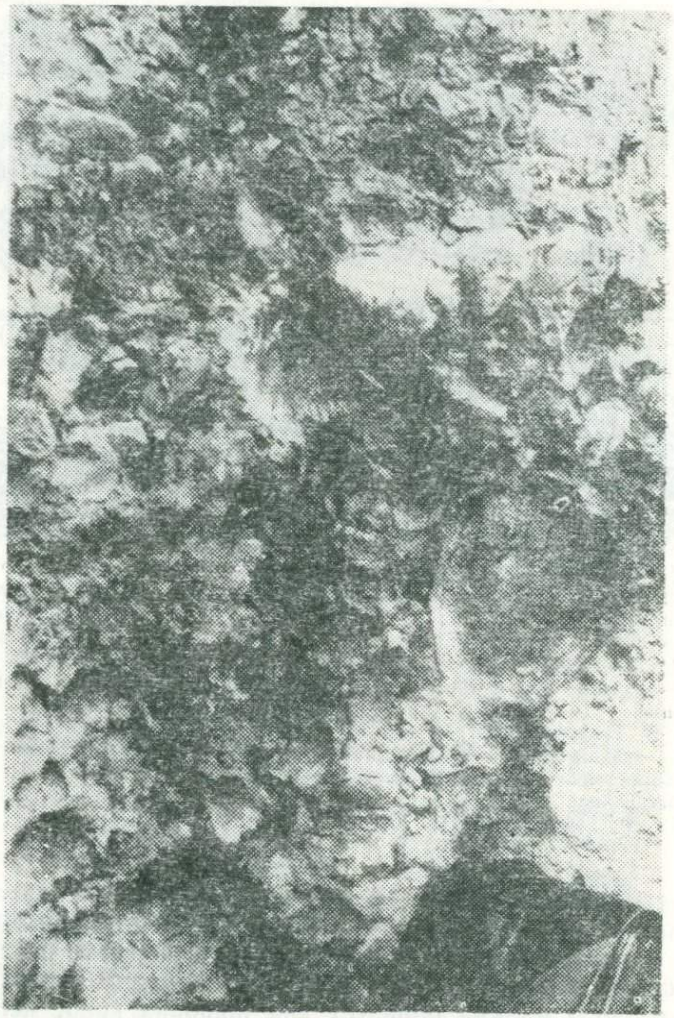


Рис. 6. Левый берег р. Вахш у Казан-Гузара. Гальки и валуны молодого аллювия, вдавленные в коренные породы палеогена.

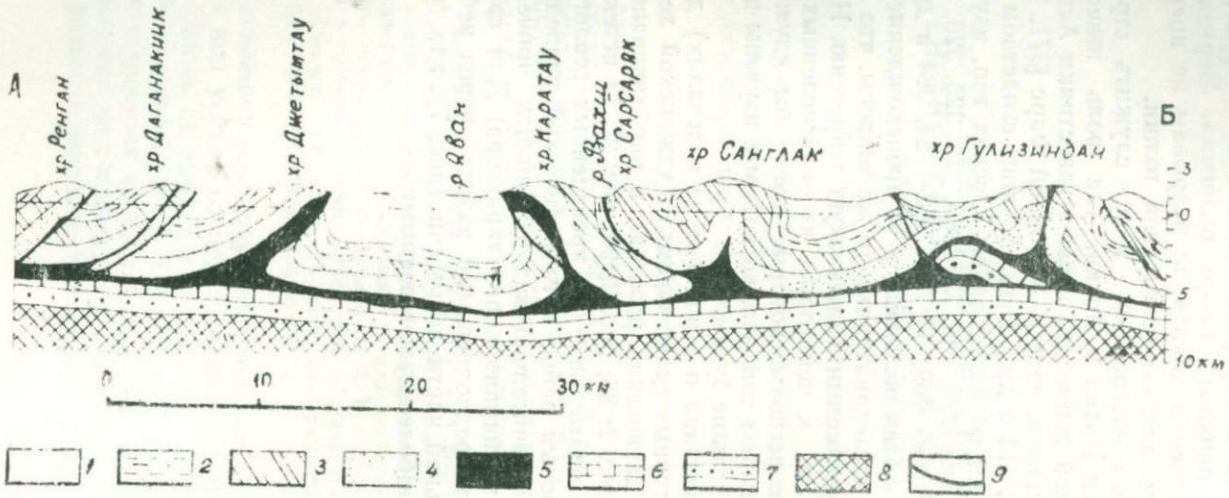


Рис. 7. Разрез через Туткаульский тектонический узел и северо-восточную часть Кафирниганского антиклинория (см. рис. 2). *1*—антропоген и неоген; *2*—палеоген; *3*—верхний мел; *4*—нижний мел; *5*—соленосная толща мальма; *6*—карбонатная толща мальма; *7*—средняя и нижняя юра; *8*—фундамент (включая предполагаемый пермо-триас); *9*—разрывы.

Возможно, что эти мегаформы осложнены структурными формами второго порядка, также пологими. Вертикальная амплитуда перемещений цоколя по разрывам не превышает мощности верхнемальмской соленосной толщи.

Моделью такого построения могут служить структуры нефтеносных полей Ирана и Ирака, где роль известняков мальма Таджикской депрессии играют известняки Асмари, а гаурдакской соленосной свиты — нижний Фарс [371, 372, 15, 364, 217, 271, 260, 313 и др.]. Еще бо́льшим сходством с Таджикской депрессией обладает район Юрских гор, изучаемый еще с прошлого века [295, 336, 359, 360, 272, 325, 326, 24, 297, 298, 418, 419, 375, 380, 169, 63, 307, 352—354, 384 и др.]. Но общая структура обоих регионов и ее происхождение до сих пор ставят перед исследователями те же вопросы, что и перед тектонистами, изучающими Таджикскую депрессию. Нам еще придется вернуться к некоторым из перечисленных работ. Другие подобные регионы, которые могли бы служить целям сопоставительного анализа, но которые изучены недостаточно, мы привлекать не будем.

Наши представления о стиле (но не о деталях) дислокаций обоих структурных этажей чехла Таджикской депрессии показаны на схематических разрезах в опубликованных ранее статьях [84, рис. 2; 86, рис. 3; 93, рис. 2]. За истекшие годы в результате осмысливания проведенных геологических наблюдений, буровых работ и геофизической разведки эти представления незначительно видоизменились, причем изменения не носят принципиального характера. Для сравнения здесь приводится предполагаемый разрез через небольшой участок центральной части депрессии (рис. 7), где такие изменения были наиболее существенными.

Глава II. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ СКЛАДЧАТОСТИ И МЕХАНИЗМАХ ИЗГИБООБРАЗОВАНИЯ

(Критический очерк)

Рассмотрим имевшийся (на 1976 г.) важнейший материал, для удобства обзора разбив его на четыре раздела соответственно основным категориям дислокаций.

ПРОМОРФЫ

На заре тектоники как науки геологи достаточно уверенно могли говорить лишь об одной силе — силе тяжести, направленной вертикально вниз. Н. Стено [401] первым показал, что слои вследствие гравитации вначале залегали горизонтально, и что наклон их — явление вторичное.

Этот идеологический базис тектоники был воспринят не всеми. По Ж. Бюффону [293, 294, 42] рельеф Земли формировался действием приливов и морских течений; все горные породы, кроме первичных, образовались осаждением из вод мирового океана; наклоны слоев соответствуют склонам первозданных возвышенностей, а сложные дислокации либо обнажены в гребнях первичных гор, либо обязаны провалам в подземные пустоты. Позднее эти воззрения получили развитие в трудах нептунистов, в первую очередь А. Г. Вернера [420]

В дальнейшем неоднократно отмечались первичные наклоны слоев под углами от первых минут до десятков градусов. Но это отнюдь не выбивало основу из-под тектонических построений, заложенную Н. Стено. По мере увеличения угла первичного наклона слоев современных осадков уменьшаются занимаемые ими площади. Углы наклонов более 5° встречаются редко, а меньшие наклоны, учитывая точность заме-

ров при полевых наблюдениях, практически можно приравнивать к горизонтальному залеганию. Кроме того, отложения с большими углами первичных наклонов почти не сохраняются в ископаемом состоянии.

Геологические тела, образуемые слоями с ненарушенными залеганиями мы условились называть *проморфами*.

Углы наклонов слоев в проморфах, измеряемые минутами и первыми градусами, нередко наблюдаются в чехлах платформ. Объяснение таких структур отложением осадков на неровной поверхности фундамента возражений не вызывает, хотя и не может считаться доказанным во всех случаях. А. И. Мазарович [142] назвал эти структурные формы «складками облекания». В подвижных поясах такие структуры являются исключениями и должны рассматриваться скорее как «идеальная» схема.

В процессе раннего диагенеза углы наклонов слоев в проморфах могут увеличиваться вследствие уплотнения осадков, причем уплотнение может достигать значительной величины. В алевролитах, например, от начального уплотнения, но достаточного, чтобы сохранились цилиндрические ходы ракообразных, до полной литификации, степень уплотнения r может достигать 0,453, где $r=(H-h):h$; (H и h — мощность неуплотненного и уплотненного осадка соответственно), т. е. мощность сокращается почти на одну треть [81]. Образующиеся формы называют «складками уплотнения» [238].

Некоторая условность разграничения проморф и конседиментационных анаким может быть иллюстрирована на примере юрского поднятия Шотори (рис. 8), соответствующего современному хребту Шотори в Иране (реконструкция в [404]). В рэт-лейасовых свитах Найбанд и Шемшак распределение мощностей и фаций указывает на существование скалистого хребта, возникшего еще до верхнего триаса. В рэте и ранней юре кряж, вероятно, не только размывался, но и продолжал воздыматься, хотя и с замедлением. Поднятие почти прекратилось к концу лейаса — выступ субстрата был уничтожен денудацией и мергели свиты Бадаму (тоар — нижний байос) перекрыли его. Лишь оолитовые разности карбонатов над осью вала указывают на незначительное его поднятие в это время. Судя по различиям в мощностях — 800 м над валом и 1500 в бассейне Табас — поднятие продолжалось в батское и раннекелловейское время (свита Багамшах). Но в фациях это почти не сказалось. В позднем келловее и кимеридже наблюдается обратная картина: над валом вырос риф (известняки Эсфандиар), отграничивший бассейн Табас (лагунные фации) от морского бассейна массива Лут (свита Калех Дохтар); мощность же верхней юры везде почти одинакова. Если ограни-

читься рассмотрением только юрской структуры, ее можно было бы принять за проморфу, поскольку в юре поднятие было затухающим. Но несогласие в основании меловых отложений и кайнозойский орогенез скорее указывают, что в юре формировалась обширная анакима.

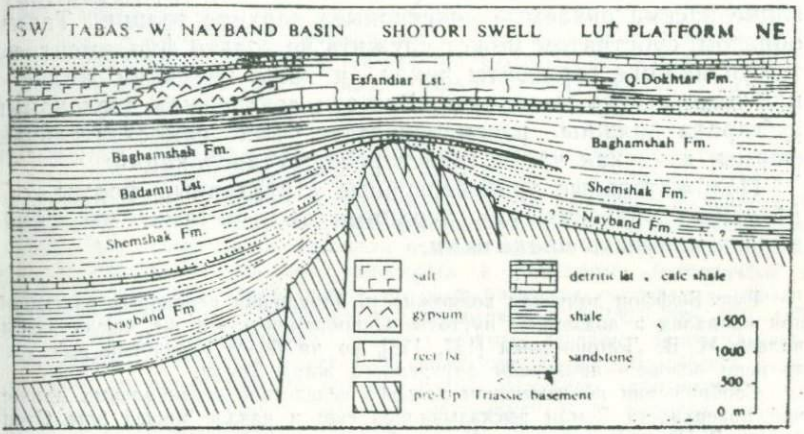


Рис. 8. Пример смешения признаков проморфы и конседиментационного поднятия. Реконструкция юрского «вала Шотори» по [404]. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному около 4 (возможные сокращения поперечника вала при последующем орогенезе в расчет не приняты).

ТРАНСВЕРСИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Трансверсивными дислокациями мы будем называть структурные формы, созданные внешними и приложенными извне усилиями, направленными поперек слоистости и вызывающими поперечное же движение масс слоистых толщ. Такие усилия и движения также можно называть *трансверсивными*. В приведенном определении основное внимание должно быть обращено на первую его часть, так как поперечное движение происходит и при образовании складки, но в этом случае оно является производным от движения, направленного вдоль напластования и обусловленного продольными напряжениями (стрессом) внутри толщи.

Важнейшие трансверсивные структурные формы создаются дифференцированными вертикальными движениями субстрата. Необходимо подчеркнуть, что под «субстратом» здесь понимаются нижележащие образования, деформируемые действием любого механизма и, в свою очередь, деформирующие рассматриваемые «пассивные» верхние толщи. Таким образом, субстратом может служить не только фундамент, но также нижние горизонты чехла и даже инъекции жидкого или пластичного материала. Все эти «активные» дислокации субстрата должны рассматриваться как самостоятельные формы, а не как части трансверсивных дислокаций.

Положительные трансверсивные структурные формы, образуемые «пассивными» верхними горизонтами, мы условились называть *анакимами*.

Еще Бюффон допускал возможность нарушения первичных залеганий при провалах в подземные пустоты. Одновременно эта же мысль развивалась М. В. Ломоносовым [137, 138], но на более передовой для того времени основе — признании внутреннего жара Земли.

Соображения об изменении рельефа вследствие вертикальных движений поверхности Земли высказывались еще в начале нашей эры Страбоном. В IX в. Авиценна, отметивший, что суша и море не раз менялись местами, причину движений видел в землетрясениях. К таким же выводам в XVIII в. пришел Р. Гук [341], тогда как А. Валлиснери и позднее А. Л. Моро [365] источник движений связывали с вулканизмом.

Вертикальные движения поверхности Земли становились все более очевидными. Но для того, чтобы им можно было приписать деформации горизонтальных слоев, эти перемещения должны были быть неравновеликими, дифференцированными по величине и (или) знаку.

Идея о вертикальных поднятиях как основе тектонических движений была высказана Д. Нидхемом и разработана Дж. Геттоном [343]. Последний связывал поднятия с давлением магмы, проникающей по каналам в земной коре. Горизонтальные движения рассматривались как вторичные, производные от вертикальных, и незначительные. В еще большей мере эти представления получили развитие в трудах А. фон Гумбольдта [342, 69], Л. фон Буха [289, 290], Б. Штудера [405] и других, включая и русских геологов — Г. В. Абиха, Н. А. Головкинского и др. В общих чертах тектонические процессы представлялись в следующем виде. Поднятие магмы вызывает воздымание хребтов, сложенных «первичными» изверженными породами. При этом «вторичные» осадочные породы приобретали наклонное положение. Хребты раздвигали и сминали в складки более молодые «третичные» слои на склонах и у подножий, а вершины хребтов могли испытывать провалы. Эта гипотеза «кратеров поднятия», предложенная Л. Бухом, имела успех до середины XIX в.

Хотя несостоятельность этих представлений стала ясной довольно быстро, отброшена была лишь их часть, касавшаяся активности магмы как причины поднятий. Основная же идея о главенстве и первичности вертикальных движений была возрождена в нашем столетии Э. Хаарман-

ном [328], Б. и Р. Виллисами [426], Р. ван Беммеленом ([279] и более поздние работы), Ч. Невином [369] и др., и особенно настойчиво в Советском Союзе — М. М. Тетяевым [228], В. В. Белоусовым ([19] и последующие работы), В. И. Поповым [186], Н. М. Синицыным [214] и многими другими.

Обращаясь к первооснове идеи мы видим, что главная роль отводится дифференцированным вертикальным движениям, образующим поднятия и прогибы. При их формировании слоистые толщи образуют изгибы — анакимы. Большинство тектонистов называло эти изгибы складками, лишь награждая их соответствующими эпитетами. В СССР одно время был широко распространен термин «идиоморфные складки» («тип идиоморфной складчатости»), предложенный В. В. Белоусовым [20, 21]. Позднее он [23] предложил заменить его термином «прерывистая складчатость». Смешивая в понятии «складки» формы различного генезиса, геологи нередко пытались рассматривать многие настоящие складки как отражения в чехле поднятий глыб фундамента. Вместе с тем ряд тектонистов и в терминологии оттеняли отличия анаким от настоящих складок. В первую очередь это относилось к анакимам изометричной и слабо вытянутой в плане формы, которые называли «куполами», «изгибами», «вздутиями», «туморами», «ундациями» и т. д. [321, 328, 279, 425, 306, 228 и др.], подчеркивая, что эти формы созданы вертикальными движениями и не могут называться складками. То же относится и к некоторым линейным изгибам чехла, которые называют «валами», «волнами» и т. п. Б. Л. Личков [131, 133], разграничивая во времени «орогенез» (складкообразование) и «эпирогенез» (проявление вертикальных сил, ведущих к горообразованию) и считая, что в новейшую эпоху везде проявляется только «эпирогенез», называл такие структурные формы «сводами».

Дифференцированные вертикальные движения могут создавать не только наиболее очевидные положительные формы (собственно, анакимы), но и формы отрицательные. Иногда последние — синеклизы, депрессии, мульды и т. п. — рассматриваются как следствие растяжения земной коры и именуются «складками растяжения» [3]. Ж. Обуэн [169] также говорит о «складках основания», образующихся при растяжении и погружении поверхности земли. Впрочем, Обуэн тут же вносит поправку, заменяя слово «складчатость» словами «тектоника» и «стиль». Разумеется, и такие изгибы настоящими складками не являются. Можно предложить подобные отрицательные формы называть *катакимами*.

Следует обратить внимание на невыясненную природу линейных структур в чехлах платформ и особенно квазиплатформ (или молодых платформ). Принято считать, что валы и подобные им структурные формы — это результат воздействия исключительно вертикальных сил. Однако имеются данные, заставляющие усомниться в правильности этого простого представления для всех случаев. Во-первых, для современных

«эпиплатформенных» орогенов, подобных Тянь-Шаню, можно считать доказанным соответствие основных хребтов антиклиналям, образовавшимся действием горизонтального сжатия. Во-вторых, взаимопроникновение орогенов и квазиплатформ, что особенно четко видно из взаимоотношений Южного Тянь-Шаня и Турана (см., например, [161]), говорит о количественных, но не о качественных различиях между теми и другими. В-третьих, непосредственные замеры напряжений показывают, что не только в орогенных поясах, но и на платформах существуют горизонтальные напряжения, намного превышающие литостатические [164]. Все это заставляет критически относиться к общепринятым представлениям о механизме образования платформенных структур. Э. Арган [7] давно уже высказал убеждение, что платформенные дислокации являются настоящими складками, отличающимися лишь амплитудами и «тоннажем». А. Я. Кремс [110] также считает дислокации поверхности фундамента платформ следствием тангенциального сжатия. С другой стороны, источник горизонтального сжатия платформ пока неясен. Передача давления извне, например от границ со сближающимся материком, как думал Арган, от подвижных поясов (против такого предположения возражал еще Н. С. Шатский [253], но он связывал дислокации на платформах с колебательными движениями) или от соседней литосферной плиты, согласно положениям «плитовой тектоники», на расстояния, превышающие 100—150 *км*, невероятно («правило 4»), Эта проблема заслуживает дальнейшего изучения и обсуждения. Однако все сказанное относится только к фундаменту. Структурные формы чехлов на платформах все же скорее являются анакимами и катакимами.

Существуют дислокации, кроме анаким и катаким, также образуемые трансверсивными движениями и также обычно называемые складками.

Еще в прошлом веке было обращено внимание на кливаж. Обобщение данных о кливаже можно найти в любых руководствах по структурному анализу. Здесь мы будем иметь в виду «кливаж течения», параллельный осевым поверхностям складок. Со времени исследований А. Добрэ [311] представления о природе кливажа почти не изменились.

Кливаж образуется при сильном горизонтальном сжатии. Возникновение кливажа заметно лишь после значительной предварительной деформации и сопровождается динамометаморфизмом. Для рассматриваемого вопроса существенно микроскопическое проскальзывание по поверхностям кливажа, которое в сумме может заметно деформировать слои. Эта деформация и должна рассматриваться как трансверсивная. Но самостоятельного значения в складкообразовании кливаж не имеет.

Смещения по поверхностям кливажа следуют ранее образовавшимся изгибам и обусловлены ими, облегчая дальнейшую деформацию. Эти из-

гибы для рассматриваемых слоев являются своего рода субстратом (см. выше). Однако направление движения не следует отождествлять с направлением усилий. Утверждения, что «кливаж возникает не перпендикулярно действующим силам, а параллельно им» [96, с. 105], основаны на недоразумении. Движение вещества вверх, параллельно осевым плоскостям антиклиналей, является производным от тангенциальных усилий. Иногда представляется возможным по деформациям включений даже замерить величину сжатия нормально к плоскостям кливажа и растяжения вдоль этих плоскостей [285].

Еще большее значение кливажу как основному фактору складкообразования придается Е. И. Паталахой и его сотрудниками ([179] и более ранние работы). Они считают, что один из основных типов складчатости, который ими назван «шовным», объединяет «складки ламинарного, или плоскостного» течения.*

Из сказанного ясно, что трансверсивное течение при образовании складок проявляется, но это — следствие, а не причина складкообразования. Это можно видеть хотя бы из того, что в первые стадии образования складок кливаж не возникает, хотя иногда и высказываются обратные утверждения [176].

Все же представление о возможности формирования складок только смещениями по плоскостям кливажа укрепилось. Такие «складки» получили названия «складок скалывания», «складок ламинарного течения». Иногда пытаются различать эти два последние вида «складок» [48]. «Складками скалывания» называют также складки смятия, осложненные надвигами, секущими крылья. Такие складки, например, можно получить на моделях [265, с. 106]. По механизму образования они связаны с «кливажем скола», совершенно иным явлением, чем кливаж течения.

Все это заставляет рассматривать термин «складки скалывания» как отвечающий морфологическому, а не генетическому признаку и не учитывать такие дислокации как складки.

При наличии некоторых условий породы внутри пласта, пачки и целой толщи могут вести себя подобно вязкой жидкости. Различия в физических свойствах отдельных слоев (прослоев) при этом сводятся к минимуму. Вся пачка или толща течет, если, например, создается перепад напряжений. Турбулентность потока перемешивает слои (что особенно хорошо заметно, когда слои имеют контрастную окраску). «Завихрения» образуют изгибы слоев, сопровождаемые значительными изменениями мощностей. Образуются так называемые «складки течения». Они наиболее часто встречаются

---

*Термин «ламинарное течение» употребляется разными авторами в различных смыслах: как трансверсивное скольжение по плоскостям кливажа [179] и как послойное течение вещества [29]. Поэтому мы будем по возможности избегать этого термина и пользоваться терминами *трансверсивное* и *послойное движение (течение)*, смысл которых достаточно ясен.

в пачках, течение пород в которых служит основой «инъективной тектоники» [403]. В качестве примеров обычно приводят «складки», образуемые слоями в ядрах соляных диапиров, и сложные дислокации в толщах глубокометаморфизованных пород. Такие дислокации особенно характерны для некоторых кварцитов и гнейсов [65, 268 и др.]. Хороший пример приведен А. А. Сорским [30, рис. 6]. Некоторые существенные черты образования «складок течения» рассмотрены Э. Вильямсом [422]. Такие «складки» мы будем называть *структурами течения*.

Геологическая основа изгибов, образуемых и трансверсивным и послойным течением, достаточно ясна. Нужно лишь подчеркнуть, что четкую грань между ними провести невозможно. Послойное течение материала недолго сохраняет свою ориентировку параллельно плоскостям напластования [400]. Уточняя, можно сказать, что такая ориентировка может удерживаться лишь на участках истечения породы,* а затем движение материала становится трансверсивным. Иногда в отдельном штуфе невозможно бывает различить изгибы, образовавшиеся в результате кливажа, послойного течения и течения целой толщи (см., например, [112, рис. 86]). Но геологическая обстановка во всех трех случаях различна и учитывать это необходимо.

«Складки течения», как и «складки скалывания», самостоятельного значения в процессах складкообразования не имеют. Это отмечалось тектонистами и раньше. Так, Г. Рамберг [383] считает, что «складки течения» не являются самостоятельным типом складок. В. В. Эз [267] вообще отрицает складки скалывания.

Различаясь по морфологии и средней величине характерных структур, геологическим условиям формирования и генезису, трансверсивные дислокации объединяются общностью кинематики. Это можно иллюстрировать схемами на рис. 9, где структуры разных классов изображены одинаковыми по размерам.

Рассмотрим трансверсивные структуры несколько детальнее.

Простейшим механизмом образования анаким представляется локальное поднятие субстрата, изгибающее слоистую толщу чехла. Такой механизм сходен с действием штампа в экспериментах.

---

* Не следует путать, как это иногда бывает, понятия «течение» и «истечение». Термин «истечение» (буквальный, но не вполне осмысленный перевод французского термина («découlement»), должен отвечать понятиям «вытекание», «стекание», но не «течение».

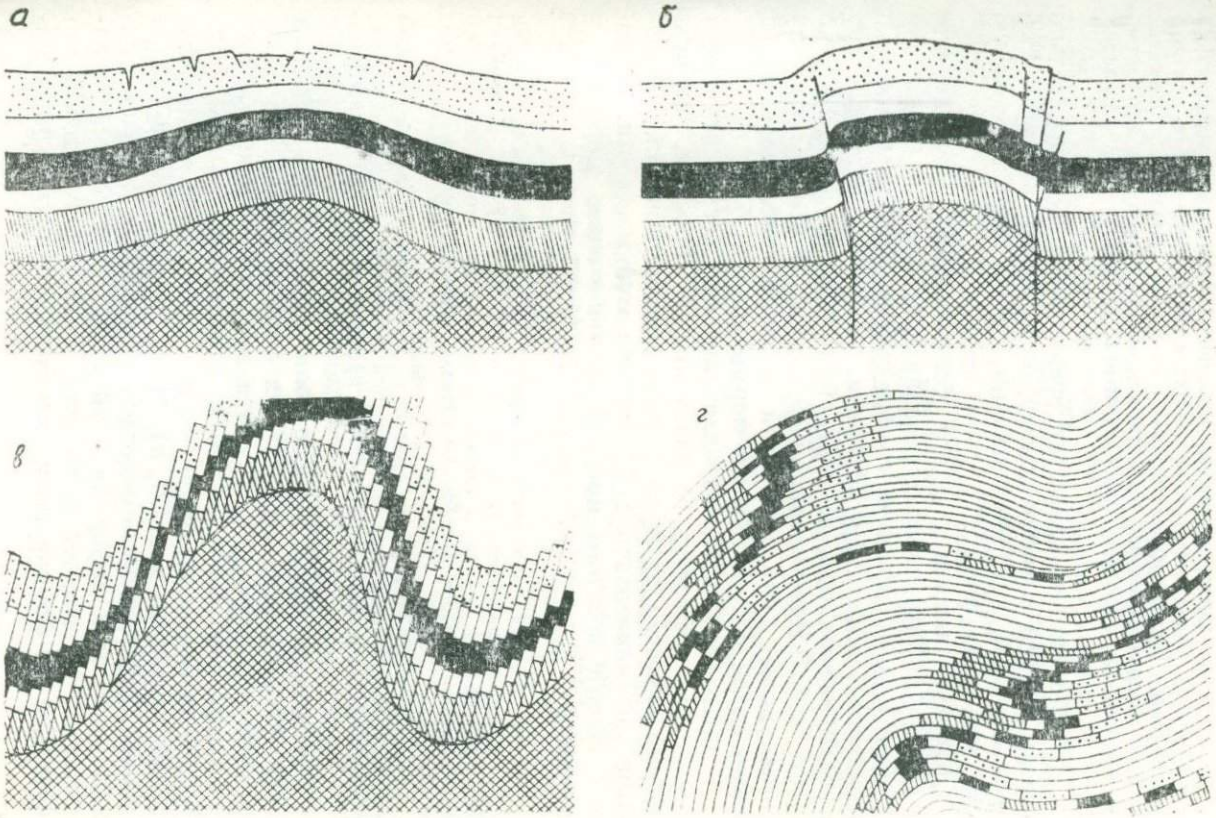


Рис. 9. Схема механизмов образования трансверсивных дислокаций (ложных складок); *а* — анакима; *б* — анакима, осложненная обратными сбросами; *в* — «складки скалывания»; *г* — структуры («складки») течения. В клетку заштрихован «активный субстрат».

Для анаким было предложено название «штамповые складки» [37]. Оно несколько удачнее выражает генезис изгибов этого класса, чем другие термины (идиоморфные складки, глыбовые складки, отраженные складки, складки изгибания, складки поперечного изгиба и т. д.), но также неприемлемо, поскольку рассматриваемые изгибы вообще не складки.

«Штамп» может двигаться вверх или вниз относительно деформируемой слоистой толщи, может быть жестким, вязко-пластичным, или даже жидким, может иметь угловатую или округлую форму.

Жесткие «штампы» — это обычно глыбы фундамента. В чехле над разрывами, ограничивающими такие блоки, при незначительных смещениях образуются флексуры, обычно нарушенные обратными сбросами. Верхняя часть флексур нередко разрушается денудацией, в нижней иногда можно видеть небольшие «задирания» слоев. В редких случаях глыба может быть неширокой и тогда наблюдаются два крыла одной положительной формы (рис. 9, *б*).

В природных условиях для случаев, когда верхние и нижние части флексур не разъединены сбросами, ширина «штампа» всегда намного больше мощности чехла, а поднятие «штампа» значительно меньше этой мощности. Поэтому *глыбовые анакимы* могут быть лишь очень широкими и плоскими.

Образование таким путем швеллерных (коробчатых) «складок», как это изображают, например, В. В. Белоусов [26, рис. 8г] или В. Е. Хаин [241, рис. 158а—г], возможно только на схемах. Для этого понадобилось бы непомерно большое растяжение слоев в крыльях «складок» («правило 5»).

Геологическая обстановка движения «штампов» при образовании глыбовых анаким существенного значения не имеет — безразлично, например, поднялась глыба фундамента в процессе рифто- или рампогенеза.

Значительно более важную роль, особенно при прогнозах глубинного строения структурных форм и разработке практических рекомендаций, играют анакимы, образованные вязко-пластичными «штампами». В этом случае, обычно упускаемом из вида, «штампом» чаще всего служит антиклинальная складка (рис. 9, *а*). Складкообразующие усилия (стресс), как уже было отмечено ранее, обычно распространены не во всей деформируемой толще. Зона стресса ограничена сверху некоторой поверхностью, выше которой на антиклиналях формируются *складчатые анакимы*, распозна-

ваемые по признакам растяжения (образование нормальных сбросов, небольших грабенов, утоньшение слоев особо пластичных пород в сводах и т. д. — см., например, [316]).

Чтобы провести границу между конформными складкой—«штампом» и анакимой внутри единой на первый взгляд структурной формы, обычно требуются специальные исследования. Иногда эту границу можно уловить по надвигам на глубине и сбросам близ поверхности прямо на профилях, построенных на основе структурного бурения. Примерами могут служить разрез через структуру Биби-Эйбат [23] и разрез через антиклиналь Ходжаказиан, упоминавшуюся выше (более детальные разрезы, чем схемы на рис. 5, показали, что верхняя граница зоны стресса в Ходжаказиане расположена близ кровли нижнего мела). Разграничение собственно складок и обусловленных ими анаким требует некоторой затраты труда, но необходимо, если составляются прогнозные профили, особенно в целях правильного направления буровых работ. Можно привести многочисленные примеры того, как поверхностное (в буквальном смысле) изучение антиклиналей приводило к заключениям, что это анакимы, а бурение показывало, что в действительности это «гибридные» формы — складки на глубине и анакимы по поверхностным горизонтам.

«Мягкие штампы», образуемые особо пластичными и жидкими веществами, можно отнести к инъективным структурам.

Ю. А. Косыгин [106], выделивший эти дислокации в особый тип, ввел понятие о них, опирающееся на представление Г. Штилле [403], но, к сожалению, не сформулировал четкого определения,* без чего, руководствуясь только описанием, к инъективным структурам должны быть отнесены, например, ядра любых складок и т. п. Попробуем дать такое определение, исходя из понятий, предложенных Г. Штилле и Ю. А. Косыгиным.

Инъективными дислокациями мы будем называть структурные формы, сложенные текучими во время структурообразования породами, занявшими пространство внутри земной коры, ранее выполнявшееся другими, более вязкими породами, причем освобождение пространства происходило вследствие трансверсивного перемещения этих последних.

К инъективным дислокациям, в соответствии с определением, должны быть отнесены только «штампы». Изгибы покрышки образуют самостоятельные структурные формы —

---

* Возможно, именно по этой причине термин «инъективные дислокации» не получил распространения и даже не вошел в «Справочник по тектонической терминологии» [223], вышедший под редакцией Ю. А. Косыгина на год позднее его книги.

диапировые анакимы. Инъективные дислокации вместе с диапировыми анакимами образуют «гибридные» структурные формы, обычно называемые куполами или диапирами.

По характеру вещества инъективные дислокации можно разделить на магматогенные, метаморфогенные и седиментогенные. По этому же признаку могут быть классифицированы и образуемые ими анакимы.

К магматогенным анакимам относятся антиклинальные изгибы чехла над батолитами, лакколитами и т. п.

Нужно подчеркнуть, впрочем, что весьма важный вопрос о степени активности магмы при формировании инъективных дислокаций не решен. Для батолитов и лакколитов, судя по характеру разрывных нарушений кровли, более правдоподобно предположение о внедрении магмы под давлением или действием изостазии [286, 28] и о пассивной роли покрышки. Это подтверждается не только изгибанием покрывающей толщи, но и ее прорывом в некоторых случаях. Примерами могут служить интрузии Минераловодской группы на Северном Кавказе [172]. Образование таких форм, как лополиты, гарполиты и др., возможно при пассивном заполнении магмой или растворами пространства, образующегося вследствие некоторой упругости («компетентности») слоев, деформируемой сжатием толщи. Хорошим примером могут служить седловидные жилы, вскрытые подземными выработками и изображенные Е. Хиллсом [245, рис. 50]. Но и в подобных случаях более вероятно, что существовала лишь тенденция к образованию открытых полостей, а активная роль принадлежала инъецированному веществу. По некоторым представлениям ([329, 290], позднее многие авторы), магма, внедряясь в толщи осадочных пород, может не только приподнимать их, но и давить на них, сминая их в складки. К этой гипотезе мы вернемся ниже.

Изучение глубокого метаморфизма и гранитизации показало, что при этих процессах увеличивается объем исходных пород. На этом основании было высказано достаточно правдоподобное предположение, что при фиксированных латеральных границах породы, метаморфизуясь, выпирают кверху, образуя метаморфогенные «штампы» и диапиры.

Предполагается, что, подобно магматогенным, эти диапиры приподнимают толщи чехла, образуя анакимы, а также раздвигают их, сминая в складки [416, 222, 96, 256, 205]. В дальнейшем мы вернемся к последнему высказыванию. Что же касается обширных пологих анаким над метаморфогенными диапирами, это кажется правдоподобным, хотя пока и не доказанным.

В рамках нашей темы больший интерес представляют седиментогенные (или собственно) диапиры — «гибридные»

структуры с инъективным ядром, образованном солями и другими пластичными осадочными породами. Соляным диапирам посвящена обширная литература, обзоры которой даны в сводных работах ([212, 105] и др.). Мы коснемся лишь вопросов, имеющих отношение к образованию анаким.

Бо́льшая часть исследователей считает, что образование соляных куполов связано со «всплыванием» солей среди покрывающих их более тяжелых пород. Подток солей, поднятие и иногда прорыв покрышки происходят там, где нагрузка на первоначально горизонтальную толщу соли наименьшая — в местах первичного поднятия кровли соляной толщи, разрыва чехла, денудационной впадины и т. п. Неровности же подошвы пластов солей имеют меньшее значение.

Впервые идея всплывания солей была высказана Э. Харбортом [332] и впоследствии получила многочисленные подтверждения в результатах наблюдений, расчетов и моделирования. Так, например, было отмечено, что купола в районе Мексиканского залива расположились цепочкой вдоль оси долины р. Колорадо, что можно объяснить как снятием эрозией части нагрузки [63], так и наличием скрытого разлома, к которому привязана долина; при любом из этих двух объяснений основная идея подтверждается. Впоследствии эта мысль поддерживалась большинством исследователей, изучавших соляные купола [56, 130, 104 и др.]. Соотношение высоты куполов и глубины питающего соленосного горизонта, при условии, что поперечное сечение канала невелико, также подтверждает это положение. Следует иметь в виду, что такое соотношение устанавливается в результате динамического равновесия: постоянная денудация соли, включая и глетчерообразное растекание ее, уравновешивается подтоком соли, имеющим ограниченную скорость. Такое равновесие может соблюдаться лишь в аридных областях. Примерами могут служить купол Ходжамумын (16), некоторые иранские купола. В условиях же гумидного климата это равновесие не достигается и купола имеют меньшую высоту, а иногда и вообще не выделяются в рельефе и могут даже соответствовать западинам. Не может быть достигнуто равновесие и при большой площади сечения соляного столба. Образование куполов гравитационным выдавливанием соли было подтверждено и экспериментами [314, 368, 122, 226 и др.]. Так же можно объяснить и образование глиняных диапиров в тех случаях, когда гидратация и набухание глин приводит к значительному уменьшению удельного веса их, особенно если к этому добавляются насыщение глинистых горизонтов несвязанной водой и газом и аномально высокие пластовые давления. Предполагается, что этим вызвана и деятельность грязевых вулканов [123, 167].

Существует и другое, также достаточно обоснованное объяснение диапиров: пластичный материал течет под действием стресса.

Основные доводы в пользу такого предположения заключаются в невозможности объяснить многие особенности диапиров только «инверсией плотностей», т. е. залеганием пластичных и менее плотных пород под породами, имеющими больший удельный вес [402, 356, 3 и др.]. К таким особенностям относятся «смазка» пластичным материалом сместителей надвигов, иногда очень пологих, прерывистость роста куполов, тесно связанная с неравномерностью процесса складчатости [362], образование диапиров неразбухшими глинами, подчас даже более тяжелыми, чем покрывающие породы [80].

По этим представлениям пластичные породы под действием стресса текут быстрее, чем вязкие. Встречая препятствие, например, неровность, постели, поток заворачивает кверху, образуя ядро купола [402, 288]. Возможность образования куполов действием тангенциального сжатия пластичной толщи, возникновения в покрышке разрывов и внедрения по ним пластичного материала была показана на опыте [413].

Объяснить механизм образования диапиров только стрессом также не представляется возможным. Нужно признать справедливой критику В. В. Белоусовым упомянутой работы Ф. Лотце [356]. По-видимому, в образовании диапиров играют роль и гравитация и стресс. Наиболее правильной представляется позиция, согласно которой должны учитываться обе причины диапиризма [396], но один из факторов, в зависимости от конкретных условий, в каждом отдельном случае может быть ведущим.

Сторонники предположения о ведущей роли вертикальных движений в тектогенезе пытаются объяснить проявления стресса, вызывающего течение пластичных пород, неравномерностью вертикального сдавливания. Существует два основных представления о возможных причинах и механизмах складкообразования, подчиненных послойному перетоку пластичного материала.

Одно из них предусматривает вертикальные поднятия субстрата, которым, в качестве второй «нажимной плиты пресса», противодействует сопротивление покрышки.

Эта идея была высказана еще Геттоном [343] и впоследствии развивалась рядом исследователей. М. М. Тетяев [228] говорил о раздавливании, не расшифровывая физической сущности вертикальных сил и процессов внутри слоев пластичных пород. Позднее Тетяев [229] несколько уточнил свое понимание складчатости, говоря о «временном сопротивлении поднятию земной коры». Тетяев утверждал, что противоборство вертикальных сил возможно лишь в геосинклиналях. Отсюда следовал вывод: «нет складчатой структуры без предварительного геосинклинального развития», как нет и геосинклиналей без складчатости. Та же идея, но с учетом дифференциации поднятий, развивалась Дж. Бейном [274],

Ч. М. Невином [369], утверждавшими, что в сводах поднятий происходит сдавливание и отжимание пластичных пород, Б. и Р. Виллисами [426], предполагавшими источник сдавливания в виде поднятия подкорового астенолита, и др. Подтверждение идеи видели в расплющенных по вертикали структурах Альп, что отметивший это П. Термье [412] объяснял надвиганием «волокуши», в качестве которой предполагался край другого континента. Представление о вертикальном сдавливании было использовано для объяснения структур течения и в метаморфических толщах [65]. В. В. Бронгулеев [36] объяснял таким путем образование мелких складок на периферии некоторых платформенных поднятий. Наиболее детально гипотеза была разработана В. В. Белоусовым [22, 25, 29, 30].

Второй из упомянутых механизмов сводится к сдавливанию пластических горизонтов статической нагрузкой и нагнетанию материала в участки, где такая нагрузка меньше. Чаще всего предполагается течение материала из погруженных участков в поднятые.

Такое представление было впервые высказано Э. Краусом и развито И. М. Губкиным и др. [238]. Рисуется картина, обратная изображаемой в предыдущем случае: здесь активной предполагается покрышка пластичного горизонта, а пассивно сопротивляется субстрат; течение материала происходит из синклиналей в антиклинали, а не наоборот. В других работах предполагается, что разность давлений вызвана неровностями рельефа: выдавливание материала происходит из-под гор [186] или из-под водоразделов в долины рек [194] и т. п.

Переток пластичных пород возможен и при горизонтальном сжатии уже дислоцированной толщи. Иногда такое течение очевидно, например, в явлениях раздувов пластов и целых пачек пластичных пород в присводовых частях антиклиналей, если последние образуют в рельефе гряды (рис. 10). В этих случаях ведущим является тангенциальное сжатие, что было отмечено еще В. В. Вебером [44], а позднее П. Р. Джемсом [344]. В кинематике такого процесса видна полная аналогия с образованием диапиров при неравномерной нагрузке. Изгибы покрышки над раздувами пластов, обязанными тангенциальному сжатию, предлагается называть *структурными карманами*.

Такие раздувы могут привести к разной форме поперечных профилей антиклинали, построенных по разным горизонтам. Например, синусоидная антиклиналь в верхней своей части может выглядеть как коробчатая. Синклинали при этом испытывают кажущееся сужение. В результате, если глубокая часть такой антиклинали обнажена недостаточно, можно придти к выводу, что антиклиналь — коробчатая, а складчатость

— дежективная, глыбовая. Разумеется, такой вывод может привести к грубым ошибкам при прогнозировании глубинной структуры. В тех же случаях, когда складка вскрыта на достаточную глубину, или когда структурный анализ проводится тщательно, становится очевидным, что такие «коробчатые» антиклинали не могли быть сформированы выдвинутой вверх глыбой фундамента.

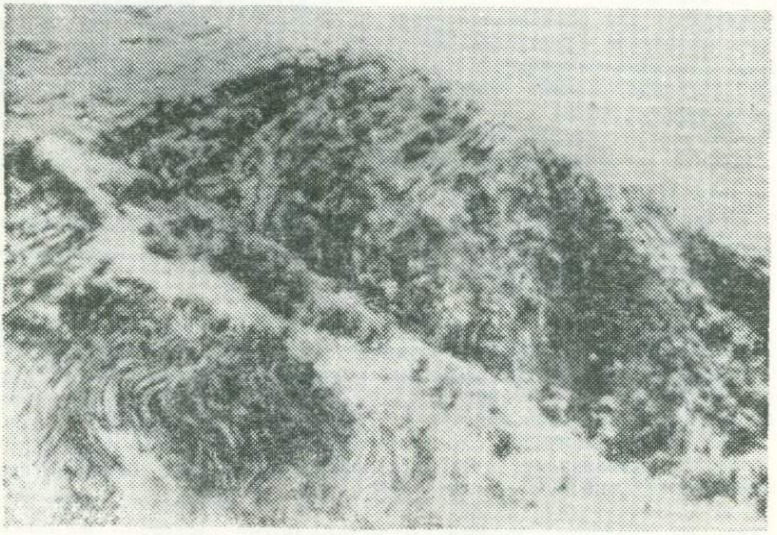


Рис. 10. Присводовая часть западного склона хр. Санглак. Раздув и смятие пачки туронских глин. Справа и вверху слева — пачка известняков, перекрывающая глины и образующая перегиб (структурный карман), придающий складке коробчатый вид.

В ядрах диапиров образуются структуры течения. Следует, однако, обратить внимание на одно обстоятельство. Если плосковершинным штоком протыкать снизу пластичную толщу, на штоке образуется конусовидный «обтекатель» из того же пластичного материала. Касательные напряжения воспринимаются лишь внешней частью конуса, внутри же конуса действуют только нормальные напряжения сдавливания. Это ясно априори и было подтверждено экспериментом в лаборатории, руководимой В. В. Белоусовым (устное сообщение). Нижняя часть «обтекателя» может уцелеть при прорыве покрышки, испытывающей растяжение. Иногда это можно видеть в природе. «Штоком» может служить столб солей в диапире, «обтекателем» — часть той же соленосной толщи. В этом случае, если субаэральная денудация соляного купола не зашла далеко, в нем можно видеть горизонтальную слоистость, что иным путем объяснить трудно. И. А. Хайретдинов и Д. И. Мусатов [242] дают другое объяснение, но оно представляется несколько «вычурным» и, кроме

того, приложимо лишь к случаю сохранения горизонтальной слоистости только в центральной части купола. Примером диапира с сохранившейся горизонтальной слоистостью юрских солей в ядре (что вызывало смущение прежних исследователей и даже попытки приписать солям четвертичный возраст) в непосредственной близости от неогеновых пород, вмещающих шток солей, может служить уже упоминавшийся купол Ходжамумын (рис. 11).

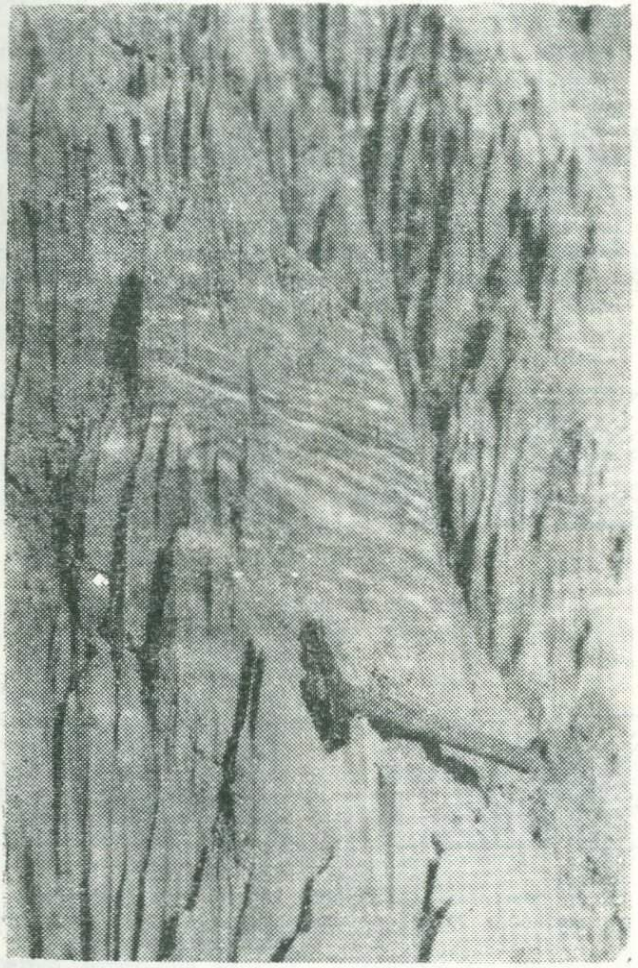


Рис. 11. Соляной купол Ходжамумын. Горизонтальная слоистость в соляном ядре.

Не все причины образования соляных диапиров и раздувов слоев, перечисленные выше, равновероятны.

«Всплывание» солей, более легких, чем покрывающие породы, с образованием куполов, и выжимание стрессом пластичных пород вверх по крыльям складок, видимо, являются реальными процессами.

Течение пластичных пород из синклиналей в антиклинали под действием только статической нагрузки, само по себе, никакой роли играть не может, хотя этому механизму и придается иногда большое значение. Это легко можно уяснить себе из мысленного эксперимента, иллюстрируемого рис. 12. В случае 12, *в*, нередко наблюдаемом в природе (удельный вес пластичных пород — глин, мергелей и т. п.— примерно равен удельному весу покрывающих пород), никакого выжимания пластичного материала произойти не может. В случае 12, *г* (пластичные породы тяжелее покрывающих) пластичный материал будет стекать в синклинали,

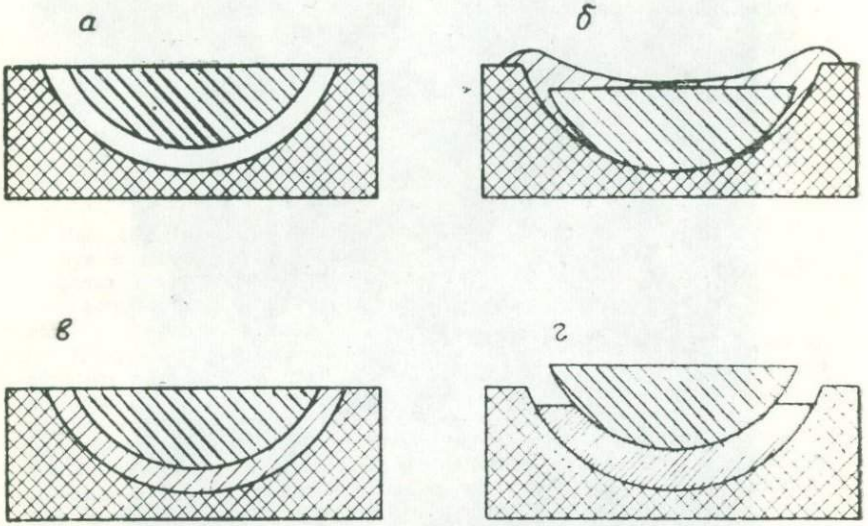


Рис. 12. Схема поведения пластичного горизонта в синклинали в зависимости от плотности пород; *а*—первоначальная структура, пластичный горизонт не заштрихован; *б, в, г,* — конечная дислокация при разных плотностях пластичного материала. Густота штриховки соответствует относительной плотности пород.

поднимая их ядра, т. е. препятствуя складкообразованию, сглаживая складки верхнего структурного этажа. Только в случае 12, *б* пластичный материал, более легкий, чем породы покрышки, будет выдавливаться в антиклинали. Этот последний механизм в принципе сходен с образованием соляных куполов и выделение его в самостоятельный вид не имеет оснований.

Для рассматриваемой проблемы и этот последний случай имеет ограниченное значение. Формирующиеся антиклинали обычно выражены в рельефе складчатыми грядами (что, кстати, не учитывается сторонниками гипотезы). Образованию складок и гряд переток легкого пластичного материала может способствовать, но лишь до известного предела, обусловленного высотой гряд над днищами соседних синклинальных впадин. Этот предел определяется равенством $h_1 \cdot \rho_1 + H' \cdot \rho_2 = h_2 \cdot \rho_1$, где h_1 и h_2 — соответственно мощности покрышки в антиклинали и в синклинали (h_1 всегда меньше h_2 вследствие денудации); H' — разность альтитуд кровли пластичной толщи в антиклинали и синклинали; ρ_1 и ρ_2 — плотности пород покрышки и пластичной толщи соответственно (рис. 13).

$$H' = (h_2 - h_1) \frac{\rho_1}{\rho_2}$$

Отсюда можно подсчитать критическую относительную высоту горных гряд, равную $H' + h_1 - h_2$. Эта высота $H = (h_2 - h_1)\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} - 1\right)$. Если высота гряд больше H, даже легкий материал, например соль, потечет из антиклинали в синклиналь, замедляя формирование складок в надсолевом этаже. При этом закономерность не изменится, если вместо мощной толщи соль будет слагать пласт достаточной для свободного перетока мощности.

Приведем пример из Таджикской депрессии, где «соляная тектоника» нередко рассматривается как основной механизм складкообразования. Примем для подсчета, что мезо-кайнозой в своде антиклинали размыт до кровли мела, мощности мела и кайнозоя — 2 *км* и 4 *км* соответственно, плотности соленосной гаурдакской свиты и пород надсолевого этажа — 2,15 и 2,4 *г/см²*.* Тогда H=465 *м*, округляя — 0,5 *км*.

---

* Плотности пород надсолевого этажа Таджикской депрессии варьируют в пределах 2.2—2,8, а реальные плотности (т. е. с учетом пористости) составляют 2,1—2,6 *г/см²* [73].

Более высокие гряды будут испытывать тенденцию к снижению, обусловленному той же «соляной тектоникой». В Таджикской депрессии относительная высота гряд даже в пределах впадины достигает 1—1,5 *км* и более. В качестве конкретного примера можно привести антиклиналь Санглак, образование которой иногда трактуется как результат выжимания пластичного материала из синклиналей [32]. Среднее превышение хребта над соседними долинами около 1 *км* (максимальное 1,7—1,8 *км*). Таким образом, не могло быть активного течения к своду антиклинали ни солей гаурдакской свиты, ни, тем более, меловых и палеогеновых глин, как это изображено на рис. 2 в названной статье.

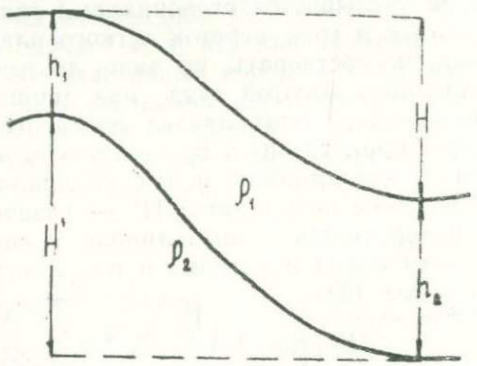


Рис. 13. Схема, иллюстрирующая ограничение перетока солей из синклинали в антиклиналь. Пояснение в тексте.

Другим упомянутым выше механизмом является поднятие субстрата, сдавливание им пластичного горизонта и течение пластичных пород в соседние синклинали. Трудно сказать, возможно ли истечение таких пород из участков поднятия на очень больших глубинах; не исключена возможность, что это явление могло принять участие в формировании структур течения в гранито-гнейсовых пластах. Натурные наблюдения не могут дать ответа на этот вопрос. Что же касается интересующего нас генезиса покровных складок, то, хотя этому механизму придавалось весьма существенное значение [21, 22, 36, 98 и др.], можно уверенно отрицать подобное происхождение складок.

Три обстоятельства не позволяют согласиться с этой гипотезой.

Во-первых, высказываемое иногда мнение, что сопротивление подня-

тию и раздавливание пластичного слоя обеспечивается весом вышележащих пород, является недоразумением: вес этих пород в соседней прогнутой части коры тот же или, чаще, больше над единицей площади слоя пластичных пород. Поэтому последние не потекут от поднятий в прогибы (см. второй «закон» Зиберга — «правило 11»). Единственный фактор, который может оказывать противодействие поднятию субстрата—это сопротивление покрышки растяжению вследствие прочности ее на разрыв. Прочность же эта недостаточна («правило 5»).

Во-вторых, если бы даже прочность покрышки на разрыв была бы большой, покрывающая толща могла бы натянуться, но не смяться в складки. Таким путем можно получить в эксперименте структуры течения в пластичном слое (см., например, [25, рис. 162]), но не складки покрывающего слоя. К этому следует добавить, что попытки объяснить таким образом реальные структуры внутренне противоречивы. В пояснении к рисунку В. В. Белоусов пишет: «Если же ядро протыкания образуется в результате механизма динамического отжимания со сводов, как это происходит, например, в Иране (см. стр. 228), то оно располагается несколько в стороне от глыбового поднятия в нижнем комплексе, обычно над его крылом. На рис. 162 изображена схема и результаты моделирования этого процесса». На рис. 162 упомянутого протыкания не изображено, но из схемы ясно, что пластичный материал отжимается в обе стороны от наивысшей точки штампа, как это и должно быть, а не в одну сторону от этой точки. На странице 228 (рис. 126) приведены профили двух структур (СЗ Иран), в которых отжимание с обеих сторон «глыбового поднятия» (соответствующего штампу в эксперименте) почему-то происходило в одном направлении — к юго-западу (влево на рисунке). Здесь имеется и другая апория. Чтобы объяснить это странное отжимание только в одну сторону, автор пишет: «...и в этом случае явления диапиризма связаны... с отжиманием пластичной толщи... в условиях сопротивления со стороны вышележащих пород. Места прорыва пластичной толщи на поверхность, вероятно, предопределились разрывами, существовавшими уже ранее в покрывающих породах». Получается, что разрывов не было, чтобы покрывающая толща могла сопротивляться, но они были, чтобы предопределить места прорыва.

В-третьих, совершенно необъяснима таким механизмом бо́льшая длина слоев покрышки по сравнению с длиной поверхности субстрата и смятие покрышки не только над понижениями, но и над поднятиями цоколя. Это видно на том же рисунке (рис. 126) в книге В. В. Белоусова и еще более отчетливо на профилях других структур этого региона [217, 313, и др.]. Эти профили построены по данным бурения и сомнений не вызывают.

Существуют и другие предположения, близкие к рассмотренным, с помощью которых пытаются объяснить образование антиклинальных складок «соляной тектоникой», или другими проявлениями течения пластичных пород, без привлечения стресса.

В качестве примера приведем представление о «надфлексурных складках», или «ушах» как их нередко называют. Предполагается, что

соль или другой пластичный материал должен течь кверху близ флексуры, крыла антиклинали, или края поднятой глыбы, и нагнетаться над ними, образуя ядро анакимы. Надо думать, что источником таких построений, послужили «уши», только образуемые не слоями пород, а величинами касательных напряжений [58]. Необоснованность этого предположения была показана ранее [87] и здесь мы ограничимся доводом, основанным на конкретном примере антиклинали, трактовавшейся как типичное «ухо» [222, рис. 5]. Длина слоев верхнего лейаса, образующих небольшую крутую антиклиналь, относится к ее ширине как 2,25 (R=55). Предполагается, что эти слои служат покрышкой, изогнутой нагнетанием нижележащих пластичных пород. Так как грубослоистые песчаники, слагающие покрышку, не могли испытать растяжение в два с лишним раза («правило 5»), объяснение генезиса этой антиклинали является ошибочным. Затруднение не снимается предположением, что пластичный материал нагнетался не с крыла, а со свода антиклинали низшего порядка, а даже удваивает его. Подобные складки не могли образоваться вне условий значительного тангенциального сжатия.

Несмотря на очевидную несостоятельность предположений о механизмах формирования «надфлексурных складок», они фигурируют во многих работах как доказанные факты [25, 256, 59, 241 и др.].

Возможность течения солей, или галокинез, как предложил называть это явление Ф. Трусхейм [414], а в некоторых случаях — переток и других пластичных пород, вследствие дифференцированной нагрузки, особых сомнений не вызывает. Вопрос заключается в том, могут ли при этом возникнуть настоящие складки. Присмотримся к анатомии образующихся дислокаций. Участки наибольшего сдавливания в соответствии с любым представлением являются участками оттока материала и складок образоваться здесь не может. Речь должна идти только об участках нагнетания.

В наиболее типичном случае, к которому можно свести все проявления «соляной тектоники», нагнетание пластичных пород вызывает изгибание слоистой покрышки, растяжение ее и иногда частичный или полный ее прорыв. Таким образом, в покрышке формируется анакима. Ядро всей структурной формы, образованное пластичным материалом, нельзя назвать складкой, как не являются складками и сложные дислокации внутри ядра. Эти последние второстепенные формы могут быть отнесены к структурам течения как по морфологии, так и по генезису. Таким образом, формируется сложная «гибридная» форма, но эта форма в целом, как и составляющие ее структурные элементы, относятся к трансверсивным дислокациям, но не к настоящим складкам.

Отсюда следует вывод: «соляная тектоника» сама не образует складок покрова. Она может лишь несколько нивелировать складкообразование — способствует росту складок в начальной стадии их развития и препятствует ему, когда высота складчатых гряд превышает критическую. Судя по разнообразию высот складок и гряд в складчатых системах, значение «соляной тектоники» невелико и как фактора нивелировки. Очевидно, скорость течения солей меньше, чем требуется для контроля складкообразования [14]. Иногда деформация солей сводится не столько к их течению, сколько к катаклазу [171].

Представлению о возможности формирования линейных складок «соляной тектоникой» противоречит еще одно обстоятельство. По схеме Ф. Трусхейма [414], на зачаточных валах, образуемых слоями, постепенно выделяются изометрические «подушки», по мере развития преобразующиеся в соляные диапиры. Но эти цепочки диапиров не сливаются в дальнейшем снова в валы, как считал Трусхейм. Это ясно априори и было показано на экспериментах [382]. При образовании же складок вначале возникают цепочки зачаточных брахиструктур, позднее сливающихся в линейную складку. Такой путь развития складок также был установлен экспериментально [409] и полевыми исследованиями [186, 82, 87, 90].

Затруднения, испытываемые тектонистами при поисках генезиса складчатых систем, не раз заставляли привлекать галокинез. Так, в одной из поздних работ к нему обращается Ф. Трусхейм при попытке объяснить происхождение складок Юрских гор [415]. Такие же попытки предпринимались и в отношении Таджикской депрессии. Но почти во всех подобных случаях авторы вынуждены прибегать к тангенциальному сжатию как дополнительному, а порой и основному фактору.

АЛЛОГЕННЫЕ СКЛАДКИ

Для непредубежденных исследователей, особенно из числа геологов, изучавших складчатые сооружения, становилось очевидным, что сложные складчатые дислокации невозможно объяснить только трансверсивными движениями. Появились многочисленные гипотезы, в которых складкообразование трактовалось как деформация сжатия под действием внешних тангенциальных сил. Как показали полевые наблюдения и экспериментальные данные, многие из предусматриваемых механизмов оказались действенными, но возможность формирования ими складчатых систем оставалась сомнительной.

Складки, образование которых вызвано внешними горизонтальными усилиями, могут быть объединены в один тип — *аллогенных складок*.

О. Б. де Соссюр [397] в IV томе своих «Путешествий в Альпы» еще во второй половине XVIII в. высказал убеждение, что складки, наблюдаемые в этой горной системе, созданы действием горизонтального сжатия. Эта мысль более чем на полстолетия была вытеснена вертикалистскими воззрениями и возродилась лишь в связи с общим признанием контракционной гипотезы. Несмотря на то, что первый набросок гипотезы был предложен Э. де Бомоном еще в 1829 г., распространение она получила только с середины XIX в., после появления основного труда этого ученого [276].

На основе этой концепции строились важнейшие обобщения по тектонике Альп [407, 336] и Аппалачей [424]. В России во второй половине XIX в. и в начале XX в. гипотеза контракции поддерживалась крупнейшими учеными — А. П. Карпинским, И. В. Мушкетовым, А. П. Павловым и др.

Предположение о контракции земной коры, особенно после развития учения о геосинклиналях [330, 310, 334], позволило предложить объяснение сжатия податливых слоистых толщ в лабильных геосинклинальных прогибах. Эта идея развивалась Э. Зюссом [408], Л. Кобером [346] в обобщающих трудах. Некоторые тектонисты [323, 324, 7, 252 и др.] считали, что самостоятельных вертикальных движений вообще нет, что наблюдаемые радиальные движения — это лишь производные от горизонтальных смещений.

Появились труды, в которых вся складчатость трактовалась как результат общей контракции и разбирались условия и механизм процесса [277, 304 и др.]. Как следствие горизонтального сжатия и выдавливания пластичных толщ в ослабленные участки стали рассматриваться соляные и глиняные диапиры [413, 1]. Признавалось значительное сокращение площади при складкообразовании. Ставились многочисленные эксперименты по моделированию сжатия слоистых пакетов и образованию в них складок [329, 311, 303, 59, 179 и др.].

Наряду с этим появлялись весьма обоснованные возражения против контракционной гипотезы. Эта концепция постепенно сдавала свои позиции, что привело к поискам иных источников бокового сжатия. Большим успехом, особенно в первой четверти нашего века, пользовалось предположение о перемещениях сиалических материков по более пластичной симатической постели. Складчатость объясняли либо сопротивлением этой последней движению континентов, либо взаимным воздействием двух сближающихся материковых глыб. Последнее предположение получило особенно широкое признание при попытках объяснения своеобразной структуры всего Средиземноморского, или Альпийско-Гималайского пояса. В частности, большую роль сыграли эти воззрения в развитии представлений, касающихся тектоники области Памирского скучивания от Индии до Северного Тянь-Шаня [см. 91].

Для частных случаев высказывались и иные предположения, например боковое давление внедряющихся в толщу осадков магмы, диапиров и т. п. Первые соображения такого рода содержатся в упомянутых выше работах Дж. Холла и Л. фон Буха.

Контракционная гипотеза, во второй половине XX в. еще находящая защитников [10, 11, 74, 113, 205, 241 и др.], гипотеза дрейфа материков, плитовая тектоника и некоторые другие гипотезы рассматривают складчатость слоистых толщ как реакцию на тангенциальное давление, приложенное извне. В цели данной работы не входит оценка этих гипотез и мы остановимся лишь на объяснении ими складчатости.

Складчатость во всех этих гипотезах представляется как следствие передачи нормальных напряжений сжатия на большие расстояния от некоторой субвертикальной поверхности, к которой приложены тангенциальные силы.

Иногда защищается лишь сам механизм безотносительно к какой-либо конкретной геотектонической гипотезе. В качестве примера можно привести работы Е. И. Паталахи и его сотрудников [179, 62 и др.]. В этих представлениях разломы служат поверхностями, к которым приложено давление, а источник этого давления, как правило, не называется. В первой из упомянутых работ, правда, отмечается гипотеза подкоровых течений как наиболее соответствующая, по мнению авторов, величине наблюдаемых в коре напряжений, но это предположение не связывается с конкретным механизмом передачи напряжений от мантии к поверхностям напора — разломам.

Складки, образуемые действием внешних усилий, направленных горизонтально и приложенных к сминаемой толще извне, по вертикальной поверхности, могут быть объединены как *складки смятия.*

Как уже указывалось («правило 4»), пластичные породы не могут передавать нормальные горизонтальные напряжения на расстояние, превышающее мощность толщи более чем в 1,5—2 раза. Кроме того, как отметил В. В. Белоусов [25], «компетентные» слои сами испытывают пластическую деформацию. Поэтому при тангенциальном сжатии будет происходить смятие слоистых толщ близ поверхности приложения сил.

Образующиеся складки смятия могут быть подразделены на *складки сжатия* и *складки сплющивания.* Первые отвечают понятию, неудачно передаваемому термином «складки продольного изгиба». Вторые отличаются проявлениями течения вещества пород вверх, что вызывает трансверсивное производное движение, выражающееся кливажем течения. Обе эти категории складок смятия не могут образовать складчатых систем.

Эксперименты, в которых удавалось получать тангенциальным сжатием группы складок, на первый взгляд опровергают высказанное положение. Но в таких моделях никогда не соблюдаются необходимые критерии подобия, в их числе — вязкости, мощностей слоев, отношения мощности слоистой сминаемой толщи к поперечнику складчатой зоны.

Примерами складок сплющивания могут служить любые складки смятия, осложненные кливажем. Бесспорный пример складок сжатия в «чистом» виде найти трудно, поскольку вертикальная поверхность приложения внешних усилий при сжатии быстро превращается во взброс одного блока на другой, сложенный более податливыми породами (в экспериментах этого не происходит, если поверхность нажима жестко закреплена в вертикальном положении — см., например, [59, рис. 65]). Образующиеся при этом складки в чехле опущенного блока по генезису приближаются к складкам волочения. Таким образом, складки сжатия, несмотря на большое значение, придаваемое им в руководствах по структурному анализу, являются довольно эфемерными образованиями, поскольку в процессе своего развития они переходят в складки сплющивания, с одной стороны, а с другой, — в складки волочения («подвзбросовые», «приразломные»; последний термин, вследствие расплывчатости соответствующего ему понятия, особенно неудачен).

Хорошим примером «подвзбросовой» складки сжатия может служить небольшая складка в северном борту рамповой впадины Зидды (Гиссарский хребет). Крутой надвиг палеозойских образований с севера смял чехол небольшой мощности, сложенный верхним мелом и палеогеном (рис. 14). Южнее этой складки образовалась еще одна пологая складочка, скрытая под наносами. Сместитель взброса у поверхности фундамента опущенного блока образовал в поперечном сечении S-образный изгиб. Этот механизм является результатом горизонтального (долготного в приведенном примере) регионального сжатия. Нужно только подчеркнуть, что региональное сжатие вовсе не означает общую контракцию земной коры.

Что при таком механизме в чехле может образоваться одна, редко две-три складки, ясно априори и подтверждено экспериментами [117, 124, 88, 59] и наблюдениями над натурными объектами, в их числе и приведенным примером.

Следует упомянуть также о редких и мало изученных складках, протягивающихся вдоль сдвигов. Механизм их образования представляется в следующем виде. Если смещение по сдвигу происходит в условиях сжатия, жесткие породы фундамента «активного» плеча могут действовать наподобие плуга, приподнимая, изгибая и даже переворачивая чехол «пассивного» плеча (за «пассивное» здесь принимается плечо, чехол которого сминается в складку). Единственным известным мне примером служит Морзоминская структура, очень своеобразная форма в Придарвазье, в северной своей части являющаяся перевернутой складкой, опрокинутой к западу. ЮЗ Дарваз в этом построении служит

«активным» плечом Бадахшанского сдвига. По геологическим [87, 90] и сейсмологическим [119] данным смещение Памира вместе с Дарвазом по Бадахшанскому разлому происходит к ССЗ со скоростью 3—6 *см/год*. Впрочем, генезис этой складки нельзя считать доказанным достаточно бесспорно.

Рис. 14. Впадина Зидды (приводораздельная часть южного склона Гиссарского хребта). Складка в лежачем плече взброса палеозоя на мезо-кайнозойский чехол котловины. Надвигание шло с севера (справа на фотографии).

Обобщая, можно утверждать, что сжатие, приложенное к слоистой толще извне и направленное вдоль напластования, не в состоянии образовать ни систем, ни даже групп, состоящих из многих складок.

Мы не будем останавливаться на гипотезах, согласно которым пластичный материал лабильных зон выжимается сближающимися жесткими сооружениями и растекается по поверхности земли, сминаясь при этом [347, 111]. Механизм складчатости, который можно вывести из такого построения, вызывает те же возражения, что и рассмотренные выше гипотезы.

Отметим одно противоречие, вытекающее из разбора гипотез тангенциального сжатия. С одной стороны, такое сжатие в складчатых систе-

мах несомненно. С другой, — нормальные напряжения не могут распространяться в толщах пород чехлов на большие расстояния. Мы вернемся к этому вопросу в четвертой главе.

Достаточно обоснованные возражения против гипотез общего горизонтального сжатия [424, 398, 22, 2, 291 и др.] и укоренившиеся представления о доминанте вертикальных движений повели к поискам других механизмов. Наметились две категории гипотез: 1) складчатость вызывается горизонтальными движениями глубинных горизонтов (фундамента, глубоких слоев земной коры или даже подкоровыми течениями); 2) складчатость является следствием трансформации вертикальных движений в движения горизонтальные.

Гипотезы первой категории привлекли внимание двумя преимуществами: они не требуют передачи напряжений вдоль лабильной пелены чехла на большие расстояния и могут объяснить избыток длины слоев чехла по сравнению с длиной поверхности фундамента. Рассмотрим эти гипотезы пристальнее. При этом будем иметь в виду, во-первых, что для их анализа достаточно разобрать динамические взаимоотношения чехла и фундамента (поскольку движение более глубоких горизонтов может быть передано чехлу только через фундамент) и, во-вторых, что объяснения требует генезис не только отдельных складок, но и складчатых систем.

Все гипотезы этой категории предусматривают срыв чехла с фундамента, или покрова с цоколя, и стяжение чехла (покрова) при складкообразовании. Поэтому такие складки можно называть *складками стяжения*. Гипотезы подразделяются на три группы: горизонтальное перемещение блоков фундамента со смятием чехла; погружение части фундамента со сдиранием и смятием чехла; равновеликое сокращение площади фундамента и чехла.

Гипотезы первой группы сводятся к представлению об относительных сдвиговых перемещениях блоков фундамента. Если сдвиги не продолжаются в чехол, он должен сминаться, образуя *надсдвиговые складки*. Но поскольку растяжение слоев чехла, без нарушения их «связности», не может быть значительным («правило 5»), то либо образуются очень пологие складки ($R < 3 - 5$), не характерные для складчатых систем, либо должна обнажиться часть поверхности фундамента, чего никогда не наблюдается.

В гипотезах второй группы привлекает объяснение избытка длины слоев чехла исчезновением части фундамента [269, 349, 45, 4], или субдукцией [77, 221, 300 и др.]. В экспериментах [327, 120] были получены эффектные складки. Однако и эти гипотезы вызывают возражения в основном потому, что они противоречат «правилу 4». Это последнее утверждение нередко оспаривается: раз покров соскабливается и сминается в складки при поддвигании, на него действует, в механическом отношении, вся поверхность фундамента и, следовательно, затруднение снимается. Но в этом представлении упускается из виду, что всякое движение относительно и совершенно безразлично в чисто механическом смысле (инерционные силы, конечно, при этом никакой роли играть не могут), будет ли один блок надвигаться на другой, сдирая и сминая при этом чехол, лежащий на втором блоке, или последний будет поддвигаться под первый блок, служащий упором для чехла. В обоих случаях механизм складкообразования сведется к «боковому давлению», которое, как мы установили выше, может деформировать чехол близ поверхности приложения сил, образовать складки смятия, но не в состоянии сформировать складчатую систему. Кстати, это прекрасно видно и на моделях, когда ширина сминаемого слоистого пакета намного превышает его мощность.

В гипотезах третьей группы, предусматривающих равновеликое сокращение площади чехла и фундамента и подкрепленных некоторыми экспериментами [266], в известной мере обходятся основные трудности, свойственные первым двум группам, но игнорируются реальные геологические условия. Достаточное сокращение ширины фундамента должно, во-первых, компенсироваться растяжением земной коры по соседству, во-вторых, вызвать соответствующее увеличение мощности коры под складчатой системой. Поскольку складчатые системы свойственны преимущественно депрессиям с относительно тонкой корой, ни того, ни другого почти никогда не наблюдается.

Можно отметить еще один общий недостаток всех гипотез этой категории — они не в состоянии объяснить антивергентную структуру, свойственную многим складчатым системам. Эта характерная черта систем складок особенно четко проявляется в строении Таджикской депрессии (см.

главу I). Но она выступает и в других складчатых системах: в Юрских горах [336, 352], в Аппалачском плато [195, 320], в Скалистых горах [317] и др.

Разберем некоторые из этих гипотез на примерах приложения их к объяснению строения Юрских гор. При этом следует иметь в виду, что «распрямление складок» позволило оценить сокращение поперечника системы на 11—12 *км* (А. Буксторф, Д. Обер). При общей ширине системы около 50 *км* получается, что $R \cong 20$. Такой репликат характерен для сравнительно спокойной тектоники. Возможно, что при подсчетах не были учтены смещения по надвигам. В. Пирс [380] полагает, что общее сокращение поперечника Юрских гор достигает 40 *км* (т. е. $R=45$). Это, пожалуй, значительно ближе к истине.

Отметим попутно, что в построении В. В. Белоусова [25, рис. 124], основанном на взглядах Л. Гланжо, репликат не превышает 1—2.

Представления А. Буксторфа [295, 296], подтвержденные позднее буровыми и туннельными работами, стали классическими и вошли во многие руководства (см., например, [39, рис. 13]). А. Буксторфом было показано, что покров должен быть сорванным с цоколя, чтобы образовать сложную структуру Юрских гор. При этом он ссылался на гравитацию, но не развил свое предположение. Кроме того, оставалось непонятным, чем и где возмещался дефицит длины поверхности цоколя, меньшей, чем длина слоев покрова. Попытками восполнить эти недостатки являются гипотезы других авторов.

А. Гейм [336] предположил, что в фундаменте Юрских гор имеются косые сдвиги, над которыми затухают или по которым смещены складки. Позднее эта концепция развивалась Н. Павони [375], Э. Вегманном [418, 419], А. Кэром [298], пытавшимися этим механизмом объяснить складчатость. В подтверждение своих взглядов авторы приводят результаты моделирования. Но именно последнее показывает, что так объяснить полностью складкообразование нельзя. Н. Павони, например, в качестве эквивалента фундамента в модели (рис. 15) воспользовался твердой подложкой abcd, разрезанной по дугам (штрих-пунктир). На подложку был нанесен тонкий слой полужидкой пасты, имитирующий гипоклин, а на последний положена полоса мокрой бумаги (efgh). При сдвигании частей подложки бумага смялась в складки, воспроизводя, по мнению автора, систему Юрских гор. Образовавшаяся фигура показана на рисунке сплошными линиями; количество складок уменьшено по сравнению с оригинальным изображением в статье Н. Павони, чтобы не затемнять рисунка. Незначительное растяжение бумаги не могло компенсировать сокращение ширины бумажной полосы, обусловленное смятием. Поэтому должны были обнажиться части подложки, ранее покрытые бумагой (заштрихованные треугольники на нашей схеме). В натуре признаков подобной компенсации не отмечено. Так, в Юрских горах стяжение чехла не могло произойти за счет соседних депрессий: ни западной (бассейн Бресс, на схеме — вверху), поскольку движение блоков и чехла происходило в этом направлении, ни восточной (Предальпийский молассовый прогиб), так как в последней чехол сохранился (впрочем, как и во впадине Бресс) и также смят в складки.

Отсутствие синскладчатого обнажения фундамента и невозможность

объяснить избыток длины слоев чехла характеризует все гипотезы этой группы, что не позволяет нам принять их.

Это привело к появлению гипотез, предусматривающих давление на чехол Юры шарьяжами, двигающимися к западу со стороны Альп вследствие гравитационного оползания [359, 380]. Но и эти гипотезы неприемлемы. Так могли образоваться лишь складки смятия у подножия Альп. Это тем более очевидно, что во время всего периода складкообразования цоколь Предальпийского прогиба был ниже цоколя Юрских гор, на что было указано Г. Лаубшером [354]. К этому нужно добавить, что и под Юрскими горами поверхности цоколя и фундамента повышаются к западу.

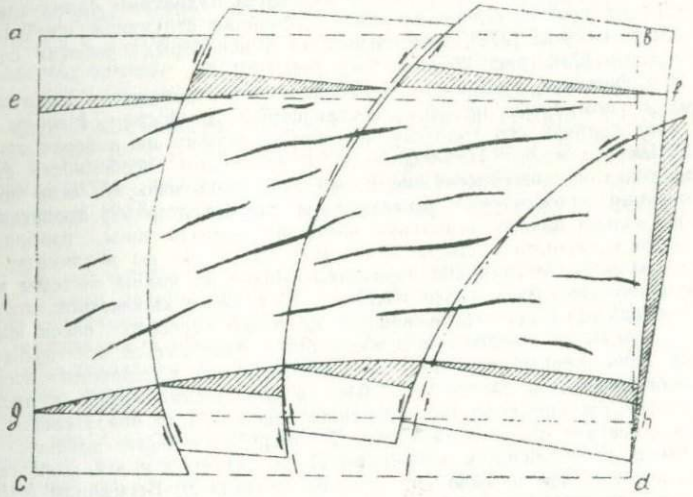


Рис. 15. Схема эксперимента, поясняющего образование системы складок Юрских гор (по Н. Павони). Рисунок несколько видоизменен по сравнению с оригиналом, чтобы показать обнажение части фундамента из-под чехла (пояснение в тексте).

Сам Лаубшер предлагает гипотезу, согласно которой часть фундамента выводится из под чехла. По его мнению, образование и Альпийских шарьяжей и складок Юры обусловлено плитовой тектоникой. Плита, несущая на себе Юрские горы, под действием собственной тяжести погружается под Альпы. «В этом, быть может, и заключается роль гравитации в тектонике Юры» — считает автор. Легкий материал чехла, соскобленный с фундамента, оставался на поверхности и сминался на востоке, близ предполагаемой зоны Беньофа, образуя складки и покровы в Альпах. Затем смятие распространялось последовательно к северо-западу, в пределы предальпийского прогиба и Юрских гор.

Не вдаваясь в разбор достоинств гипотезы «плитовой тектоники» и ее недостатков, не позволяющих принять ее в том виде, как она рисуется ее сторонникам, ограничимся напоминанием о неприемлемости таких гипотез для объяснения складчатых систем. Как уже было отмечено, невозможно допустить передачу напряжений по пелене чехла на многие десятки километров.

Согласно гипотезам третьей группы складчатость Юры объясняется равновеликим сокращением чехла и фундамента. Так, Дж. М. Лис, сторонник общей контракции коры, предположил, что сокращение ширины фундамента происходит вследствие его сжатия и раздробления [355]. По другим гипотезам, предложенным Д. Обером, Л. Гланжо, Р. Штаубом, Дж. Умбгровом, это сокращение объясняется надвигами одних глыб фундамента на другие. Предполагаемая глубинная структура, изображенная, например, Обером [272], воспроизведена в некоторых работах советских тектонистов [236, рис. 265].

Эти гипотезы также не могут нас удовлетворить. Рассмотрим для примера упомянутый профиль, составленный Д. Обером. Начнем с того, что если принять его гипотезу, непонятно, почему на поверхности нигде не обнажен цоколь. Наблюдаются и некоторые особенности строения складок чехла, противоречащие этому предположению. Но если подобные возражения недостаточно доказательны, то безусловным представляется, что не только цоколь и верхняя часть фундамента зоны, изображенные на профиле, испытали сокращение, причем, судя по репликату, почти вдвое, но и более глубокие горизонты. Иначе по краям системы должны были бы образоваться троги глубиной 10 и более километров, которых в действительности нет. Но и вовлечение более глубоких слоев коры не может помочь — просто наши троги будут становиться все глубже. Очевидно, единственный выход — признание общей контракции всей коры (мантия находится слишком глубоко и соблюдение «закона» постоянства объема, см. «правило 11», по отношению к ней не обязательно). Видимо, позднее это стало понятно и Д. Оберу — в более поздней работе его построения близки к концепции Лиса. Однако и эта концепция неприемлема, на что и было справедливо указано Э. Вегманном [418]. При сжатии и раздроблении общий объем коры под Юрскими горами не мог уменьшиться, он должен был даже увеличиться. Сокращение поперечника области Юры почти вдвое, даже с учетом изостатического погружения, должно было бы вознести цоколь на высоту 4—5 *км* над уровнем моря. Этот дефект присущ всем предположениям о сокращении поверхности фундамента без частичного изъятия его.

Существует еще одно предположение, связывающее горизонтальные движения фундамента со складкообразованием. Оно было высказано В. С. Войтовичем [49]. Позднее сходное соображение развивал О. П. Сапов [207], но без ссылки на В. С. Войтовича. Суть гипотезы сводится к следующему. Если два блока, разделенные вертикальным разломом, стремятся двигаться навстречу друг другу, соприкасающиеся края блоков будут выпирать, образуя островерхий гребень, рассеченный вертикальным осевым («лучевым», по Сапову) разломом. При желании, гребень может рассматриваться как антиклиналь. По существу, складчатость в таких построениях отрицается. Насколько можно понять, авторы за такие структуры принимают пережатые антиклинали, своды которых уничтожены денудацией.

Мы исчерпали гипотезы, объясняющие складчатые дислокации чехла движениями глыб фундамента, и пришли к выводу, что ни одна из них не в состоянии дать удовлетворительное объяснение складчатых систем чехлов.

Большой популярностью, особенно среди геологов Советского Союза, пользовались гипотезы второй категории, авторы которых предлагали рассматривать стресс как результат трансформации вертикальных движений в горизонтальные. Складки, образующиеся таким путем, могут быть объединены под общим названием *трансформационные складки.* Сторонниками этих воззрений были проведены многочисленные экспериментальные исследования и натурные наблюдения. В частности, специально этому вопросу были посвящены работы большой группы сотрудников ИФЗ АН СССР под общим руководством В. В. Белоусова. Результаты исследований опубликованы в специальном сборнике [215], а также в отдельных статьях и монографиях.

Во вступительной статье [27] к сборнику даются установки, которым и следовали авторы других статей. Интересующие нас линейные структуры складчатых систем относятся к выделенному В. В. Белоусовым типу «складчатости общего смятия». Другие кинематические типы — «глыбовая складчатость», «складчатость нагнетания» и «складчатость глубинная, или метаморфическая» рассмотрены нами в качестве трансверсивных дислокаций. По мнению В. В. Белоусова, «горизонтальное сжатие в складчатых зонах представляет собой явление сугубо местное, вызванное местными же причинами». Это положение, направленное против представлений об общей контракции земной коры, на мой взгляд, возражений не вызывает. Но вряд ли можно согласиться с дальнейшими утверждениями, отнюдь не вытекающими из цитированной предпосылки. «Такими причинами являются: а) гравитационное соскальзывание или течение пород по склонам тектонического поднятия; б) распирающее действие на окружающие породы глубинной складчатости или складчатости нагнетания; в) горизонтальное давление на окружающие породы, расползающейся под действием силы тяжести верхней части относительно поднятого блока земной коры. Таким образом, все типы складчатости оказываются результатом реакции слоистых толщ земной коры на вертикальные движения ее отдельных блоков».

Наиболее существенное значение среди трансформационных складок имеют *гравитационные складки,* как мы условились их называть. Возможность оплывания, оползания и соскальзывания слоистых пачек по склонам поднятий сомнений не вызывает. Оползни и обвалы, соскальзывание и смятие частей крыльев отпрепарированных структур, или так

называемые «структуры коллапса», описанные в Юго-Западном Иране [333], говорят сами за себя. Менее изучены субаквальные оплывания, но и они вполне вероятны. Отметим попутно интересные и убедительные зарисовки таких дислокаций, приведенные И. Н. Черенковым [248].

Впервые, насколько мне известно, мысль о складчатых дислокациях, созданных гравитационным оползанием, была опубликована Дж. Геттоном еще в XVIII в. Э. Рейер, которого обычно считают родоначальником этой идеи, развил ее, подтвердив экспериментами, почти на 100 лет позднее [387, 388]. Впоследствии она неоднократно использовалась тектонистами. Наиболее известны основополагающие работы Э. Хаарманна [328], Р. В. ван Беммелена [280—282, 33]. В дальнейшем эта гипотеза получила широкое распространение. Об этом, например, могут свидетельствовать выступления в поддержку и развитие разных ее вариантов таких известных геологов, как В. Кэри, Дж. Эллистон, Б. Хизен, М. Рикард и др., на специальном симпозиуме [410]. Обзор зарубежных работ, опубликованных до середины 50-х годов, был составлен А. В. Волиным [50]. В Советском Союзе складчатость чехла приписывали оползанию со склонов поднятий С. С. Шульц [263, 264], Н. И. Николаев [166], А. А. Богданов [34], М. В. Муратов [155] и многие другие. Ставились новые эксперименты по воспроизведению складок оползания на моделях [292, 125 и др.].

Популярность гипотезы понятна. Приложением внешних тангенциальных сил трудно объяснить образование складчатых систем и даже просто развитие складок на большой площади. Как уже было отмечено, невероятной представляется передача напряжений по пластичным породам на значительные расстояния. Сила тяжести же действует на каждую частицу породы, является «объемной», как ее иногда характеризуют. У сторонников приоритета вертикальных движений гипотеза, естественно, пользуется особой симпатией.

Вместе с тем нужно отметить, что гравитационное происхождение складчатости вообще, или конкретных складок, в подавляющем большинстве работ декларируется, но не обосновывается. В реальных условиях складки, которые безоговорочно можно объяснить подобным образом, встречаются крайне редко.

При попытках обосновать гравитационное происхождение складок той или иной области наибольшие затруднения вызывали случаи нахождения в сводах поднятий, с которых должны были сползать слоистые толщи, тех же толщ, к тому же интенсивно смятых в складки.

Предположение, что эти толщи не разрываются, а лишь испытывают растяжение в сводах первичных поднятий [280, 363] не облегчало положения. Даже, если бы такое растяжение было возможно, что представляется невероятным («правило 5»), мы должны были бы видеть на сводах слоистые толщи чехла, не смятые в складки, с будинированными слоями хрупких пород и значительно уменьшенными мощностями пород пластичных. Насколько мне известно, ни одного случая таких структур зарегистрировано не было.

Видимо этим объясняется, что только в немногих статьях даже упомянутого выше сборника [215], и то лишь вскользь, упоминается о возможном оползании слоистых пластин со склонов.

В. В. Белоусов [25] пытался найти выход в представлении об оползании чехла не по ровному склону, а по лестнице, образуемой глыбами фундамента. Этим объясняются каскады складок на склоне и отсутствие единой зоны оттока в осевой части первичного поднятия, что, по мнению Белоусова, «снимает основное затруднение, стоявшее перед излагаемой концепцией полного складкообразования» (с. 277). Рассмотрим пристальнее эту концепцию на материалах, принятых ее автором за основу. При этом не будем касаться недостаточной аргументации исходных положений, как например построения самой гипотетической лестницы и выделения ее ступеней.

Если взять, к примеру, профили через Юго-восточную часть Б. Кавказа, составленные А. М. Шурыгиным и приведенные В. В. Белоусовым [25, рис. 149] в качестве фактического материала, мы увидим много противоречащего выдвигаемой концепции. Во-первых, совершенно необъяснима значительная, на порядок бóльшая высота складок и вертикальной составляющей надвигов, чем соответствующих ступеней лестницы фундамента. Этого не могло быть, так как слоистые толщи потекли бы в обратную сторону. Эксперимент [там же, рис. 159] показал, что высота складок не может быть больше высоты уступа, с которого стекла толща. Во-вторых, на этих профилях отклон складок на южном склоне Кавказа — к югу, что соответствует предположению. Но и на северном склоне преобладают отклоны складок к югу, судя по профилям, составленным также сотрудниками В. В. Белоусова [222, 254, 46 и др.]. В-третьих, ширина ступеней значительно превышает их высоту. Если даже предположить, что это не препятствовало оплыванию, все же смятия чехла (каскады складок) должны были бы располагаться вблизи и ниже уступов. Складки же рассредоточены над всей поверхностью каждой ступени более или менее равномерно, что опять-таки лучше видно не на специально подобранных схемах, где можно выделить каскады складок, а на профилях, приведенных в сборнике [215]. В-четвертых, наконец, основное затруднение гипотезой отнюдь не снято. Отсутствие зон растяжения над ступенями и наличие складок над наиболее приподнятым блоком оставляют в силе вопросы: где же была зона, или зоны, оттока материала? Чем компенсируется превышение длины слоев смятой толщи над суммарной шириной ступеней? Это превышение, судя, например, по профилю II [25, рис. 149], от осевой части поднятия (Конахкенд) к югу составляет более трети (R=27).

По большей части гравитационные складки «устанавливаются» на основании участия таких складок в строении предположительно гравитационных шарьяжей, сходства со структурами течения и трудности объяс-

нить эти складки иначе. Именно так трактуются рассматриваемые дислокации в упомянутом выше сборнике [410]. Имеются в виду статьи В. Кэри, Б. Кампаны, Дж. Эллистона и др. Иногда доводы на первый взгляд достаточно убедительны, как например сообщение о разрыве кабеля подводным оползнем [335]. Но сам по себе оползень еще отнюдь не доказывает образования при этом складок.

Нередко гравитационное происхождение складок и других структурных форм декларируется, несмотря на очевидную несостоятельность таких утверждений, также многими другими авторами. Приведем примеры.

В Северных Апеннинах были зарегистрированы значительные перемещения шарьяжных пластин, причем было установлено, что нижняя часть аллохтона смещалась к северу, средняя — к СВ, верхняя — к ЮВ [373]. Поскольку породы аллохтона слишком «слабы», чтобы объяснить шарьирование боковым давлением, автор уверенно привлекает гравитацию, хотя перемещения происходили почти одновременно (в миоцене) и вряд ли региональный наклон в это время мог повернуться на треть окружности.

Еще более странным выглядит объяснение отклонов Ферганских складок А. И. Рыбиным [202]. Для складок, отклоненных к центру Ферганской депрессии, он привлекает центростремительное движение масс под действием гравитации (оползание коры по поверхности Мохоровичича). Образование складок с отклонами к периферии объясняется обратным движением масс под действием той же гравитации (выдавливание пород из-под центра депрессии к периферии статической нагрузкой). Напомним, что в Ферганской депрессии в течение всего мезо-кайнозоя не было центрального поднятия. Поэтому предусматриваемый механизм напоминает один из проектов вечного двигателя.

Из приведенных примеров можно видеть, насколько осторожно следует относиться к трактовкам складчатости как гравитационной. Особенно сомнительной представляется возможность образования таким путем целых складчатых систем.

Как уже было отмечено, гравитационные складки должны скучиваться у основания склона. Это понятно: при свободном скольжении будет происходить лишь перемещение части толщи без ее существенной деформации. Лишь встречая упор, сползающий чехол может сминаться сам и смять неподвижную часть толщи. Характер деформации будет зависеть от многих факторов: длины и крутизны склона, наличия или отсутствия «смазки», литологического состава и степени литификации пород чехла, характера переслаивания и т. д. Но нам достаточно рассмотреть три основных варианта.

При субаквальном оползании слаболитифицированных осадков образование складчатой структуры маловероятно: ничтожная вязкость насыщенных водой осадков не позволит им сохранить связность слоев. Нарушение слоистости,

перемешивание осадков приведет, скорее всего, к дислокациям типа олистостром.

Другой крайний случай — субаэральные гравитационные явления без пластичной постели в основании оползающей слоистой толщи — также приведет лишь к беспорядочному перемешиванию материала. Отчетливо слоистые окаменевшие осыпи могут удерживаться на склонах с крутизной естественного откоса, достигающей 50°, даже без каких-либо контрфорсов (рис. 16). При обрушении такой осыпи, разумеется, никакой складчатости не образуется. То же свойственно оползням, хотя последние можно рассматривать как

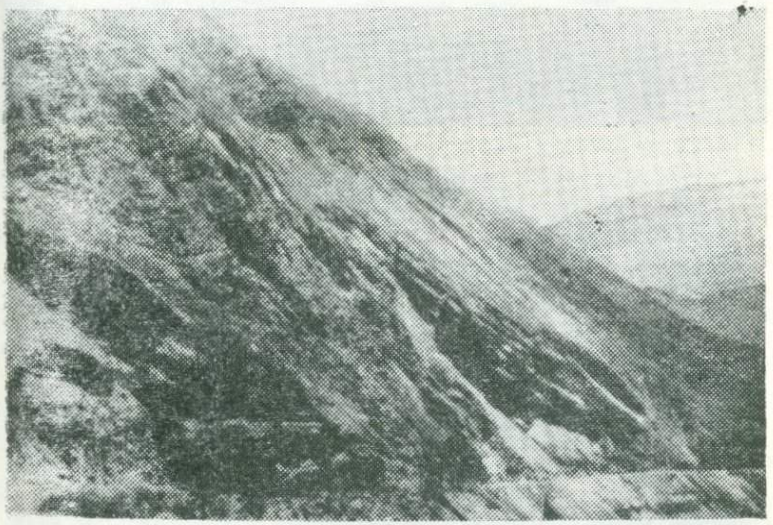
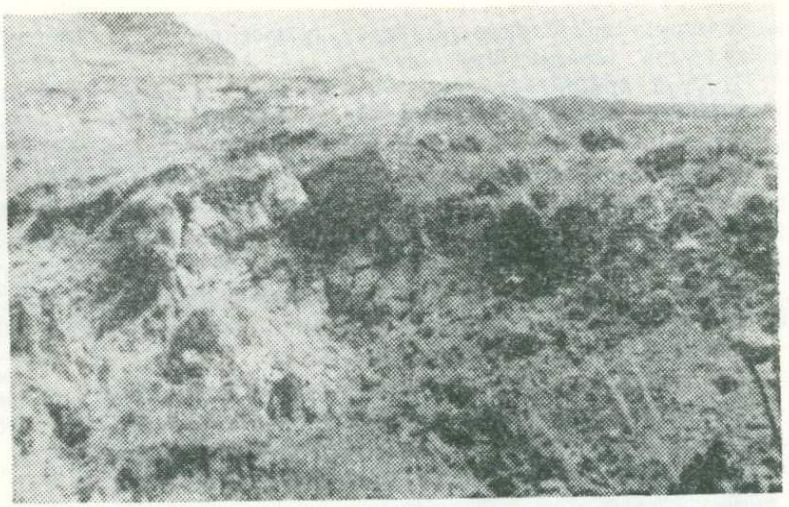


Рис. 16. Южный склон Туркестанского хребта. Слоистая сцементированная осыпь. Наклон слоев достигает 50°.

переход уже к третьему случаю, поскольку оползание чаще всего происходит при сезонном смачивании постели. На рис. 17 приведены фотографии поверхности оползня с уцелевшей частью почвенного покрова, упрочненного корневыми системами трав. Это позволило судить о формах образующихся дислокаций и сделать заключение, что систем складок при оползании не получается.



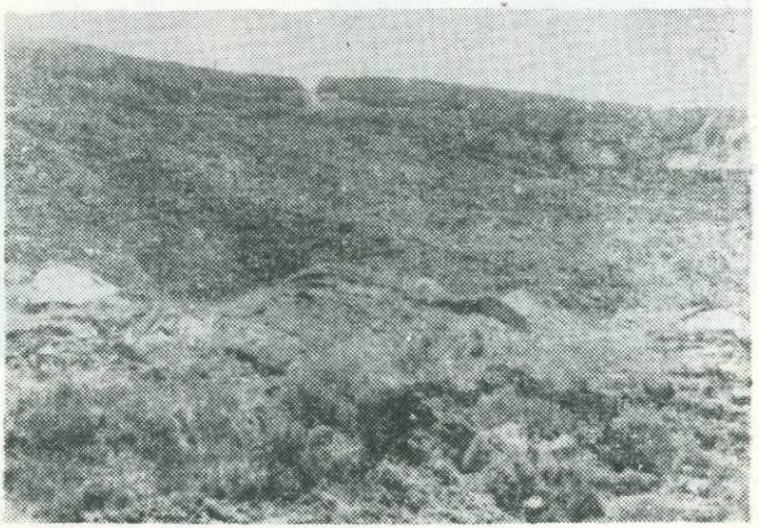


Рис. 17. Файзабадский район. Оползень лёссового материала. Участок со слабонарушенным верхним слоем, образовавшим гравитационные дислокации. Вверху — серия «моноклиналей»; внизу—выдавленные бугры (гравитационные складки). На обоих снимках—движение было слева.

Третий случай представляется наиболее обещающим. Толща литифицированных пород с пластичной постелью медленно сползает по пологому склону. В этом случае вблизи подножия склона может образоваться пакет складок неравной величины. Но этот пакет не может распространиться на большое расстояние от подножия ни вверх по склону, ни по педименту. Ширина его будет контролироваться «правилом 4». При большом скучивании материала у подножья могут возникнуть гравитационные шарьяжи, перекрывающие ранее возникшие складки, но не система складок. Особенно трудно объяснить таким механизмом образование системы складок шириной во многие десятки километров на фундаменте, поверхность которого повышается от горного сооружения, как это и наблюдается у большинства складчатых систем.

Обобщая, можно сказать, что случаи оплывания, оползания, соскальзывания чехла со склонов поднятий несомненно существуют, но не могут играть роли ведущего механизма складкообразования и формировать складчатые системы.

При обосновании гравитационного происхождения складчатых систем должны быть учтены следующие условия:

1) в течение всего времени складкообразования склон, по которому сползала сминавшаяся толща, должен был быть достаточно крутым и, вместе с тем, протяженным (региональным);

2) сгруживание материала и складкообразование при оползании не могло распространиться от основания склона на значительное расстояние;

3) наличие каскадов складок на крутых участках склонов.

Эти три условия в несколько иной форме были высказаны ранее [370]. Кроме того, должны быть учтены еще некоторые особенности гравитационной складчатости:

4) отсутствие в своде предполагаемого первичного поднятия смятого покрова, слагающего складки у подножья поднятия;

5) гравитационные складки должны обладать преимущественным отклоном в сторону движения, т. е. вниз по склону первичного поднятия;

6) процесс складкообразования не связан с региональным метаморфизмом — степень метаморфизации пород по-

крова должна быть такой же (исключая слабые проявления динамометаморфизма), как у пород за пределами складчатой зоны.

Пакеты складок в большинстве случаев и складчатые системы во всех случаях не удовлетворяют перечисленным условиям. Поэтому гипотеза гравитационного складкообразования не раз подвергалась справедливой критике.

С. Бубнов [39] утверждал, что исходные положения гипотезы не могут быть использованы для объяснения структуры Альп и других складчатых горных цепей. В. В. Бронгулеев [36] полагал, правда, применительно только к мелким складкам на платформе, что сила тяжести не могла бы преодолеть трения. Данные экспедиции Снеллиуса свидетельствуют, что осадки удерживаются на склонах подводных впадин даже если крутизна склонов достигает 34° [429]. М. Рикард отметил недостаточную обоснованность отнесения многих складок к гравитационным; это в особенности относится к складкам, сложенным высокометаморфизованными породами [392]. Г. Лаубшер показал, что складки Юрских гор не могли возникнуть в результате гравитационного скольжения (см. выше). Существенные возражения против образования многих складчатых систем вследствие гравитационного оползания приведены В. Е. Хаиным [239].

Несмотря на обоснованную критику и ограничения, накладываемые геологическими условиями, гравитационное складкообразование продолжает защищаться многими как универсальный механизм.

Гораздо менее правдоподобны два других механизма, предположенные В. В. Белоусовым [25, 27]. Ни разваливание поднятого блока, ни распирание складчатой толщи поднимающимся диапиром значения иметь не могут.

Разваливание блока внутри слоистой толщи вследствие большего удельного веса пород, слагающих поднятый блок, невероятно, так как разность удельных весов блока и вмещающей толщи незначительна. Если же представить себе, что блок поднят над вмещающей толщей, грибообразное его расплывание может вызывать лишь незначительное отжатие самой верхней части опущенного блока, нечто вроде того, что изображено на профилях А. В. Вихерта [46]. Попытки объяснить таким путем образование «складчатости общего смятия» [76, 51] явно неудачны. Моделированием [124, 61] удавалось получить лишь «козырьки» расползающихся блоков и, в лучшем случае, небольшие смятия слоев в опущенных блоках в непосредственной близости от поднятых.

Поднимающийся диапир может несколько задрать кверху прорываемые пласты. Выше диапира формируется анакима. Образование же диапиром складок «общего смятия» невероятно и приписывать ему эту роль нет никаких оснований. Например, глины оксфорда в антиклинали Шабр, которые рассматриваются как пример ядра диапира [25, рис. 160], никак не могли быть таким «активным» ядром, поскольку смяты не только «окружающие слои», но и те же слои, лежащие на предполагаемом яд-

ре. т. е. глины оксфорда деформировались вместе с перекрывающими их известняками мальма и нижнего мела; следовательно, деформации всех этих слоев происходили под действием одних и тех же сил. В качестве другого примера можно привести Кавказ. По предположению А. А. Сорского [222], «гранитно-метаморфический диапир», верхняя часть которого сложена интенсивно перемятой песчано-сланцевой толщей нижнего-среднего лейаса, поднимаясь, раздвигал вышележащие отложения юры, сминая их в складки. Такому предположению противоречит избыток длины слоев юрских отложений. Что эти слои не были разорваны или растянуты над сводом «диапира», можно наблюдать на погружении кровли «диапира» к востоку. И непосредственно над ним, и по обе стороны его складчатость не менее интенсивна, чем западнее. Это можно видеть на разрезах, приведенных В. Н. Шолпо в том же сборнике. Впрочем, несмотря на это Шолпо [256, 258] отстаивает именно «диапировый» механизм.

На примерах двух последних предположений можно видеть, что забвение «правила 4» ведет к конструированию неправдоподобных механизмов складкообразования.

Существует еще несколько гипотез о трансформации вертикальных движений в складкообразующие, направленные вдоль напластований.

Одна из этих гипотез предусматривает предварительное растяжение чехла над разломами. При вертикальном относительном перемещении плеч разлома в чехле образуется флексура и слои растянутся, а при смене знака движения над разломом образуется антиклиналь вследствие избытка длины слоев.

Впервые возможность такого механизма образования складок предположил Л. Б. Рухин [200]. Д. П. Резвой [192] развил эту идею на примерах антиклиналей Ферганы. Д. П. Резвой назвал такие антиклинали «рубцовыми». В других работах их называли «надразломными», «шовными» и придавали им большое значение.

Образование складок указанным механизмом невероятно. Для этого сминаемым толщам пришлось бы предварительно растянуться в полтора — два раза, так как при меньших растяжениях могли бы образоваться лишь очень пологие складки. Но даже растяжение на 5% оставило бы неизгладимые следы в сминаемых толщах, особенно в сводах антиклиналей, в виде кластических даек, будинажа слоев хрупких пород и уменьшения мощностей слоев пород пластичных. В действительности, в анакимах, не являющихся настоящими складками, иногда видны следы незначительного растяжения, впрочем недостаточного, чтобы компенсировать избыток длины слоев в складках. В последних преобладают признаки сжатия. В частности, мощности слоев в сводах антиклиналей увеличены. Так, сопоставление суммарных мощностей вязких (к ним были отнесены и мергели) и пластичных пород сеномана в нижней части крыла и в ядре антиклинали Санглак показало увеличение мощностей в ядре, соответственно, на 4 и на 47% [82].

Другой гипотезой является предположение, что складки образуются вследствие сокращения ширины складчатой зоны при фиксированных ее границах, если поперечное сечение было дугой (частью большого круга геоида), а затем превратилось в хорду. При этом слои должны смяться в складки. Будем называть такие складки *компенсационными*.

В первоначальной форме гипотеза предусматривала лишь образование платформенных валов среди обширных синеклиз вследствие прогибания поверхности геоида [141]. Представляется, что плакантиклинали действительно могли бы образоваться, если бы роль играли только геометрические соотношения. Допустим, что ширина образующейся синеклизы равна 350 *км* (ширина Таджикской депрессии). Длина горизонтов в этом случае до прогибания была бы равна 350,6 *км* и в образовавшейся складчатой зоне репликат составлял бы 0,17. Углы падения пластов в крыльях валов достигали бы 5—6°, величины уже ощутимой. Но следует учесть, что синеклизы обычно имеют меньшую величину и складчатая деформация будет совершенно незаметной. Л. Н. Розанов [197] приводит и другие возражения против гипотезы.

Позднее гипотеза была дополнена представлением о прогибе, впоследствии поднимающемся [107]. Свои построения авторы пытались подкрепить примером Донбасса. Было принято, что произошел прогиб на 10 *км* и последующее поднятие на 6 *км* всего Донбасса — пояса шириной 150 *км*. Для этого пришлось предположить, что сечение прогиба имело форму не дуги окружности, а ванны. Но и при таком построении R=7,5, чего недостаточно для характеристики складчатой структуры Донбасса. Основное же возражение сводится к тому, что слои, прежде чем смяться в складки, должны были испытать общее растяжение на те же 7,5%. При образовании прогиба в виде ванны, как это допустили авторы, растяжение слоев приходилось бы только на края прогиба, по 6—7 *км* на 20 *км* с каждого края. Другими словами, на этих пространствах слои должны были бы растянуться на треть своей первоначальной длины.

Обе последние гипотезы неприемлемы, поскольку они противоречат «правилу 5».

Несмотря на это, обоим механизмам иногда придается очень большое значение. Например, С. И. Субботиным и его соавторами «рубцовый» механизм образования складок рассматривался как единственно возможный при превращении геосинклинали в «сплошную складчатую область» [224]. Существенная роль отводится некоторыми авторами и «хордовому» механизму. В. Е. Хаин [236] считал, что «значительная часть складок как платформенных, так и геосинклинальных принадлежит к данному генетическому типу».

Позднее Хаин [238, 241] признал, что «сокращение поверхности слоев при прохождении их через хорду прогиба является недостаточно значительным» для образования «складок сдавливания (межразломных)», как он называет эти складки. Поэтому им защищается другой, самостоятельный механизм образования складок, который В. Е. Хаин объединяет с «хордовым». Впервые этот механизм был предложен в несколько дру-

гой форме И. Г. Кузнецовым [115]. Блок, опускаясь по разломам, падающим под него, должен сокращаться в поперечнике. Но и это предположение совершенно неприемлемо. Во-первых, оно не выдерживает количественной оценки. Например, для объяснения складчатой структуры Донбасса, при опускании его по разломам падающим под углом 60°, чтобы R=25 (сокращение только на 1/4), нужно допустить, что блок Донбасса погрузился на 43 *км*. Для создания складчатой структуры Таджикской депрессии (l=350 *км*, R>40) потребовалось бы опускание больше, чем на 120 *км*. Но несостоятельность этой гипотезы, во-вторых, очевидна и без всяких подсчетов. При неизменном расстоянии между разломами блок опуститься не может, так как для этого потребовалось бы уменьшение его объема, что, впрочем, к складчатости бы не привело. Увеличение же промежутка между разломами возможно лишь при растяжении коры, и горизонтальное сжатие, а следовательно и складчатость, по этой причине произойти бы не могли.

Возможным представляется формирование небольших складочек чехла платформ, предположенное Н. М. Руховцем [201]. Если при неравномерном поднятии поверхность блока фундамента прогибается, верхние слои чехла должны занять меньшую площадь, чем нижние, и смяться в складки. Такие складки называются *блокированными* [234]. Этот механизм, в принципе, сходен с образованием мелких складочек («руг») на внутреннем крыле изгибающейся в плане антиклинали [85]. Разумеется, размер блокированных складок очень невелик, и систем они образовать не могут.

Еще один механизм складкообразования был предложен О. А. Рыжковым. Сущность гипотезы сводится к следующему. Если имеются два блока *А* и *Б*, разделенных вертикальным разломом, и две точки *а* и *б*, расположенные рядом в обоих плечах разлома на поверхности соответствующих блоков, то при шарнирном перемещении блока *Б* вниз проекция точки *б* на поверхность *А* сместится относительно точки *а* в сторону оси шарнира. «Межблочные движения в виде принципиальной схемы изображены на рис. 4. Из него видно, что в зависимости от направления наклона опущенного крыла возникают напряжения, разряжающиеся правым или левым сдвигом. Эти деформации часто приводят к формированию складок сдвигов» [203]. Однако из текста и рисунка 4 в статье Рыжкова очевидно, что ни сдвигов, ни складок не получится. На этом рисунке изображен случай «левого сдвига». Но если на этом же рисунке взять проекцию точки *а* на поверхность блока *Б*, сдвиг из левого превратился бы в правый. А так как сдвиг не может быть одновременно и левым и правым, предположенный механизм работать не может.

Таким образом, все попытки объяснить образование складчатых систем трансформацией вертикальных движений оказываются несостоятельными. Разбор таких гипотез предпринимался и ранее [87, 88, 91, 93], но не в полном объеме. Критические замечания в адрес этой группы гипотез выска-

зывались и зарубежными тектонистами (см., например, [357]). Все такие механизмы либо оказываются «неработающими», либо в состоянии лишь вызвать смятия незначительной амплитуды, или сосредоточенные в очень узких зонах.

Последним видом механизмов образования складок внешними усилиями является действие пары сил. Возникающие при этом складки обычно называются *складками волочения*. Можно различать два граничных случая: 1) векторы сил расположены в вертикальной плоскости; 2) то же — в горизонтальной плоскости. Обычно точки приложения сил разделены разрывом и складки волочения образуются в одном или обоих плечах дизъюнктива.

В случае 1, если напластования секутся разрывом под большим углом, настоящих, «полных» складок не образуется. Концы пластов в одном плече могут быть загнуты в сторону движения другого плеча. Примерами таких дислокаций могут служить изгибы, изображенные на рис. 18 и 19.

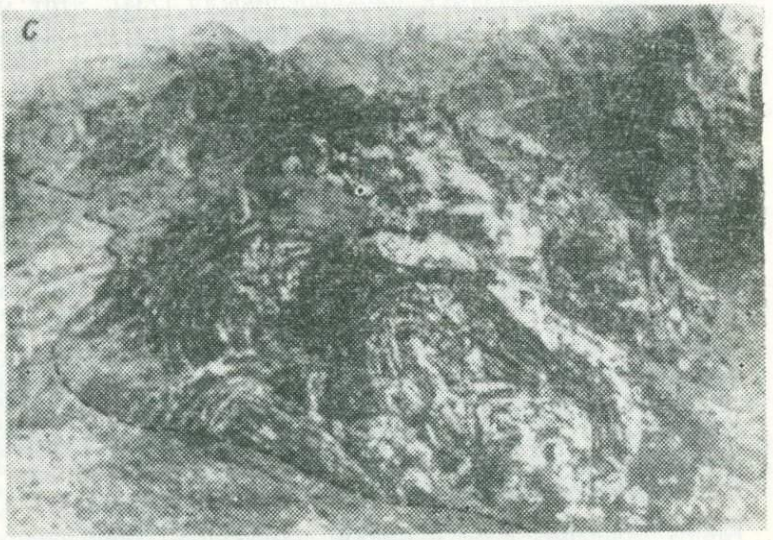


Рис. 18. Складки волочения в висячем крыле надвига. Мраморы верхнего девона (?), надвинутые с юга на верхний палеозой в южном борту Зиддинской впадины, у слияния рек Зидды и Майхура.

Иногда складки волочения могут достигать значительных размеров — сотен метров в ширину. Хорошо известна лежачая синклиналь, образованная юрскими и меловыми слоями, под пологим надвигом блока палеозойских пород, вскрытая левым склоном долины р. Фандарьи (Зеравшанский хребет) непосредственно ниже слияния составляющих реки. Складка прекрасно видна с шоссе Душанбе — Ленинабад.

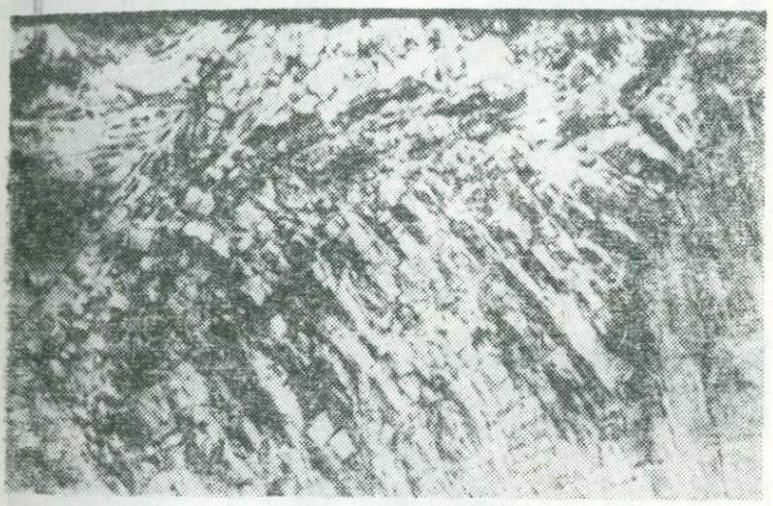
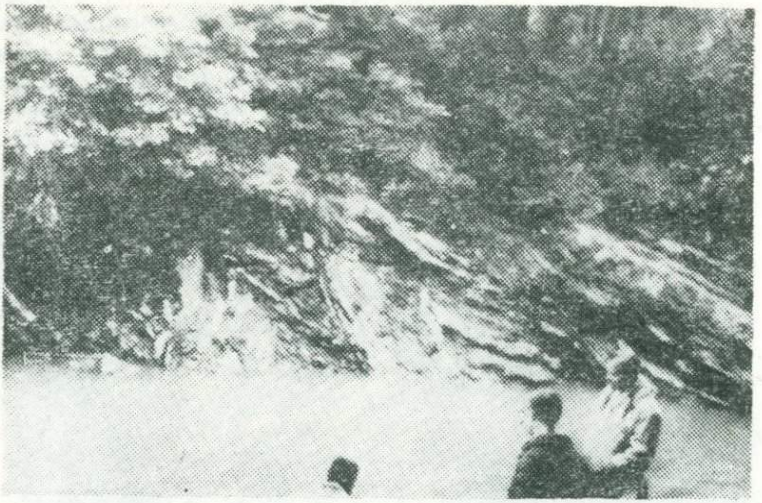


Рис. 19. Ядро антиклинали Санглак (деталь). Загибы концов пластов альба (вверху слева) и апта при смещении по медианному разрыву. Зона дробления в аптских песчаниках.

Если пологое надвигание, шарьирование, происходит по кровле пластичной слоистой толщи, в последней может возникнуть пакет небольших наклонных складок волочения. В Таджикистане хорошо выраженные складки этого вида неизвестны. Очень эффектные складочки такого рода вскрыты рекой Остравице (Чехословакия) под шарьяжем (рис. 20).

Складки волочения, связанные с надвигами, всегда отклонены в сторону относительного движения другого плеча. Это было отмечено еще Б. Штудером [405] и многими другими и в пояснениях не нуждается. Но некоторые особенности механизма требуют пояснений.

Прежде всего, нужно подчеркнуть, что передача тангенциальных напряжений в пластичной толще подчиняется тем же закономерностям, что и



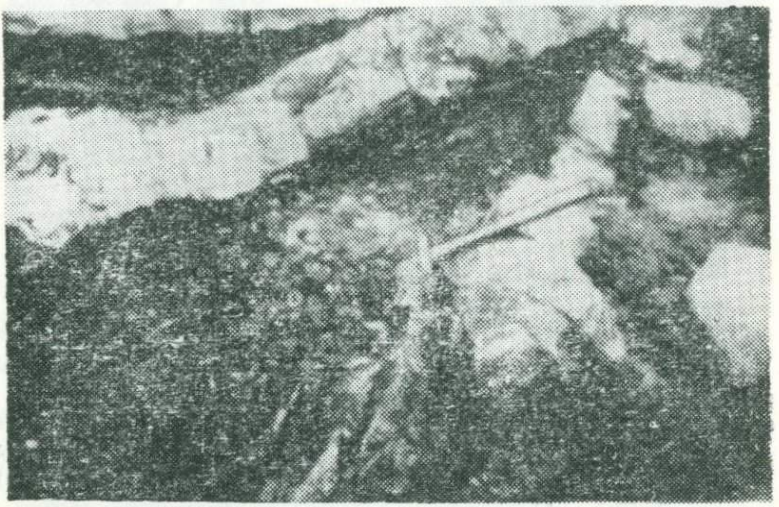


Рис. 20. Река Остравице, Чехословакия. Вверху — правый берег, складки волочения в основании шарьяжной пластины (готерив, Силезский покров); внизу — замок одной из антиклиналей на левом берегу, крупным планом.

передача напряжений нормальных. Поэтому дислокации, которые бесспорно являются складками волочения, всегда очень невелики — метры, десятки метров в высоту, редко больше — и быстро выполаживаются в пластичных толщах. Кроме того, они могут возникнуть только при наличии пары сил. Поэтому представления, согласно которым складчатость чехла может образоваться действием подкоровых потоков в мантии, неприемлемы.

Второе обстоятельство, это бóльшая длина слоев, образующих складки волочения, чем длина слоев той же толщи, но выше (или ниже) складок. Этот избыток компенсируется двумя явлениями. Во-первых, это разрывы пачки, которой сложены складки, благодаря чему последние не распространены вдоль всего сместителя, а образуют изолированные немногочисленные группы. Во-вторых, увеличение длины пачки происходит за счет уменьшения мощности в крыльях слоев пластичных пород, частичного их перетока в замки и будинажа слоев хрупких пород. Это хорошо видно на снимке (рис. 20, внизу): сланцы (темные) выжаты из крыльев, а известковистые алевролиты будинированы.

Во многих курсах структурной геологии упоминается о складках, возникающих в силу несколько иных причин. Это представление появилось вследствие понимания «компетентных» пород так, как оно было сформулировано Б. Виллисом [424]. В этом понимании слои «компетентных» пород ведут себя как связные упругие тела. При смятии слоистой толщи вследствие контракции слои «компетентных» пород являются ведущими в процессе образования складок. В крыльях складок каждый такой слой должен скользить относительно нижележащего слоя по восстанию, т. е. к замку антиклинали [277]. В слое «некомпетентной» породы, разделяющем два «компетентных» слоя и деформирующемся пассивно, появляются тангенциальные напряжения, ведущие к образованию складок волочения. Поскольку понятия о «компетентных» и «некомпетентных» породах в прежнем понимании неприемлемо, этот механизм образования складок волочения представляется нереальным. Против такого механизма возражает и В. В. Эз [267], хотя и по несколько иным мотивам.

Случай 2 отличается от разобранного расположением пары сил в горизонтальной плоскости. Дислокации слоистой толщи связаны с реальными или потенциальными сдвигами. Такие дислокации называют «присдвиговыми» [238]. Присдвиговые складки рассматриваются в руководствах по структурному анализу, а также в специальных работах [154, 191, 421].

Образование присдвиговых складок возможно, если сдвиг осуществляется в условиях сжатия нормально к плоскости сместителя. При этом образуются небольшие складочки в одном, обоих плечах и, в некоторых случаях, над сдвигом (пока сдвигом еще не разорван чехол). Если образуется группа из нескольких присдвиговых складок, они располагаются кулисообразно (эшелоном). Впрочем, примеры бесспорных присдвиговых складок этого рода указать трудно.

Более эффектны сдвиги, пересекающие уже сформированные складчатые области под большими углами к простиранию складок. Окончания складок, срезанные сдвигом, в одном плече отгибаются в направлении движения другого плеча и обычно испытывают сжатие и дополнительную деформацию, нередко превращаясь в чешуи. Рассматривать эти изгибания складок как особую стадию развития складчатой области — стадию образования самостоятельных «горизонтальных складок» [40, 41], да и вообще называть эти изгибы складками, вряд ли целесообразно. Достаточно упомянуть, например, что попытка выделения среди «горизонтальных складок» антиклинальных и синклинальных форм [40] приводит к парадоксальному результату: «синклинали» оказываются согласно вложенными в «антиклинали». Лучше оставить за такими горизонтальными изгибами складок достаточно привычное название *дуги*, или *структурные дуги*.

Хорошими примерами небольших дуг могут служить изгибы складок в юго-западном плече Таласо-Ферганского сдвига, подробно описанные В. С. Буртманом, и отгибания к востоку окончаний складок на северной окраине Таджикской депрессии (рис. 21). Примером дуги большой величины является система хребтов Заалая и Северного Памира. Образование этой дуги генетически связано с левым смещением по Бадахшанскому разлому на западе и серией Восточно-Памирских и Куньлуньских правых сдвигов на востоке. Представления о «первичности» этих изгибов, о том, что дуги — лишь кажущееся явление [8], опровергаются детальными структурными исследованиями и палеомагнитными данными.

В поисках источников сил и передаточных механизмов, которые можно привлечь для понимания генезиса покровной складчатости и складчатых систем, были обращения и к космическим факторам. Не вдаваясь в разбор всех этих гипотез, в большинстве сугубо фантастичных, рассмотрим для примера одну из самых последних, предложенную Б. А. Трошичевым [231]. Кометы, проходя вблизи Земли, могут действием приливных сил вызвать послойное перетекание пластичных глин, удлинение их слоев и, тем самым, складкообразование. Приведены и соответствующие примерные расчеты. Так, у кометы с массой $7 \cdot 10^{22}$ *г* при сближении ее с Землей со скоростью 40 *км/сек* от расстояния 23600 до 1700 *км*, энергия изменится на $1{,}7 \cdot 10^{34}$ *эрг*. Видимо, такой же предполагается и энергия приливных сил, которые и должны вызвать течение пластичных пород. Однако в гипотезе упущен ряд обстоятельств. Во-

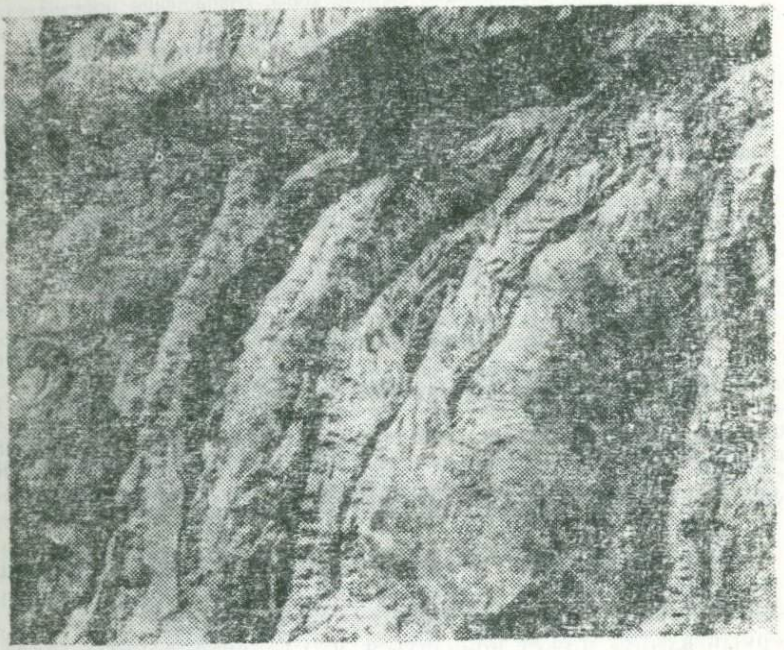


Рис. 21. Структурные дуги. Северная часть Кафирниганского антиклинория и Яванского синклинория. Отгибания концов антиклинальных гряд к востоку вследствие смещения по правостороннему Илякскому сдвигу, хорошо заметному в северной (верхней) части снимка.

первых, произведенную работу надо разделить на значительную площадь — около $7 \cdot 10^{16}$ *см*^{2} в момент наибольшего сближения кометы с Землей. Во-вторых, эту работу надо еще поделить на мощность участвующих в складчатости толщ. В-третьих, нужно найти причину, по которой сила действует лишь на горизонты, входящие в зону стресса, и не затрагивает вышележащие толщи. В-четвертых, появление в непосредственной близости от Земли (1/4 ее радиуса) столь массивных странствующих небесных тел (около 10^{-2} массы Луны) — явление чрезвычайно редкое. В-пятых, действие приливных сил будет чрезвычайно кратковременным— $11 \cdot 10^2$ *сек*, причем приливные силы будут ощутимы еще значительно меньший отрезок времени, тогда как складчатость почти непрерывно проявляется в разных поясах Земли, а фазы складчатости длятся десятки, сотни тысяч и миллионы лет. Не меньшее число возражений вызывают и другие гипотезы этого рода.

Для пополнения нашего обзора нужно осветить также крайние фиксистские построения, отрицающие сжатие коры, сокращение пространства и складкообразование. Наиболее ясное изложение этих взглядов имеется у М. М. Кухтикова [118]. По его мнению, складок вообще не существует, исключая мелкие смятия при гравитационных оползаниях. Основными элементами структуры являются моноклинали с крутыми (в среднем 60°) падениями слоев. Моноклинали разделены вертикальными краевыми (межзональными) и внутризональными разломами с вертикальными же смещениями по ним. Поскольку мощности осадочной палеозойской толщи (в среднем около 6 *км*) равны средним расстояниям между разломами, образование герцинской структуры Южного Тянь-Шаня, на примере которого и развиваются эти воззрения, происходило без сокращения поперечника региона.

Нетрудно видеть, что, независимо от того, дислоцированы слои в складках или моноклиналях, при среднем угле падения слоев 60° поперечник каждой зоны и всего региона в целом должен был сократиться вдвое, даже если бы все «разломы» были действительно вертикальными. Таким образом, «признание существования длительно живущих разломов» отнюдь не «снимает все трудности с проблемы сокращения пространства при складкообразовании», как это считает автор цитируемой работы. К этому надо добавить, что многочисленные складки и пологие надвиги в Южном Тянь-Шане, отрицаемые М. М. Кухтиковым, в действительности очевидны, и есть все основания полагать, что здесь развиты и субгоризонтальные шарьяжи с большими амплитудами перемещения.

Все рассмотренные выше механизмы складкообразования, существующие и предполагаемые, подчинены внешним силам, приложенным к деформируемой толще извне. На первый взгляд может показаться, что гравитационные складки являются исключением, поскольку «объемная» сила тяжести воздействует на каждую материальную точку толщи. В действительности это не так: действие усилия на каждый элементарный объем породы ничтожно, а стресс является интегралом таких воздействий на весь объем пород, расположенных выше по склону. Свободное скольжение не может создать складок, для этого должно быть противодействие ему, упор. Таким образом, формирование гравитационных складок также подчинено внешним силам, приложенным извне, с той лишь разницей, что обычно нельзя выделить структурную форму, например разлом, которую можно было бы приравнять к поверхности приложения силы.

Рассмотрев механизмы образования аллогенных складок, мы приходим к выводу, что внешние усилия могли сформировать отдельные складки (обычно малого размера или пологие) или небольшие группы складок, но не в состоянии были создать системы складок чехлов.

ИНТРАФОРСНЫЕ СКЛАДКИ

Существует принципиальная возможность зарождения внутренних усилий вследствие внедрения энергии извне в любой форме и преобразования ее в механическую силу внутри деформируемой слоистой толщи. При деформации могут возникнуть складки. Такие дислокации могут быть названы *интрафорсными складками.*

По-видимому, единственной реальной непосредственной причиной складкообразования этим путем может быть лишь увеличение объема пород. Такая возможность рассматривалась уже давно. Так, Э. Ог [170] считал, что «теория расширения является наиболее интересной».

Прежде всего следует обратить внимание на возможное направление движения. Если по какой-либо причине увеличивается объем пород, слагающих достаточно мощный пласт, движение будет преимущественно в сторону свободного пространства, т. е. вверх. Если изменение объема будет дифференцированным, покрышка пласта изогнется, образуя так называемые «складки разбухания». Нетрудно видеть, что ядра таких дислокаций, сложенные разбухшими породами, родственны ядрам седиментогенных диапиров. Изгибы покрывающих толщ также должны рассматриваться не как складки, а как анакимы — разновидность диапировых анаким. Поэтому интрафорсными трансверсивными дислокациями мы можем пренебречь, тем более что отличить «складки разбухания» от других аналогичных дислокаций, а порой даже от проморф, практически невозможно (см., например, [241, рис. 140]).

Иная картина наблюдается, если изменяется объем пород, слагающих не мощный пласт, а многочисленные прослои в деформируемой слоистой толще. По приближенным оценкам, до 2/3 избыточного объема пойдет на увеличение не мощности, а площади слоев. Процессы, происходящие при этом в породе, мы рассмотрим в четвертой главе. Здесь коснемся некоторых представлений о возможных причинах увеличения объема пород и приложения этих гипотез к объяснению генезиса складок и складчатых систем.

Естественно, прежде всего обратились к расширению при нагреве.

Обычно полагают, что одним из первых эту мысль высказал М. Рид в 1886 г. [385]. Впоследствии к ней возвращались Э. Даке и др. Однако и недостатки этой гипотезы также отмечались уже давно. В частности, А. Гейм еще в 1878 г. возражал против нее (кстати, отсюда следует, что гипотеза возникла еще до 1878 г.). Попытки возрождения термической гипотезы были и в наше время [97, 218].

Нас гипотеза не может удовлетворить в основном по двум соображениям. Во-первых, коэффициенты расширения пород при нагревании недостаточны. Они варьируют в пределах от $2 \cdot 10^{-5}$ (некоторые метаморфические породы) до $15 \cdot 10^{-5}$ (мрамор) и могут достигать $45 \cdot 10^{-5}$ (поваренная соль).

На этом основании недавно гипотеза была обновлена предположением, что нагревание соли на больших глубинах ведет к складчатости [53]. Был приведен результат расчета, согласно которому при погружении пласта соли на дне Мексиканского залива на 10 *км* (геотермический градиент принят равным 1,8° С на 100 *м*), объем пласта увеличится на $160 \cdot 10^3$ *км*^{3}. Возможно, в своих подсчетах авторы не ошиблись, но ими не принято во внимание, что важно не абсолютное, а относительное увеличение объема. Даже при самых оптимальных условиях — геотермический градиент 2,5°С на 100 *м*, погружение на 20 *км* — увеличение объема соли составит всего 2,25%.

Во-вторых, складчатость чехла формируется на небольших глубинах, где нагревание невелико, на что было указано еще М. А. Усовым [233].

Предполагается также упругое расширение пород при снятии нагрузки денудацией (М. Ф. Ситников, устное сообщение). Но и этот процесс не в состоянии обеспечить необходимое увеличение объема.

Можно упомянуть еще растрескивание пород как возможный фактор, ведущий к увеличению их объема. Но такое предположение неприменимо для объяснения складчатости и привлекалось лишь при истолковании некоторых особенностей землетрясений (так называемая «дилатационная гипотеза»).

Из других возможных факторов рассматривались гидратация и кристаллокинетические силы [199, 351, 309 и др.]. Увеличение объема при гидратации значительно больше, чем при нагревании. Например, Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин [259] считают, что серпентинизация бескальциевых ультрабазитов приводит к увеличению объема на 40%. И. В. Кириллова [96] отмечает возможность значительного увеличения объема при регидратации глин, особенно монтмориллонитовых. Большое значение разбуханию при пере-

ходе ангидрита в гипс придает Ю. А. Косыгин [106], полагающий, что при этом объем может увеличиться на 67%. И действительно, в этом случае могут образоваться настоящие складочки, очень редко наблюдаемые в природе [93, рис. 3].

Однако проникновение вглубь земной коры вадозовых вод надо рассматривать как явление местное и случайное. Образование складчатых систем «складками разбухания» исключается (см. выше). Воздействие вод океана на ультрабазиты и серпентинизация их на больших площадях несомненно существует, но этот процесс не может повести к образованию складчатых систем, особенно в чехлах тергалей. Возможна гидратация парами воды, содержащимися в ювенильных флюидах, но это скорее относится уже к процессам метаморфизма. Во всяком случае, складкообразование вследствие гидратации требует участия пород, способных разбухать при увлажнении. Наличие же таких пород в достаточном количестве — явление далеко не столь распространенное, как складчатость.

Увеличение объема пород при метаморфизме также рассматривалось в качестве возможной причины складкообразования. К этому вопросу мы вернемся в четвертой главе. Здесь ограничимся существующим представлением о механизме складчатости.

Само по себе увеличение объема, занимаемого породой, складок образовать не может. Если рассматриваемое тело сложено разными по свойствам слоями, последние, испытывая различное увеличение объема, будут проскальзывать по другим слоям. При этом может возникнуть незначительная деформация вроде зарождающихся складок волочения, или «складчатости Гельмгольца» [230, 71]. Но настоящих складок при этом не образуется. Напрашивается мысль, что коробление слоистой толщи вызывается сопротивлением расширению со стороны вертикальных «стенок», или «упоров». Эта идея, сформулированная или только подразумеваемая, присутствует во всех гипотезах этого рода. Она положена и в основу экспериментов [96, 47].

Этот механизм, в принципе возможный, также не может нас удовлетворить. Еще Э. Ог отмечал, что «тангенциальный напор» может быть двусторонним, односторонним и может быть обусловлен увеличением объема пород между неподвижными упорами: «заключенный между ними участок зем-

ной поверхности не подвергается сдавливанию, но составляющие его минеральные массы увеличиваются в объеме вследствие химических и физических изменений; расширяясь, но не имея возможности раздаться в стороны, они образуют ряд складок, точно так же, как и в случае сдавливания массы» [170]. На последнее замечание Э. Ога следует обратить особое внимание. По существу, между расширением среди устойчивых упоров и сжатием между такими же, но сближающимися «упорами» в отношении механизма складкообразования принципиальной разницы нет. В случае, если расстояние между упорами того же порядка или меньше мощности толщи, смяться в складки может вся толща. Именно этот случай был воспроизведен в упоминавшихся выше и других экспериментах. В природных же условиях первая величина на порядок или несколько порядков превышает вторую. Поэтому может образоваться лишь небольшое число складок вблизи упоров. Пользуясь терминологией Э. Ога можно сказать, что действуют два независимых «односторонних тангенциальных напора». Таким образом, и увеличение объема пород, исходя из существующих представлений, не может сформировать складчатую систему.

***

Резюмируя наш краткий обзор, можно сделать следующие выводы.

1. Предложено много механизмов (способов) образования изгибов слоистых толщ. Одни из них немыслимы для природных условий вообще. Другие формируют трансверсивные дислокации, не являющиеся настоящими складками. Третьи могут образовать лишь мелкие складки, либо очень пологие изгибы. Четвертые ведут к возникновению отдельных складок или немногочисленных групп складок.

2. Во всех рассмотренных механизмах образование изгибов обязано силам, приложенным извне (для интрафорсных складок упомянутой выше категории такие силы создаются упорами).

3. Генезис всех настоящих складок, образующихся действием предложенных механизмов, подчинен первичным структурным формам низших порядков — более крупным изгибам, разломам, упорам и т. д.

4. Ни один из предполагаемых механизмов, кроме связанных с увеличением объема пород, не дает удовлетворительного объяснения превышению длины слоев чехла (покрова) над длиной поперечника поверхности фундамента (цоколя) в складчатых системах чехлов.

5. Ни один из предполагаемых механизмов образования изгибов не может сформировать складчатую систему.

Этот последний тезис нуждается в дополнительной проверке на примере выбранного нами тектонотипа — Таджикской депрессии. Но предварительно необходимо систематизировать изгибы слоистых толщ по генетическим признакам.

Глава III. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ИЗГИБОВ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Генетических классификаций складок и типов складчатости было предложено много, но полностью удовлетворительной классификации пока не существует. Объясняется это тем, что идеальная классификация должна основываться на многочисленных реальных факторах складкообразования, удовлетворять требования формальной логики и учитывать возможность и удобство применения классификации в практике. Поскольку установить естественную иерархию факторов складкообразования не удается и, к тому же, многие геологические явления интерпретируются в духе субъективной позиции исследователя, а требования формальной логики зачастую противоречат практическим запросам, создать идеальную объективную генетическую классификацию, вероятно, пока вообще невозможно.

Отметим некоторые второстепенные недостатки предыдущих классификаций: 1) отсутствие достаточно глубокого предварительного критического обзора существующих концепций; 2) отсутствие единого принципа, а в случае нескольких принципов — четкой их субординации; 3) построение классификаций без учета особой категории складок, образующих складчатые системы; 4) введение в классификации категорий изгибов, механизмы образования которых мало правдоподобны или даже невероятны; 5) не оттенено то обстоятельство, что часть изгибов настоящими складками не является; 6) построение некоторых классификаций проводилось не целиком на генетической основе, а также и по фор-

мальным признакам — по глубине структурного этажа, по «конседиментационности», по степени «раскрытости» и т. д.; 7) разработка общих классификаций по данным изучения одного, порой уникального района.

Могут быть предложены классификации структур, базирующихся на различиях в формах, размерах, механизмах деформаций, на некоторых геологических условиях и на значимости.

Морфологические классификации приведены в курсах структурной геологии и в существенных коррективах не нуждаются.

При разделении структурных форм (вообще, а не только складок) по размерам нам представляется наиболее удобной пятистепенная классификация (табл. 2). Недостаточная дробность ее при необходимости может быть компенсирована выделением порядков внутри намеченных рангов (степеней).

Таблица 2

Классификация структурных элементов по размерам

Степени величин	Размеры		Способ изображения (на листах не более 60×75 *см*). Масштабы
	длина	ширина	
Геоструктуры	Сотни и тысячи километров		Обзорные карты, схемы. 1:1000000 и мельче
Мегаструктуры	От десятков до тысячи километров	От единиц до сотен километров	Мелкомасштабные карты, профили, схемы. 1:200000—1:2000000
Макроструктуры	От единиц до многих десятков километров	От сотен метров до первых километров	Картируются в поле. Карты, профили, схемы средних масштабов — 1:10000—1:500000
Мезоструктуры	От метров до первых километров	От сантиметров до сотен метров	Зарисовки, фотографии, крупномасштабные (1:100—1:25000) карты, планы, профили. Диаграммы
Микроструктуры	От долей миллиметра до десятков сантиметров	От долей миллиметра до десятков миллиметров	Зарисовки, фотографии и микрофотографии, схемы. Диаграммы

Приведем некоторые примеры (римскими цифрами обозначены порядки).

Геоструктуры. I. Океаны, континенты, ансамбли подвижных поясов (Тихий океан, Евразия, Перитихоокеанский пояс, Центрально-азиатская система поясов). II. Платформы, подвижные пояса, срединно-океанические сооружения (Восточно-Европейская платформа, Южно-Тяньшаньский пояс, Атлантический срединно-океанический хребет).

Мегаструктуры I. Квазиплатформы, тектонические регионы (как части подвижных поясов и их ансамблей), срединные массивы, крупные системы разломов (Туранская плита, Таджикская депрессия, Памир, Таримский массив, Бадахшанский разлом). II. Крупные платформенные структуры, зоны тектонических подвижных поясов и регионов, разломы, крупные антиклинории и синклинории, крупные интрузивы (Прикаспийская впадина, Татарский свод, Днепровско-Донецкий авлакоген, Зеравшано-Туркестанская зона, Кафирниганский антиклинорий, Южно-Тяньшаньский разлом, Гиссарский плутон).

Макроструктуры. I. Элементы платформ, крупные складки и разрывы (Жигулевский вал, антиклиналь Санглак, Илякский сдвиг). II. Складки среднего масштаба, крупные разрывы, подчиненные макроструктурам, мелкие интрузивы, соляные купола (Бабатагский надвиг, купол Ходжамумын).

Мезоструктуры. Элементы макроструктур: паразитические и орнаментирующие складки, небольшие разрывы, трещины, дайки, жилы.

Микроструктуры. Элементы макро- и мезоструктур.

Интересующие нас складки, образующие складчатые системы относятся к макроструктурам.

Что касается остальных трех основ классификации, мы считаем, что генетическая классификация должна опираться на все три параметра (а также учитывать и первые две классификации). Употребление множественной номенклатуры, как это предлагал М. В. Гзовский [59], по нашему мнению, внесло бы лишь путаницу. Только морфологическая классификация может быть самостоятельной.

Нами приняты следующие принципы выделения наиболее крупных таксонов (типов) генетической классификации изгибов слоистых толщ. Прежде всего должны быть разделены проморфы и дислокации. Проморфы можно рассматривать как результат нулевой (или несущественной) деформации, поэтому включение их в классификацию оправдано. Дислокации могли сформироваться действием внешних усилий (аллогенные дислокации) и сил, зарождающихся внутри складчатых толщ (автогенные дислокации). Усилия и вызываемые ими движения вещества могли быть направлены ортогонально к слоистости (трансверсивные дислокации) и

вдоль напластований (провективные дислокации*). При наличии жестких упоров может быть трансформация провективных движений в трансверсивные. В этих случаях, в качестве определяющего признака принимается направление первичных усилий. Провективные усилия и движения создают настоящие складки слоистых толщ. Источники усилий и геологические условия могут быть различными и не всегда очевидными, поэтому для выделения типов изгибов их нельзя принять в качестве определяющих признаков.

Таким образом, мы будем иметь следующую иерархию основных таксонов — надтипов, типов и подтипов структурных форм.

Проморфы	Дислокации			
	Аллогенные дислокации		Автогенные дислокации	
	Аллогенные трансверсивные дислокации	Аллогенные провективные дислокации	Автогенные трансверсивные дислокации	Автогенные провективные дислокации

Эта схема отвечает канонам формальной логики, но является неоправданно громоздкой. Для практического использования она может быть в значительной мере упрощена. В автогенных трансверсивных дислокациях, представленных лишь «складками разбухания», ядра не являются изгибами; изгибы же покрышки должны быть отнесены к анакимам. К этому нужно добавить, что и сами формы лишь «мыслятся», но не могут быть установлены в природе (см. главу II). Поэтому категория «автогенных трансверсивных дислокаций» без ущерба может быть изъята из схемы. Соответственно «аллогенные трансверсивные дислокации» можно называть просто «трансверсивными дислокациями». Изгибы, относящиеся к провективным дислокациям, являются складками; термин «провективные дислокации» был введен как вспомогательный и в классификации изгибов может быть заменен термином «складки». Термин «автогенные дис-

* Провективные дислокации (от provectus) — образовавшиеся в результате движения вещества вперед, или продольно.

локации» как антитеза аллогенным дислокациям вполне уместен, но неудобен тем, что в тип автогенных дислокаций как низший таксон должны войти автоскладки. Поэтому лучше заменить его термином, по существу синонимом, «интрафорсные дислокации». Наконец, мы можем без урона для практического применения выбросить из нашей схемы графы «дислокации», «аллогенные дислокации» и «автогенные дислокации». Таким образом, в нашей схеме остаются четыре основных категории: проморфы, трансверсивные дислокации, аллогенные складки и интрафорсные складки, которые и могут быть приняты как основные типы изгибов слоистых толщ.

Деление типов на классы производится по характеру деформаций. Наконец, при делении классов на разряды учитываются геологические условия (табл. 3). Дальнейшее подразделение на рода может быть осуществлено с учетом второстепенных геологических факторов и на виды по морфологии изгибов, что выходит за рамки наших задач.

Весьма существенно для классификации значение тех или иных категорий в геологии. В классификационной таблице я попытался оттенить это значение. Складки, образующие складчатые системы, выделены жирным шрифтом и прописными буквами. Названия категорий изгибов, имеющих существенное значение в структуре некоторых подвижных поясов, нередко широко распространенные, иногда образующие группы и пакеты одинаковых по генезису дислокаций набраны полужирным шрифтом или прописным курсивом. Названия пологих дислокаций даны в разрядку. Названия категорий мелких, второстепенных изгибов, чаще всего относящихся к мезо- и микроструктурам, заключены в скобки. Дислокации, не являющиеся настоящими складками, показоны курсивом. Перед названиями категорий дислокаций, которые соответствуют сомнительным, возможно надуманным, и во всяком случае, недоказанным механизмом изгибообразования, поставлен знак вопроса в круглых скобках.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных категорий дислокаций на основе сведений и соображений, приведенных во второй главе. Синонимы терминов, относящихся к описываемым категориям дислокаций, взяты в кавычки.

Таблица 3

Генетическая классификация изгибов слоистых толщ

Типы	Классы	Разряды
ПРО-МОРФЫ		
ТРАНСВЕРСИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ	*АНАКИМЫ*	*Глыбовые анакимы* *СКЛАДЧАТЫЕ АНАКИМЫ* *ДИАПИРОВЫЕ АНАКИМЫ* *(Структурные карманы)*
	КАТАКИМЫ	
	(Структуры течения)	
Аллогенные складки	**Складки смятия**	**Складки сжатия** **Складки сплющивания**
	Складки стяжения	(?) Надсдвиговые складки (?) Складки скучивания (?) Складки сужения
	Складки трансформационные	**Гравитационные складки** (?) Компенсационные складки (Блокированные складки)
	Складки приразрывные	**(Складки волочения)** **Структурные дуги**
Интрафорсные складки	Складки коробления	
	АВТОСКЛАДКИ	

ПРОМОРФЫ

(«первичные залегания», «первичные осадочные структуры» и т. п.)

Залегания слоистых толщ, образовавшихся в поле силы тяжести и не претерпевших деформаций. Наиболее распространены субгоризонтальные напластования. При отложении на неровной поверхности субстрата слои могут иметь заметный наклон—до десятков градусов (см., например, рис. 16). Структуры с первичными падениями слоев более первых градусов в ископаемом состоянии встречаются очень редко. Иногда слои перекрывают форму рельефа субстрата целиком, образуя антиклинали и синклинали («складки облекания», «складки осадочного облекания», «купола облекания»). Такие формы свойственны слоям водных осадков, но иногда встречаются и на поверхности суши, например покровы лёсса на пологосклонных холмах (адырах). Уплотнение осадков в процессе диагенеза приводит к некоторому изгибанию на неровностях субстрата не только нижнего, но и верхних слоев, причем высота (стрела) изгиба уменьшается вверх по разрезу («складки уплотнения»).

ТРАНСВЕРСИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Первичные и производные усилия направлены поперек (трансверсивно) относительно поверхностей напластования. Структурные формы характеризуются тенденцией слоев к растяжению.

Трансверсивные дислокации настоящими складками не являются и, следовательно, складчатых систем образовать не могут.

Анакимы

(«купола», «вздутия», «туморы», «складки облекания», «складки поперечного изгиба», «идиоморфные складки», «прерывистые складки», «штамповые складки», «глыбовые складки», «возрожденные складки», «отраженные складки», «унаследованные отраженные складки» и др.).

Из перечисленных синонимов первым трем придается скорее морфологический смысл. Остальные указывают на почти единодушное отнесение анаким к складкам. По нашему мнению, при изучении генезиса складчатости это недопустимо.

В отличие от других трансверсивных дислокаций анакимы создаются движением вверх материального тела («штампа»), являющегося ядром образующейся «гибридной» структурной формы. Для анализа необходимо различать ядро и положительный изгиб слоистой толщи над ним, т. е. собственно анакиму.

Штамп может быть жестким, вязко-пластичным или даже жидким; штамп может быть выкроенным из субстрата и поднятым в виде глыбы, может быть складкой субстрата или разбухшей его частью, наконец, вещество, образующее штамп, может нагнетаться со стороны; поднятие штампа может быть самостоятельным или являться следствием горизонтального (провективного) движения вещества — в любом случае движение штампа является активным по отношению к покрывающей слоистой толще и независимым от нее, а изгибание последней и образование анакимы — пассивным. Поэтому еще раз нужно подчеркнуть, что в генетическом отношении штамп и анакима должны рассматриваться как самостоятельные дислокации.

Образование анакимы сопровождается растяжением слагающей ее толщи. Этим обусловлены структурные признаки, позволяющие отличить анакиму от складки — зияющие трещины раздвига (отрыва), обратные сбросы в крыльях, небольшие сбросы и грабены в своде и т. п. Если допустить возможность некоторого пластического растяжения слоев, мощности их должны быть в своде меньше, чем в крыльях и соседних синклиналях; разумеется, речь идет о вторичных изменениях мощностей, которые необходимо уметь отличать от первичных вариаций. Одним из признаков анаким, связанных с их генезисом, является небольшая «крутизна» дислокации: общий радиус изгиба любого слоя должен быть обязательно больше мощности толщи от поверхности «активного ядра» до данного слоя.

Деление анаким на разряды может быть проведено по характеру штампа.

Глыбовые анакимы. Анакимы с жестким штампом. Возможно, к ним относятся некоторые платформенные дислокации вида «коробчатых антиклиналей», такие структуры обладают превышением ширины над высотой на порядок или более. В подвижных поясах глыбовые анакимы, во всяком случае — доказанные, встречаются редко. Чаще можно наб-

людать остатки слоистой толщи на тектонических террасах, или уровнях, на склонах горных хребтов; строго говоря, такие фрагменты чехла также являются анакимами.

Складчатые анакимы. Анакимы с вязко-пластичным штампом, образованным настоящей складкой субстрата. Распространены значительно шире, чем глыбовые анакимы и имеют большее значение, в частности и для практической деятельности: понимание сущности «гибридных» структурных форм — складка плюс анакима — позволяет понять и стиль глубинной структуры мощных складчатых чехлов.

Диапировые анакимы. Анакимы со штампами (активными ядрами), сложенными пластичным, текучим материалом. Такие ядра называются диапирами. Приведенное определение вдвойне условно. Во-первых, куполам и диапирам посвящена обширная литература и, соответственно, наблюдается не менее обширная терминологическая путаница. Во-вторых, в подавляющем большинстве определений под «куполом» (исключая чисто морфологическое понятие) и «диапиром» чаще всего понимается «гибридная форма» — и активное ядро и анакима, структура, образуемая пассивно деформирующейся покрышкой, т. е. дислокации разного генезиса и образуемые разными механизмами.

Терминология, касающаяся куполов и диапиров, требует упорядочения. Термин «диапиризм» и в первоначальном значении [366] и в современном понимании означает явление протыкания слоистой толщи материалом нижележащего слоя. Поэтому определение понятия «диапир» как «складка, ядро которой, сложенное пластичными породами, протыкает вышележащие, менее пластичные отложения» [223] алогично (подобно тому как неправильно было бы называть «разрывами» приразрывные складки волочения). За термином «диапир» следует оставить строго ограниченное значение. Было бы целесообразно под «диапиром» понимать «активное ядро», «куполом» называть всю гибридную структуру, а диапировой анакиме присвоить особый термин.

Обилие имеющихся уже терминов, здесь не перечисляемых, позволяет лишь надеяться, что в обозримом будущем специалистам по «соляной тектонике» и диапиризму вообще удастся договориться об основных понятиях, о генезисе и механизмах образования куполов, а затем и о терминологии. Здесь я подчеркну лишь еще раз, что образование изгибов разных классов, т. е. обязанных разным механизмам, но связанных с формированием куполов, не позволяет смешивать при изучении генезиса дислокаций внутридиапировые формы, относящиеся к структурам течения, сами диапиры и наддиапировые анакимы чехла.

Разделение куполов в целом, диапиров и диапировых анаким на генетические рода может проводиться в основном

по двум признакам: по характеру материала, образующего диапир (магматогенные, метаморфогенные, седиментогенные; последние могут подразделяться на соляные, глиняные, грязевые) и по степени внедрения диапиров в покрышку (эмбридиапиры, или зачаточные диапиры, криптодиапиры, соляные штоки; закрытые и открытые купола; зачаточные, непрорванные и прорванные диапировые анакимы и т. д.).

Структурные карманы. Это название предлагается присвоить анакимам особого разряда, образующимся вследствие послойного нагнетания. При тангенциальном сжатии слоистой толщи, принявшей наклонное залегание, например в крыле складки, усилие разложится на две составляющих, из которых одна, направленная нормально к напластованию, будет сдавливать толщу, а другая — действовать вдоль напластования. При неравномерном сдавливании возникнет провективное течение пластичного материала из участков большего в участки меньшего сдавливания (обычно в присводовые части антиклинали). В последних нагнетание вызовет раздув слоя пластичных пород и образование выпуклой структурной формы в покрывающих слоях. Эту последнюю форму и предлагается называть структурным карманом.

При изучении складчатых гряд даже большой высоты можно видеть раздувы слоев пластичных пород в присводовых частях антиклиналей. Эти породы представлены не только легкими солями и гипсами, но также глинами, мергелями и т. п. (см. рис. 10). Видимо именно такие раздувы вызвали к жизни представления о «надразломных», «надфлексурных антиклиналях», «ушах». А осложнение ими синусоидных антиклиналей придавало последним коробчатую форму на профилях, изображающих только присводовые части складок.

Структурные карманы относятся, как правило, к мезоструктурам и лишь орнаментируют макроформы, но имеют существенное значение для понимания генезиса последних.

Катакимы

Предполагается, что при растяжении коры поверхность субстрата и чехол могут образовать прогибы («прогибы растяжения», «складки растяжения»). Возможно, что так формируются синеклизы, во всяком случае — некоторые.

Могут быть и другие причины опускания поверхности

субстрата: провалы (например, в карстовые пустоты), компенсационные прогибания при выносе из глубины материала (соли, сопочной брекчии, лавы и т. д.). При этом субстрат и чехол, опускаясь, образуют отрицательные структуры («складки оседания», «складки обрушения»). Можно представить себе прогибание всей земной коры (вместе с чехлом) вследствие оттока или уплотнения подкорового вещества. Наконец, прогиб может быть остаточным явлением, сформироваться без «абсолютного» прогибания при поднятии его обрамления.

Эти процессы, в большинстве, лишь предполагаются для объяснения прогибов. Независимо от степени достоверности гипотез, все такие процессы в состоянии образовать либо очень пологие, либо локальные и случайные опускания. Субстрат и чехол при образовании таких прогибов стремятся растянуться.

Нужно подчеркнуть, что хотя анакимы и катакимы нередко чередуются, генезис таких изгибов, в отличие от настоящих складок, может быть совершенно разным на одной площади.

По аналогии с анакимами, для структурных форм этого класса предлагается общее название — катакимы (см. главу II).

Структуры течения

Послойное течение пластичного материала, независимо от причин его вызывающих, ведет к образованию особых структурных форм внутри слоя или пачки на участках нагнетания. На первой стадии формирования этих структур они являются мелкими складками, однако невозможность роста таких складочек в высоту сразу же приводит к тому, что провективные усилия ориентируются под разными углами, преимущественно поперек слоистости внутри пачки. Происходит турбулентное движение и перемешивание вещества. Это позволяет, хотя и несколько условно, отнести структуры течения к трансверсивным дислокациям (см. рис. 9, *г*). М. В. Гзовский [59] выделял структуры течения под названием «геометрические искривления», очевидно, также не считая их настоящими складками.

Деление структур течения на разряды и рода возможно

по составу материала, по причинам и условиям его течения и т. д.

Структуры течения по своим размерам (от нескольких миллиметров до десятков метров максимум) относятся к мезо- и микроструктурным формам. Макроструктур они, видимо, не образуют.

Поскольку структуры течения складчатых систем создать не могут, более детальное их рассмотрение выходит за рамки наших интересов. Отметим лишь, что отнесение их к настоящим складкам и, тем более, объединение с соляными куполами в один класс «складок нагнетания (течения)» [241], нам представляется необоснованным и нецелесообразным.

АЛЛОГЕННЫЕ СКЛАДКИ

Аллогенными складками мы условились называть складки, образуемые слоистыми толщами в результате приложения к ним внешних тангенциальных сил. Аллогенные складки всех классов подчинены структурным формам низших порядков (т. е. более крупным). Таким образом, эти складки не являются ни автогенными, ни автономными.

Складки смятия

(«складки общего смятия», «голоморфная», или «полная складчатость», «складки коробления», «складки общего сжатия», «компрессионные складки», «складки одностороннего давления», «приразломные антиклинали», «межразломные антиклинали» и др.).

Ведущими при образовании складок смятия являются усилия, параллельные поверхностям напластования (провективные), обычно—горизонтальные; поверхности приложения усилий ортогональны к напластованиям (вертикальны).

Складки сжатия. Если толща сложена «компетентными» слоями, которые при сжатии способны изгибаться без попутной пластической деформации и без разрывов, наподобие кусков ткани, листов бумаги или стальных пластин, такая толща при боковом давлении может образовать одну или несколько складок, которые и будут складками сжатия.

Такой деформации в руководствах по структурному анализу придается большое значение, строятся физические и математические модели образования складок сжатия, разбираются детали процесса, такие как проскальзывание одних слоев по другим, образование седловидных пустот в замках и т. д. Эти соображения были подкреплены экспериментами с соответствующими материалами.

Однако в природе идеально «компетентных» пород нет. Кроме того, слоистые толщи лишь в крайне редких случаях сложены целиком вязкими, но не хрупкими породами. Обычно же пачки более вязких пород перемежаются с относительно пластичными пачками и складки, образующиеся при тангенциальном сжатии, уже не являются складками сжатия в «чистом» виде (см. главу II). Поэтому значение складок этого разряда невелико.

Складки сплющивания. Если на толщу, сложенную горизонтальными слоями пластичных пород, действует достаточное тангенциальное давление, приложенное к вертикальной плоскости, толща будет смята. Складкообразующие усилия (точнее — вызываемые ими напряжения) затухнут на относительно небольшом расстоянии от поверхности приложения силы. Иллюстрацией могут служить эксперименты, о которых мы уже упоминали в главе II [117, 59]. Характерно увеличение мощности слоев пластичных пород вследствие сплющивания главным образом в сводах антиклиналей [148]. Это является следствием преобразования горизонтального движения вещества в течение вдоль оси растяжения эллипсоида деформации. Нужно подчеркнуть, что это течение является не первичным, а производным. Увеличение мощности отдельных слоев незначительно, но именно оно создает структуры вертикального течения — скалывание, кливаж и др. Таким образом, изгибы отдельных слоев не являются самостоятельными складками («складками скалывания», «складками ламинарного течения»), а служат лишь элементами складок сплющивания.

Смешение в одних и тех же складках признаков складок сжатия и складок сплющивания [423] обычно не позволяет выделять эти разряды и вынуждает рассматривать их как складки смятия без детализации. Собственно, эти складки и называются «складками продольного изгиба».

Как мы уже отмечали, тангенциальные напряжения могут передаваться от поверхности приложения внешних уси-

лий слоистой толщей на расстояние не превышающее 1,5—2,0 раза мощности толщи («правило 4»). Поэтому складки смятия наиболее выразительны у таких поверхностей и складчатость быстро затухает при удалении от них. Кроме того, сама поверхность приложения усилий (например, вертикальный разлом) вряд ли при сжатии может оставаться вертикальной. Поэтому образование складок смятия хотя и наблюдается в природе, но не играет той роли, которая ему обычно отводится.

Сошлемся для примера на данные Е. И. Паталахи и Т. В. Гиоргобиани [177], придающих исключительно важное значение «приразломному смятию». Наблюдения показали, что при этом механизме складчатость быстро затухает при удалении от «активного» разлома (см., например, рис. 124 в упомянутой работе).

В природе складки смятия в слоистых толщах чехла можно наблюдать в опущенных плечах взбросов (см. рис. 14). Механизм образования таких складок описан в пояснении к рисунку.

Поскольку складки смятия возникают у субвертикальных поверхностей приложения внешних тангенциальных усилий и либо бывают единичными, либо составляют немногочисленные группы, складчатых систем такие складки не образуют.

Складки стяжения

Под складками стяжения мы условились понимать складки чехла, образующиеся при субгоризонтальных перемещениях фундамента или его блоков. Такие движения могут вызвать частичный или полный срыв чехла, вероятный при наличии мощной пластичной толщи в его подошве. Здесь под фундаментом понимается собственно фундамент вместе с цоколем. Сорванная часть чехла может стянуться в складки.

Ниже рассматриваются различные возможные случаи, кроме наиболее элементарного — эластичного сокращения площади фундамента наподобие предварительно растянутой резиновой пластины. Хотя в экспериментах таким путем получались складки чехла [305, 266], геологический процесс, отвечающий этой модели, вообразить трудно.

Надсдвиговые складки. Предполагается, что сдвиг в

фундаменте может вызвать образование над зоной сдвига в чехле ряда (эшелона) кулисообразно расположенных складок. Если сдвигаются несколько узких глыб фундамента, складки чехла могут объединиться и образовать складчатую зону. Такие представления применительно к Юрским горам рассмотрены в главе II. Так как наблюдать эти складки в природе можно лишь в исключительных случаях (чехол не позволяет уверенно установить сдвиг в фундаменте), этот механизм, достаточно правдоподобный на первый взгляд и косвенно подтвержденный соответствующими экспериментами, доказанным считать преждевременно.

Стяжение чехла в складки, учитывая невероятность достаточного растяжения слоев чехла («правило 5»), должно компенсироваться либо обнажением части площади фундамента на краях складчатой зоны, либо равновеликим увеличением площади чехла за счет открытых трещин раздвига (отрыва) или субвертикальных кластических даек. Ни обнажений больших площадей фундамента, ни следов трещин раздвига на достаточные расстояния в складчатых системах и других зонах не наблюдалось. Поэтому можно допустить лишь образование эшелонов очень пологих складок чехла над сдвигами в фундаменте.

Складки скучивания. Если предположить, что земная кора погружается в мантию (по схемам Вениг Мейнеца, Кюнена, Умбгрове, или по схеме, предусматриваемой «плитовой тектоникой» — см. главу II), а чехол в этом погружении не участвует, толщи чехла должны скучиваться над «рубцом» или перед зоной Беньофа. Экспериментально таким путем были получены складки [350, 327, 120].

Такие складки могут быть названы складками скучивания.

Не обсуждая здесь обе гипотезы и самую возможность «выдавливания» или «соскребывания» легкого, «слабого» материала чехла с поверхности коры, отметим лишь, что эти гипотезы для объяснения образования складок систем неприемлемы не только из-за отсутствия достоверных данных о погружении коры в мантию и складчатости осадков перед предполагаемой зоной Беньофа во многих желобах. Если даже предусматриваемые этими гипотезами процессы и возможны, складки скучивания по условиям формирования были бы полностью подобны складкам смятия и так же, как и

последние, образовали бы нагромождения в зонах «рубцов» или Беньофа, но не складчатые системы.

Складки сужения. Условимся называть так складки чехла, образующиеся при равномерном сокращении, сужении поперечника и чехла и фундамента. Наиболее простой представляется схема, согласно которой глыбы фундамента надвигаются по пологим разрывам одна на другую. Сорванный чехол при этом должен сминаться в складки.

Общим принципиальным недостатком всех этих схем является охват ими лишь небольшого пространства. Что же происходит за пределами этого пространства, схемы не показывают. Между тем, попытки представить себе процессы, протекающие за этими рамками во время складкообразования и сокращения поперечника складчатой зоны, приводят к выводу о малой правдоподобности таких схем.

Этот вывод вытекает из первого «закона» Зиберга («правило 11»). Чтобы объяснить достаточное сокращение площади поверхности фундамента под чехлом, мы должны, во-первых, допустить, что за пределами складчатой системы существуют зоны равновеликого растяжения; во-вторых, мощность земной коры под складчатой системой чехла должна соответственно увеличиться. Складчатость за пределами рассматриваемых зон и опускание поверхности фундамента в депрессиях, где преимущественно и формируются складчатые системы чехлов, свидетельствуют, что ни того, ни другого в природе не происходит. Это было показано на примере разбора схемы Д. Обера применительно к системе Юрских гор.

Таким образом, горизонтальные смещения фундамента в состоянии сформировать единичные складки стяжения, но не складчатые системы.

Трансформационные складки

Под трансформационными складками мы условились понимать складки, образующиеся при трансформации трансверсивных усилий и движений в провективные.

Гравитационные складки («складки гравитационного скольжения», «складки свободного гравитационного скольжения», «складки оползания») образуются при оползании или

оплывании слоистой толщи по склону поднятия. Это возможно лишь там, где появляется препятствие движению толщи. Наиболее вероятно образование группы складок в основании склона.

Нередко складкам этого разряда придается очень большое значение. Объясняется это кажущейся невозможностью истолковать образование складок какого-либо района иным механизмом. Однако при рассмотрении конкретных складчатых сооружений нередко оказывается, что и механизм гравитационного скольжения для этой цели неприменим. Это показано в главе II на примере попытки объяснения оплыванием складок на склонах Большого Кавказа. Еще менее правдоподобно такое объяснение формирования складчатых систем. Во второй главе также сформулирован ряд условий, которым должны удовлетворять группы гравитационных складок. Наличие таких кондиций — случай не частый, но и при этих условиях обычно можно лишь предполагать гравитационный механизм, но нельзя считать его доказанным.

Эти соображения убеждают нас, что гравитационные складки в природе несомненно существуют, но образование их — процесс относительно редкий и случайный. В частности, не исключена возможность, что смятия осадков, отмеченные в основаниях склонов некоторых глубоководных желобов, принимаемые за складки скучивания, являются гравитационными складками.

Формирование складчатых систем вследствие гравитационного оползания представляется невероятным на основе попыток объяснить им образование конкретных складчатых сооружений (см. главу II).

Компенсационные складки («складки сжатия», «конседигенные складки», «доинверсионные складки», «складки коробления», «складки сдавливания», «складки регионального сдавливания»). Под такими складками мы условились понимать аллогенные складки, образуемые изогнутыми слоем или толщей при уменьшении крутизны изгиба, т. е. приближении к хорде.

Обилие синонимов свидетельствует, что складкам этого разряда придается большое значение. Но рассмотрение реальных геологических условий (глава II) показывает, что единственно возможный случай — это приближение к хорде при опускании обширной синеклизы (в предположении, что опускание обязано первичным вертикальным движениям, не растяжению). В этом случае может образоваться пологая плакантиклиналь, морфологически не имеющая ничего общего с интересующими нас складками. Но и происхождение

платформенных валов, обязанное такому механизму, не доказано.

Другие предположения связывают образование компенсационных складок с предварительным растяжением слоистых толщ, поэтому приняты быть не могут.

Блокированные складки («руги»)

Под блокированными складками понимаются морщины внутренних слоев при образовании изгиба толщи, если слои не имеют возможности проскальзывать один по другому. Эти складки могут иметь не только горизонтальные, но и наклонные и даже вертикальные шарниры.

Блокированные складки являются мезоструктурами. Складчатых систем такие складки, естественно, образовать не могут.

Приразрывные складки

Приразрывные складки образуются в непосредственной близости к разрывам при смещениях в условиях сжатия ортогонально к сместителям. При взбросах и надвигах формируются *складки волочения,* при сдвигах—*структурные дуги* («горизонтальные складки»).

Приразрывные складки достаточно полно рассмотрены во второй главе. Поскольку складки волочения являются микро- и мезоформами, а структурные дуги образуются при изгибании в плане возникших ранее складок, очевидно, что складки складчатых систем к классу приразрывных складок относиться не могут.

ИНТРАФОРСНЫЕ СКЛАДКИ

Под интрафорсными складками мы условились понимать складки, образующиеся действием механических сил, возникающих внутри слоистых толщ. Это может являться следствием превращения в механические силы вносимой в толщи энергии других видов — тепловой, химической и пр. Единственным реальным «передаточным механизмом» представляется увеличение объемов пород слоистых толщ.

Увеличение объема пород, по-видимому, может быть вызвано тремя причинами: повышением температуры, разбуханием при гидратации и региональным метаморфизмом. Не исключена возможность, что в дальнейшем будут обнаружены и другие факторы.

Складки коробления

Складки коробления образуются вследствие увеличения объема пород слоистой толщи в пределах ограниченного пространства.

Если представить себе, что толщу горизонтально залегающих пород с двух противоположных сторон ограничивают устойчивые жесткие упоры, с двух других сторон ограничения более податливы, а сверху имеется только нагрузка вышележащих горизонтов, увеличение объема пород толщи поведет к ее короблению — смятию близ упоров в складки, параллельные упорам, а также к общему поднятию. Складки, образующиеся при этом, будут сходны со складками смятия, возникающими между сближающимися упорами.

Термин «складки коробления» преоккупирован В. В. Бронгулеевым, который предложил называть так складки, отнесенные нами к складкам сжатия и компенсационным складкам. Однако нам представляется, что термин «коробление» в значительно большей мере подходит именно к описываемой категории складок. Например, в БСЭ (2-е изд.) термин «коробление» (металлов, древесины) употребляется как указание на деформацию, связанную с изменениями объема. В трактовке же В. В. Бронгулеева подразумевается упругая деформация при неизменном объеме.

Складки коробления могут формироваться на всей площади складчатой зоны, только если мощность деформируемой толщи того же порядка (или больше), что и расстояние между упорами. Это условие соблюдалось при экспериментах И. В. Кирилловой, А. В. Вихерта и др., упоминавшихся в главе II. Если поперечник складчатой области на порядок и более превышает мощность толщи, как это обычно для складчатых систем, образуется лишь смятие чехла у упоров (отчасти это можно видеть и в результате эксперимента Вихерта и Курбатовой) или наползание краев чехла на раму. Кстати, аналогичную причину «выдвигания крыльев прогиба», среди других возможных факторов, предполагает В. И. Шевченко [254].

Автоскладками, подразумевая под этим термином автогенные и автономные складки, называются интрафорсные складки, не связанные механически со структурными формами низших порядков. Последним признаком они отличаются от складок коробления, требующих для своего образования упоров.

Автоскладки являются макроструктурами. Высоты складок соизмеримы с мощностью дислоцированной толщи. Автогенность и автономия их позволяет выделить эти складки в единый важнейший класс изгибов осадочных толщ.

Термины «автогенные» и «автономные» складки ранее были предложены в несколько своеобразных значениях. Оба термина относились не к собственно складкам, а скорее к «складчатостям» (в широком понимании): первый обозначал складчатые области, протягивающиеся вдоль берегов океана [261], второй — «складчатость, порожденную законами внутреннего развития геосинклинали» [102]. Ни автогенез, ни автономность образования складок не вытекали из этих определений. Возможно, что по этой причине термины не привились. В нашем понимании автоскладки автогенны и автономны в прямом смысле этих слов.

Заканчивая на этом краткую характеристику типов, классов и разрядов, вошедших в генетическую классификацию изгибов слоистых толщ, перечислим также оказавшиеся несостоятельными предположения о механизмах образования и категориях изгибов (см. главу II).

1. «Складки скалывания» («складки ламинарного течения», «складки поперечного течения», «складки секущего скольжения» и т. д.) — вообще не являются складками и, тем более, складками самостоятельными. Это отдельные слои, иногда пачки, внутри складок смятия (сплющивания), отличающиеся от других слоев и пачек отчетливым проявлением кливажа.

2. Отжимание пород в основании или внутри чехла при сдавливании его поднятием субстрата. В эксперименте воспроизвести этот механизм возможно; складок при этом не образуется, возникают незначительные структуры течения внутри слоев пластичных пород в чехле. Образование структур течения в земной коре на большой глубине вследствие поднятия субстрата не доказано, в приповерхностных условиях невозможно, так как противоречит второму «закону»

Зиберга («правило 11»). Совершенно абсурдно предположение о смятии в складки вязких слоев покрышки отжатым материалом.

3. Выдавливание статической нагрузкой. Обычно подразумеваемый под этим механизм — выдавливание пластичных пород из синклиналей в антиклинали — в общем случае не работает. Могут «выдавливаться» в ограниченных пределах пластичные породы существенно более легкие (например, соль), чем породы покрышки, но этот механизм по существу ничем не отличается от «всплывания» солей, например при образовании соляных куполов. Другой случай— выдавливание пластичных пород в понижения рельефа («складки выпирания») складок в собственном смысле не образует. Могут возникнуть только незначительные структуры течения. Третий случай — выдавливание материала из-под достаточно высоких гор — теоретически мыслим, но и в этом случае складок не образуется, возможно лишь некоторое сглаживание рельефа — снижение горной цепи и поднятие предгорного прогиба.

4. «Надфлексурные складки» («надразломные складки», «уши»). Предполагается концентрация нагнетанием пластичного материала над уступом фундамента, образованным флексурой или разломом. Если это нагнетание предположительно связано с «всплыванием» легкого материала, механизм самостоятельного значения не имеет; при этом наличие уступа фундамента вовсе не обязательно. Если же предполагается выжимание поднятием субстрата или статической нагрузкой, то механизм вообще нереален (см. пункты 2 и 3). Кроме того, образование заметных «ушей» потребовало бы значительного растяжения пород покрышки, в природе не отмеченного.

5. «Рубцовые» («шовные», «надразломные», «отраженные», «флексурные») антиклинали. Предположительно возникают в чехле над разломом при смене знака относительного вертикального движения глыб субстрата.

6. «Хордовые складки» («складки сдавливания», «постседигенные», «инверсионные» и т. д.), образующиеся при поднятии и выпрямлении дуги ранее образовавшегося прогиба.

Оба последних предположения предусматривают существенное предварительное растяжение слоистых толщ. Они

противоречат «правилу 5» и должны быть отнесены к числу надуманных.

7. Складки, образующиеся вследствие бокового давления на слоистую толщу поднятым и расползающимся блоком субстрата, поднимающимся диапиром или интрузией. Весьма сомнительно, что при этом может возникнуть достаточное боковое давление. Нигде не были зарегистрированы в натуре складки, достоверно сформированные таким механизмом. Могут возникнуть небольшие «задирания» слоев непосредственно у поверхности прорыва, но такие дислокации следует рассматривать как складки волочения.

8. Складки в блоке, опущенном по двум сближающимся на глубине разломам («складки сдавливания», «межразломные складки»). Такой механизм нереален, поскольку само опускание блока по падающим под него разломам невозможно без растяжения коры. Тангенциального сжатия при этом возникнуть не может.

9. Присдвиговые складки на границах «качающихся блоковых полей». Механизм нереален (см. главу II).

10. К числу надуманных, не имеющих под собой реальной основы, должны быть отнесены также представления о создании антиклиналей над вертикальными «лучевыми разломами», разделяющими сближающиеся блоки.

11. К дислокациям, существующим лишь в схемах, должны быть причислены также моноклинали, разделенные на всю глубину вертикальными «краевыми разломами». Складок, согласно этой гипотезе, не считая смятий, образующихся при оползании, не существует вообще.

Кроме перечисленных предположений, неприемлемость которых более детально рассмотрена во второй главе, были также высказаны соображения о возможности перемешивания по тем или иным причинам пород разных слоев. В виде примера можно привести криотурбации («солифлюкционные складки»), возникающие вследствие попеременного замерзания и оттаивания содержащейся в породах воды. Такие дислокации, разумеется, рассматривать в качестве складок и, тем более, вводить их в генетическую классификацию вряд ли целесообразно.

В ряде гипотез предусматриваются механизмы настолько близкие к вошедшим в классификационную сводку либо к перечисленным как нереальные, что выделять их в само-

стоятельные процессы нет смысла. Примером могут служить так называемые гляциодислокации («ледниковые нарушения»), которые следует относить, в зависимости от механизма образования, либо к складкам волочения, либо к подвзбросовым изгибам, поскольку в этом отношении между ледником, «работающим» во фронтальной части как взброс, и шарьяжем принципиальной разницы нет.

ГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Изгибы слоистых толщ, существующие в природе, не равноценны как структурные формы, образующие складчатые системы. Рассмотрим возможность формирования Таджикской депрессии, выбранной нами как тектонотип складчатой системы, изгибами разных категорий.

Проморфы, катакимы, надсдвиговые и компенсационные складки являются формами с очень пологими крыльями. Такие структуры свойственны платформам, но не складчатым системам. В виде исключения встречаются единичные структуры с крутыми залеганиями слоев чехла (сцементированные осыпи, «складки обрушения» и др.), которые явно не могут рассматриваться как складки. Структурные карманы, блокированные складки, складки волочения — эти формы относятся к мезо- и микроструктурам и систем макроскладок они образовать не могут. Структурные дуги не являются самостоятельными складками.

Остальные категории изгибов слоистых толщ могут относиться к макроструктурам. Были попытки толкования складчатых систем как групп, состоящих из таких дислокаций. Поэтому последние придется рассмотреть несколько детальнее.

Представления о складках Таджикской депрессии как о глыбовых анакимах публиковались неоднократно после первых высказываний в этом духе [249, 182]. Особенно последовательным в этом отношении был Б. Л. Личков [132, 134]. Не рассматривая позднейшей истории развития взглядов на тектонику Таджикской депрессии, что было по возможности полно освещено ранее [91], отметим, что подобные воззрения высказывались не раз и в течение последнего десятилетия. Эти представления были свойственны не только тектонистам, эпизодически посещавшим депрессию и нередко подходившим тенденционно к накопленному материалу (М. В. Гзовский, В. Н. Крестников, Н. Н. Леонов, И. В. Архипов, Ю. Г. Леонов, А. А. Никонов). Многие долго работавшие здесь геологи,

например Я. А. Беккер, В. М. Цейслер, ранее также рассматривали складки верхнего этажа чехла как отражение структур фундамента. Еще более определенно высказывались в этом плане Е. В. Лебзин, Л. М. Сафьян и многие другие. Поскольку вертикальными движениями глыб фундамента формирование даже отдельных складок депрессии объяснить невозможно, в ряде работ дополнительно привлекалась «соляная тектоника» [208], или горизонтальное сжатие [60], но без расшифровки генетической связи обоих факторов с глыбовыми поднятиями.

Неприемлемость объяснения формирования складок депрессии вертикальными движениями глыб фундамента, другими словами — ошибочность трактовки складок как глыбовых анаким, достаточно детально рассматривалась ранее [87, 88 и др.] и повторять здесь всю аргументацию нет нужды.

Разряд складчатых анаким был установлен в Таджикской депрессии. Эти дислокации распространены здесь очень широко, практически на всей площади. Рассмотрим некоторые данные, позволившие выделить эти структурные формы.

В сводовых частях многих антиклиналей Таджикской депрессии, сложенных верхними горизонтами чехла, были отмечены признаки растяжения слоистых пачек: небольшие нормальные сбросы, грабены (впервые, еще в 30-х годах, это было закартировано на антиклинали Ходжаказиан), трещины отрыва. Л. М. Сафьян, детально изучавший эти признаки, утверждает даже, что местами наблюдается уменьшение мощностей горизонтов верхнего мела в сводах антиклиналей Кафирниганского антиклинория. Все это и дало основание полагать, что складки Таджикской депрессии являются «штамповыми складками». Однако прогнозы глубинного строения, основанные на этой концепции, не подтвердились при глубоком структурном и параметрическом бурении на ряде антиклиналей. Ей противоречат и многие структурные особенности складок. Объясняется это тем, что растяжению подверглись лишь верхние горизонты, а ниже преобладают признаки сжатия. В первой главе было показано, как данные структурного анализа позволили установить положение верхней границы зоны стресса в районе Туткаульского тектонического узла. Аналогичные, хотя и менее детальные наблюдения в разных пунктах Таджикской депрессии позволили сделать следующие выводы: а) макроструктуры депрессии формировались в условиях тангенциального сжатия [83], и следовательно, являются настоящими складками; это под-

тверждается и резким преобладанием современных субгоризонтальных напряжений сжатия в чехле, ориентированных вкрест простирания складок [219]; б) верхняя граница зоны стресса в направлении с востока на запад погружалась относительно стратиграфического разреза от неогена до нижней юры [84, 88]. Отсюда следует: в) структурные макроформы Таджикской депрессии являются «гибридными» — ниже верхней границы зоны стресса формировались складки, служившие «штампами» («активными ядрами») анаким, образованных вышележащими горизонтами.

Рассмотрим роль диапировых анаким и «соляной тектоники» в образовании складок Таджикской депрессии. Здесь явления диапиризма развиты широко, но изучены еще недостаточно. Последнее обусловлено отсутствием во впадине скважин, достигших цоколя, и скудостью достоверных геофизических данных.

Исключая незначительные прорывы солей, главным образом гипсов, мелового и кайнозойского возраста, все явления диапиризма связаны с верхнемальмской соленосной гаурдакской свитой. На юго-востоке депрессии известны настоящие соляные купола, предположительно насаженные на линейные антиклинальные складки.

Пространственная и, тем более, генетическая связь (или отсутствие таковой) куполов и складок пока достоверно не установлены из-за широкого развития молодых аллювиальных отложений и лёссов, малого количества структурных скважин и невозможности отличить придиапировые задирания неогеновых слоев от залеганий в крыльях складок. Эмбридиапировая купольная структура установлена только в Нуреке. В какой мере эта структура связана с ядром антиклинали Санглак, а в какой — с предполагаемым Нурекским надвиго-сдвигом, установить нельзя. На севере меридиональной части Санглака имеется скрытый диапир, но и здесь он может быть связан с медианным разрывом [85]. В северной части западного склона хребта Бабатаг известен выход солей по небольшому поперечному сдвигу. Иной характер имеют выходы солей, образующих «смазку» сместителей надвигов. В наиболее типичном случае пропласток соли имеет небольшую мощность, лишь на искривлениях поверхностей надвигов и кое-где в местах выхода сместителя на поверхность образуются скопления соли. Над поверхностями надвигов согласно располагается подошва нижнего мела, тогда как в лежачем крыле надвигами секутся все отложения от нижнего мела до антропогена включительно.

Такие проявления диапиризма указывают на двоякую роль «соляной тектоники»: «активную» в районах, где стало возможным прорывание покрышки и внедрение соли по субвертикальным разрывам с образованием соляных куполов, и «пассивную» — обеспечение возможности сры-

ва верхнего структурного этажа и «смазка» сместителей надвигов. Ясно, что в обеих ролях «соляная тектоника» не могла являться основным фактором образования макроструктурных складчатых форм Таджикской депрессии.

Подчеркнем, что «соляная тектоника» не может служить «передаточным механизмом» между движениями фундамента и складкообразованием в чехле. Наиболее обычно представление о связи «соляной тектоники» с вертикальными перемещениями блоков фундамента, хотя, как уже отмечалось выше, никаких обоснований подобных взглядов не приводится. Рассмотрим для примера разрез через хр. Петра I, построенный на основе этого принципа [70]. Этот профиль может служить сам по себе лучшей иллюстрацией несостоятельности подобной интерпретации геологических данных. Не заостряя внимания на мелочах, таких как несоответствие профиля приведенной здесь же карте, непонятное исчезновение всего цоколя и т. д., обратимся к существу взглядов, иллюстрируемому разрезом. На нем изображены 4 вертикальных разлома, разделяющих фундамент, сложенный палеозоем, на 5 блоков. Каждый из блоков опущен относительно соседнего северо-западного блока на 0,5-÷-3,0 *км*. Таким образом, поверхность фундамента образует лестницу, спускающуюся на юго-восток от долины Сурхоба под хр. Петра I и далее под долину р. Хингоу. Разломы продолжаются в мезо-кайнозойском чехле. Последний смят в крутые синклинали (антиклинали на разрезе отсутствуют) между разломами, т. е. над каждой из ступеней фундамента располагается одна синклиналь. Пространство между подошвой мела и поверхностью фундамента заполнено гаурдакской свитой. Поперечное сечение по поверхности фундамента между крайними разломами 23 *км*, по подошве мела 37 *км*. Откуда взялись лишние 14 *км* длины слоев чехла, авторы не поясняют. Горизонтальное сжатие чехла и смещение его к северо-западу авторы признают и можно было бы думать, что они предполагают срыв и смещение чехла с юго-востока, что и создало избыток длины (на разрезе) слоев чехла. Но этому противорчит непосредственное продолжение субвертикальных разломов из фундамента в чехол. Таким образом, подобные построения совершенно необоснованны и противоречивы. Разбор их на приведенном примере был необходим, поскольку такие представления весьма популярны среди геологов фиксистского настроя, пытающихся на основе этих построений объяснить формирование складчатых систем вообще, Таджикской депрессии в частности.

Возможная роль «соляной тектоники» в образовании складок рассмотрена во второй главе. Было показано, что этот фактор не может рассматриваться как самостоятельный. Предположение о формировании складок Таджикской депрессии соляными куполами [52], исходя из этих соображений, не могут быть приняты. Нереально и отжимание солей поднятиями фундамента, как это иногда предполагается [227], что также рассмотрено во второй главе.

Таким образом, складки Таджикской депрессии не являются ни глыбовыми, ни диапировыми анакимами.

Складки смятия нередко рассматриваются как весьма широко распространенные. Во многих случаях сжатием пытаются объяснить складчатость геосинклинальных толщ. «Правило 4», в общем осознанное уже давно, не позволяет так трактовать образование складчатых систем чехлов, причем чем больше отношение ширины складчатой зоны к мощности толщи, смятой в складки, тем неприемлемость такого объяснения очевиднее. Поэтому для Таджикской депрессии такая гипотеза даже не предполагалась.

Вместе с тем, образование «боковым давлением» складок (например, «подвзбросовых»), иногда очевидно. Но такие структуры немногочисленны, значение их невелико и складчатых систем они образовать не могут.

Нужно сказать, что тектоника всей области Памирского скучивания издавна объяснялась меридиональным сжатием коры в целом, обусловленным столкновением, двусторонним давлением Гималаев (Памир) и Тянь-Шаня [391, 145, 180], либо движением Гондваны с юга [162, 163, 156, 157, 7, 43] или Ангариды с севера. Так, возможно, возникали «складки коры» — особая проблема, выходящая за рамки нашего рассмотрения (частично она была затронута мною ранее [91]). Здесь мы коснулись ее в связи с происхождением складчатости Таджикской депрессии. Из всего, сказанного выше, можно сделать вывод, что меридиональное сжатие, как и контракция вообще, складчатую систему образовать не могло, но участие регионального долготного сжатия в формировании субантиклинориев Заалайского, Петра I и Вахшского хребтов весьма вероятно. Отметим попутно, что сжатие продолжается и сейчас, вызывая сближение хр. Петра I с Гиссарским хребтом со скоростью ~10 *мм/год* и сдвиг хребта Петра I к западу.

Предположений о погружении части фундамента и смятии оставшегося на поверхности чехла, т. е. об отнесении складок Таджикской депрессии к разряду складок скучивания, не выдвигалось вообще. По-видимому, это объясняется как отсутствием геофизических данных, которые указывали бы на погружение здесь коры в мантию, так и невозможностью объяснить при помощи этого предположения образование складок депрессии.

Успехом пользовалась другая гипотеза — о равновеликом сокращении поверхности фундамента и поперечника складчатой области Таджикской депрессии, т. е. о принадлежности складок депрессии к складкам сужения по нашей классификации. Такая идея была выдвинута Ю. М. Шейнманном [255], схема которого имела большое сходство со

схемой Д. Обера для Юры. Гипотеза была поддержана Г. П. Горшковым [64], в несколько завуалированной форме И. Е. Губиным [68] и др.

Как уже отмечалось, при характеристике этого разряда складок, для объяснения складчатых систем гипотеза неприемлема.

Рассмотрим обоснование этого вывода на примере Таджикской депрессии. Примем ширину депрессии равной 300 *км*, репликат — 33, мощности чехла и фундамента (той его части, в которой происходят движения глыб) — 8 и 12 *км*. Величины взяты минимальные. При анализе схем напрашиваются вопросы, что происходит за границами складчатой зоны и что — глубже 20 *км*? Если сокращением поперечника охвачен только 20-километровый слой земной коры, по краям зоны должны возникнуть троги шириной по 50 *км* с каждой стороны (точнее — общей шириной 100 *км*) и глубиной 20 *км*. Если, чтобы ликвидировать прорана, будем придвигать слой мощностью 20 *км* со стороны, мы должны предположить, что этот слой сорван и скользит по основанию по меньшей мере в пределах всего континента, поскольку в нем такие глубокие новейшие троги не известны. Если, чтобы избежать этого затруднения, допустить, что равновеликому сокращению поперечника подвергалась вся кора, мы столкнемся с другой трудностью. Примем, что мощность коры до складкообразования была равна 40 *км* (средняя мощность коры «молодых платформ»). При сокращении поперечника депрессии на 1/3 мы получим мощность коры 60 *км*. Тогда поверхность фундамента оказалась бы не на глубинах 7—10 *км*, а на высоте 5—8 *км* над уровнем моря, т. е. на месте депрессии были бы горы, не уступающие по высоте Южному Тянь-Шаню и Памиру. Существует и еще один аргумент, который можно иллюстрировать рис. 44 и 49 в упомянутой книге И. Е. Губина [68]. Даже если бы глыбы фундамента могли «растекаться» под подошвой чехла, как это показано на рисунках (что само по себе невероятно), предполагаемое синскладчатое сокращение ширины основания совсем невелико и не могло бы обеспечить изображенное смятие чехла.

Для объяснения складчатости Таджикской депрессии были предложены два варианта этой гипотезы также В. П. Лозиевым [135, 136]. Поскольку оба варианта не ликвидируют основных недостатков гипотезы (а по первому варианту, кроме того, мог быть смятым в складки только неоген), рассматривать эти предположения особо нет необходимости.

Гравитационные складки, которым иногда отводится значение чуть ли не главного типа складок, в Таджикской депрессии встречаются крайне редко и имеют незначительные размеры.

Несмотря на широкое развитие оползней, складки, подобные изображенным на рис. 17, образуются в исключительных случаях. Еще реже встречаются «структуры коллапса» [13]. К последним могут быть также

отнесены сползшие с крыльев антиклинальных гряд пластины, сложенные фрагментами слоистых пачек и почти не деформированные в процессе сползания. Одна из таких пластин, хорошо видная в естественных обнажениях, была обнаружена в основании западного склона хр. Кулало (рис. 2, структура № 20). Все эти структурные формы лишь с известной натяжкой могут быть названы складками. По своим размерам они относятся к мезоструктурам.

Гравитационным оползанием нельзя объяснить даже небольшие складки Гиссарской долины, протягивающиеся параллельно южному склону Гиссарского хребта, поскольку на склоне хребта местами сохранился мезозой, залегающий без всяких признаков сползания с палеозойского фундамента. Еще менее правдоподобно предположение, что складки Таджикской депрессии могли образоваться сползанием чехла с Юго-Западного Дарваза или с Байсунских гор. Кроме уже приводившихся выше возражений против допущения самого механизма, должны быть отмечены фрагменты чехла на склонах этих горных сооружений, структура которых позволяет утверждать, что сползания не было. Нужно сказать, впрочем, что исследователи, знакомые с тектоникой Таджикской депрессии, подобных предположений и не выдвигали.

Наконец, складки Таджикской депрессии не могут быть складками коробления по многим соображениям, в частности по тем же причинам, по которым их нельзя отождествить со складками смятия.

Методом последовательного исключения мы пришли к выводу, что только автоскладки могут образовать складчатые системы вообще и в частности наиболее представительную систему складок — складчатую систему Таджикской депрессии. Позитивное обоснование этого вывода мы попытаемся дать в следующей главе.

Глава IV. АВТОСКЛАДЧАТОСТЬ

Более интенсивное смятие чехла, чем поверхности фундамента, всегда ставило исследователей в тупик. Одни видели выход в отрицании подобного феномена [228, 118], другие привлекали сокращение площади поверхности фундамента, третьи — космические факторы [337, 231], четвертые — сползание пород чехла со склонов. Разбор разных гипотез в главах II и III показал, что ни одна из них не дает удовлетворительного решения проблемы. Только увеличение площади слоистых толщ может объяснить образование систем складок чехла.

Не могла пройти мимо внимания тектонистов возможность увеличения площади слоев за счет их мощности. Такая гипотеза была высказана М. М. Тетяевым [229]. Привлекательность ее заключалась в соблюдении первого «закона» Зиберга (см. «правило 11»). Однако механизм уменьшения мощности слоистых толщ, предложенный Тетяевым (вертикальное сдавливание) оказался неприемлемым для объяснения складчатости: расплющивание слоев может вызвать увеличение их площади, но образование складчатости в пределах области сдавливания, вопреки утверждению автора гипотезы, невозможно.

Уменьшением мощностей пластичных слоев пытался объяснить складкообразование на Северном Кавказе также Е. Е. Милановский [147]. «Относительное увеличение протяженности слоев верхнего этажа деформации над нижним... можно объяснить лишь растяжением, а следовательно, — и утоньшением слоев», писал он. Однако, чем было вызвано это растяжение, осталось неясным.

Растяжение негласно предусматривается многими гипотезами, но все они игнорируют невозможность слоев пород,

особенно хрупких, растянуться без образования трещин отрыва и без значительного расхождения обломков пород всех слоев, чего в складчатых областях никогда не наблюдается («правило 5»).

Очевидно, лишь увеличение объема пород слоистых толщ может повести к образованию складчатых систем чехла. При этом в качестве причины увеличения объема только метаморфизм пород может дать удовлетворительные результаты (см. главу II).

Парагенезис складчатости и метаморфизма отмечался неоднократно. Первым, видимо, на это обратил внимание Дж. Холл [330]. Впоследствии, уже на основании обширного фактического материала, эта связь подчеркивалась многими исследователями, особенно во второй половине нашего столетия. Критический обзор работ на эту тему мог бы составить предмет самостоятельного исследования. Мы ограничимся лишь некоторыми замечаниями и ссылками на немногие публикации в качестве примеров.

Связь тектоники и метаморфизма во времени и пространстве, вплоть до совпадения стадий деформаций и метаморфизма, отмечалась неоднократно [345, 338, 340, 386, 394, 299, 319, 361, 275, 312, 302, 381, 395, 318, 149, 150, 153 и др.]. Перечисленные работы выбраны потому, что указанная связь в этих трудах, а в некоторых и зависимость интенсивности складчатости от степени метаморфизма, установлены определенно или предполагаются с достаточным основанием.

Иногда в литературе встречаются и возражения против связи складчатости с метаморфизмом [4], однако эти возражения недостаточно аргументированы.

Вместе с тем, природа указанной связи далеко не всегда ясна: вызван ли метаморфизм деформациями или наоборот, или, наконец, оба явления и их парагенезис обусловлены каким-то третьим фактором. Объясняется это тем, что как правило, в породах смешаны признаки динамометаморфизма (дислокационного метаморфизма в прямом смысле) и реоморфизма, если под последним понимать повышение пластичности пород процессами метаморфизма, ведущими к перестройке текстуры без участия стресса. К возможной причине этого мы вернемся ниже. Здесь отметим лишь, что наиболее последовательно складчатость как следствие метаморфизма рассматривалась Р. Перреном и М. Рубо [376,

377, 379], однако и этими авторами механизм собственно автоскладчатости в необходимом объеме не обсуждался.

Связи деформаций и метаморфизма установлены главным образом в отчетливо метаморфизованных породах, от глинистых сланцев и филлитов до мигматитов (т. е. в фациях от зеленосланцевой до гранулитовой и эклогитовой). Некоторые исследователи считают, что именно глубокий метаморфизм и гранитизация являются наиболее общей причиной интенсивного складкообразования.

Для изучения деформаций слоистых толщ чехла гораздо больший интерес представляют начальные стадии метаморфизма, при которой глины претерпевают изменения до первой (по Эскола) — зеленосланцевой фации. Эти процессы обычно относят к последним стадиям диагенеза — к катагенезу и метагенезу (раннему метаморфизму).

Значительная часть исследователей в диагенезе видит лишь уплотнение, уменьшение пористости, цементацию. Но изменение физических свойств глин указывает и на химические преобразования с момента превращения глин из разбухающих в неразбухающие. В минералогическом отношении это соответствует превращению типично глинистых минералов — монтмориллонита, каолинита, иллита — через смешаннослойные в гидрослюды и хлорит.

Для условий Ферганской депрессии, например, установлено, что на глубине (точнее, палеоглубине) 1400 *м* появляются смешаннослойные минералы, количество которых увеличивается с глубиной за счет монтмориллонита, а с глубины 5600 *м* исчезают и смешаннослойные (гидрослюдисто-монтмориллонитового состава) и присутствуют лишь гидрослюды и хлорит. Существенно, что процесс гидрослюдизации идет заметно медленнее в мощных глинистых толщах [5, 16].

Таким образом, уже со стадии образования неразбухающих глин фактически начинается метаморфизм, а на какие стадии делить ранний метаморфизм, где намечать конец диагенеза и начало катагенеза, как разграничивать начальный и глубокий метаморфизм, пожалуй, вопрос скорее договоренности. Для нас важно, что осадочные породы испытывают ряд последовательных и взаимосвязанных изменений. Выделяется лишь ранний диагенез, во время которого глины подвергаются в основном физическим преобразованиям, пре-

имущественно выжиманию воды и уплотнению, вследствие чего пелитовый ил превращается в разбухающие и далее в неразбухающие глины. В последующем, если иметь в виду только прогрессивный метаморфизм, метапелитовые породы образуют непрерывный ряд: неразбухающие, уплотненные глины — аргиллиты — глинистые сланцы — филлиты — кристаллические сланцы — гнейсы и мигматиты. Это позволяет с известными оговорками распространить на стадии позднего диагенеза некоторые закономерности, установленные для собственно метаморфизма.

Мы выделяем здесь глины из всего комплекса осадочных пород по двум причинам. Во-первых, они и их производные, метапелитовые породы, являются наиболее показательными для выявления стадий метаморфизма. Во-вторых, именно эти породы, по нашему мнению, играют ведущую роль в складкообразовании, так как они должны испытывать наибольшее увеличение объема, оставаясь вместе с тем более пластичными, чем большинство пород.

Если не считать чисто минералогических исследований, процессам раннего метаморфизма было уделено мало внимания, что отчасти объясняется неразработанностью методики. Можно назвать лишь немногие работы, имеющие значение для нас ([367, 159, 6] и некоторые другие), но и в этих трудах основное внимание уделялось изменениям состава и предполагаемым температурным условиям, тогда как эволюция текстуры и объема почти не изучалась.

Тонкости химических и минералогических изменений глин при метаморфизме для нас не имеют значения. Отметим лишь иммиграцию Si, щелочных металлов и их окислов, в меньших количествах — Al, F, и эмиграцию Mg, Ca, Fe, Ti из глин (перечислены лишь наиболее важные); элементы, обладающие высоким сродством с кислородом, сохраняются. В условиях повышенных температуры и давления миграция веществ ведет к перекристаллизации и изменению химического и минералогического состава глин и метапелитовых пород в сторону приближения их к гранитам. Тот же процесс характерен и для других горных пород — основных вулканитов, терригенно-вулканогенных пород, песчаников, мергелей и др., однако процессы метасоматоза протекают в них менее интенсивно, чем в глинистых породах, отчасти вслед-

ствие большей близости по составу первых продуктов к конечным.

Выносимые Ca, Mg, Fe, по одним представлениям, мигрируют вглубь земли, по другим [283] — оседают неподалеку в карбонатных породах. Нам представляется, что вторая точка зрения, несомненно, имеет право на признание. Это позволяет утверждать появление вторичных окислов железа (пятнистая окраска) в карбонатах и ожелезненные известковые фоссилии, находимые в глинах [193].

Источник флюидов, вносящих вещество в осадочные породы, скорее всего, глубинный. Вопрос этот сложный, и мы ограничимся ссылкой на последние работы [144, 72]. Также недостаточно изучены факторы миграции. Предполагается движение в форме соединений с HF и водных растворов [189], но, вероятно, участвуют и другие вещества.

Привнос и вынос вещества могут быть только при условии проницаемости пород для флюидов. Большинство исследователей считают, что флюиды проникают по межзерновым пространствам [406, 99 и др.]. Другие полагают, что ионы флюидов легко проникают внутрь минеральных зерен [273, 378]. Как бы то ни было, для нас важно отметить, что миграция затруднена, метаморфизация пород проходит постепенно и что это процесс медленный даже в геологических масштабах.

Диффузия флюидов, главным образом паров водных растворов щелочей, окислов Al, Si и некоторых других элементов, и вынос Fe, Mg, Ca ведет к изменению состава глинистых пород в сторону приближения его к составу гранитов, к перекристаллизации, росту кристаллов и порфиробластов, увеличению плотности и объема пород. Эти представления, впервые высказанные П. Термье еще в 1910 г., позднее были обоснованы теоретическими выкладками и экспериментальными данными, приведенными в ряде работ [417, 389, 390, 315, 100, 101, 278, 393, 427, 428, 116, 12, 55, 301, 287, 143, 146, 399, 188, 181, 160 и др.]. Существенна подмеченная К. К. Сорвачевым [220] закономерность: «степень пластичности пород... возрастала по мере увеличения в породах лейкократовой составляющей, от основных сланцев и гнейсов через переходные разности до кварцево-полевошпатового материала мигматитов».

Далеко не все исследователи единодушны в отношении

этих выводов. Так, В. И. Лебедев [121], В. Е. Руденко [198], Л. П. Свириденко [211] и некоторые другие считают, что метаморфизм вызывает разуплотнение пород. Но это в большинстве работ относится к конечной стадии метасоматоза, к переходу от гнейсов к высокотемпературным гранитным расплавам. Последнее, вероятно, справедливо. Но в ряду от аргиллитов до гнейсов удельный вес пород повышается.

В связи с этим должно быть отмечено одно недоразумение. Увеличение плотности пород часто представляют себе как следствие уменьшения объема. В действительности, увеличение плотности в связи с метаморфизмом вовсе не обязательно означает сокращение объема, поскольку при метаморфизме происходит не только перераспределение, но и привнос вещества, что обычно упускается из вида.

Предположения о необратимом, не обусловленном нагревом, гидратацией, замерзанием воды и т. п., увеличении объема пород как причине складкообразования высказывались неоднократно. Выше были упомянуты работы, в части которых обосновывается увеличение объема пород как следствие метаморфизма. Естественно было связать представления об изменении объема и о складкообразовании. Однако недостаток данных вынуждал рассматривать складки как результат расширения в ограниченном пространстве. Поэтому возобладала концепция метаморфических диапиров—образование гнейсовых и гранитно-гнейсовых куполов, поднимающихся кверху наподобие соляных штоков [417, 331, 348, 222, 205, 206, 184, 258]. На основе этой концепции проводились и эксперименты, из которых наиболее показательными являются уже упоминавшиеся опыты И. В. Кирилловой и Е. И. Чертковой [96, 97], состоявших в выпекании поднявшегося в узких формах теста. Таким образом, представление о метаморфогенных складках сводилось к конструированию выдавливаемых (по другим авторам — всплывающих) метаморфических диапиров с мелкими крутыми изгибами слоев внутри. Эти изгибы представляют всю гамму переходов от структур течения к складкам коробления. Складчатые системы чехлов этим механизмом не могли быть образованы.

Показательна эволюция взглядов В. Е. Хаина, характерная для воззрений многих тектонистов, что позволяет на ней остановиться. В 1954 г. Хаин включает метаморфогенные складки в свою классификацию, принимая как вероятный механизм их образования «увеличение объема пород при метаморфизме в условиях ограниченного пространства», т. е. рассматривая их как складки коробления в принятом нами значении этого термина. В 1957 г. он вообще не упоминает о таких складках, очевидно, считая их несуществующими. В 1964 г. В. Е. Хаин возвращается к признанию этих складок, оговариваясь, что «увеличение объема начинается лишь с довольно высоких ступеней метаморфизма..., а породы типа глинистых сланцев обладают, наоборот, повышенной плотностью (2,7) по отношению к исходным осадкам». Наконец, в 1973 г. В. Е. Хаин высказывает двойственное понимание природы метаморфогенных складок:

«метаморфизм более низких ступеней, чем амфиболитовая фация сопровождается не разуплотнением, а напротив, уплотнением пород. Поэтому... региональным метаморфизмом и гранитизацией можно объяснить генезис складчатой структуры лишь самых внутренних зон геосинклинальных складчатых сооружений, в пределах области проявления высшей ступени метаморфизма, но не более. Существует, однако, возможность образования складчатости за счет внутренних энергетических ресурсов самих осадочных толщ..., ...в процессе позднего диагенеза и катагенеза... Процесс может продолжаться и при начальном метаморфизме... Думается, однако, что складчатость подобного типа..., механизм которой пока остается гипотетическим (нужно экспериментальное подтверждение), все же не охватывает все проявления геосинклинальной складчатости, в особенности ее изоклинальный и изоклинально-чешуйчатый тип, осложненный кливажем. Последний... образуется в обстановке интенсивного ориентированного тангенциального сжатия, источник которого приходится искать вне самих геосинклинальных систем». При трактовке В. Е. Хаиным складкообразования как результата проявления внутренней энергии, очевидно, не учитывается возможность внесения энергии в слоистые толщи, извне, но в иной, не механической форме.

Мною [87—94] разрабатывалась *пликумфлюидная гипотеза, согласно которой автоскладкообразование* не зависит ни от внешних механических сил, ни от боковых «упоров», а *вызывается постепенным и последовательным увеличением объема пород, особенно глинистых, вследствие метаморфизма.* Увеличение объема длительное время распространяется от зоны проницаемости земной коры (для Таджикской депрессии такой зоной мог служить Бадахшанский разлом) и вверх по разрезу. Такое объяснение автоскладчатости не противоречит известным данным.

Геохимические и физико-химические преобразования осадочных пород в начальные стадии метаморфизма изучены пока еще недостаточно, и представление об этих сторонах процесса можно получить на основе не столько экспериментальных материалов, сколько экстраполяцией данных изучения более глубокометаморфизованных пород. Некоторые соображения по этому вопросу были опубликованы ранее [92] и повторять их здесь нет нужды. Еще меньше известны микроструктурные и текстурные изменения в глинистых породах, возникающие при их метаморфизации. Изучение этих процессов должно быть выполнено специалистами соответствующего профиля. Учитывая актуальность проблемы, эти исследования рекомендуется провести незамедлительно. Нашей задачей является разработка представления о меха-

низме автоскладкообразования на основе имеющихся данных.

Детали этого процесса для Таджикской депрессии можно представить в следующем виде. Флюиды, поднимавшиеся по Бадахшанскому разлому, частью уходили в атмосферу, частью поглощались слоистой толщей мезо-кайнозойского чехла. По мере увеличения мощности чехла происходило частичное закупоривание каналов, образованных разломом, и все бо́льшая доля флюидов поглощалась чехлом. Первоначально пары́ конденсировались в чехле сразу и латеральное распространение их было невелико. Когда мощность чехла достигла 5—8 *км* и температура — 150—200° С, стало возможно проникновение флюидов по порам и трещинам в парообразном виде на большие расстояния. Значительные мощности накопились здесь лишь к середине неогена. Именно с этого времени начинается заметное складкообразование.

Флюиды прежде всего перехватывались нижними горизонтами чехла, где, к тому же, температура была выше. По мере насыщения нижних горизонтов, коллекторами флюидов становились слои верхней части чехла. Распространение флюидов вдоль горизонтов было процессом медленным и постепенным. Этими двумя обстоятельствами, видимо, объясняется погружение к западу верхней границы зоны стресса относительно стратиграфического разреза. Когда (предположительно в среднем плейстоцене) движение флюидов в массовых количествах по цоколю достигло Турана, а по нижним горизонтам покрова — Сурханского синклинория, в верхних горизонтах распространение флюидов было ограничено западной частью Яхсуйского синклинория. Об этом свидетельствует распространение признаков горизонтального сжатия по разрезу чехла и по площади депресии, кратко освещенное выше.

Латеральное распространение флюидов по слоям глин, алевролитов, мергелей на большие расстояния вряд ли возможно. Транспортировка флюидов к глинистым породам, видимо, обеспечивается слоями хрупких, трещиноватых и пористых пород. Состав большинства хрупких пород таков, что их метаморфизация не вызывает значительного увеличения объема. Поэтому тонкие слои таких пород среди глинистых толщ нередко будинированы. Мощные же пласты вязких пород — карбонатов, песчаников — часто дислоцированы спо-

койно и образуют относительно пологие широкие складки. Однако наличие проницаемых для флюидов пластов пород как подводящих каналов для складкообразования необходимо. В очень мощных однородных толщах глинистых пород, как уже отмечалось выше, процессы начального метаморфизма (гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов) протекают медленнее. Такие толщи также не несут заметных признаков послойного течения и стресса. В Таджикской депрессии это можно видеть на примере горизонтов туронских однородных глин, которые нередко дислоцированы только в соответствии с макроскладками и не заключают в себе деформированных фоссилий, не нарушены трещинами скалывания, мелкими складками течения и т. п.

Отметим попутно, что будинаж прослоев хрупких пород среди пачек пластичных глинистых пород обычно рассматривается как следствие сдавливания последних нормально к напластованию. Такое же объяснение приводится и для будинажа в глубокометаморфизованных породах, например А. И. Родыгиным [196]. Но этому объяснению противоречит совместное нахождение плойчатости и будинированных прослоев, что отмечено и в работе А. И. Родыгина. То же наблюдается и в слабометаморфизованных породах (см., например, [87, рис. 8]). Как уже указывалось выше, складок при сдавливании и выжимании пластичных толщ образоваться не может. В раздувах пачек пластичных пород могут наблюдаться совместно смятия пластичных слоев и скопления фрагментов прослоев хрупких пород (так называемый «будинаж нагнетания»), но ясно, что последнее явление ничего общего с будинажем не имеет, поскольку возникает в условиях сжатия, продольного относительно напластования, а не растяжения.

Влияние флюидов на глинистые породы выражается в проявлении двух совместно действующих факторов — реоморфизм и увеличение объема пород. Первый процесс также изучался преимущественно на глубокометаморфизованных породах. Однако реоморфизм неизбежно должен сказываться и при начальных степенях метаморфизма. Он обусловлен частичным растворением минералов в точках повышенного давления, передвижением растворов путем их диффузии или инфильтрации и выпадением растворенных веществ в точках пониженного давления. Увеличение объема породы при метаморфизме вызывает увеличение давления в пласте и перенос части минерального вещества в участки с меньшим внутрипластовым давлением. Таким образом, латеральное распространение флюидов должно сопровождаться и движением

вещества породы в том же направлении. Этому процессу способствует бо̀льшая жесткость и меньшая пластичность метаморфизованной породы в тыльных относительно волны метаморфизма частях пласта. Это подтверждается увеличением пластичности метапелитовых пород во время складкообразования, повышением вязкости и хрупкости их после этого [270, 149, 31]. То же должно происходить и в каждый импульс в течение всей фазы складкообразования.

Результатом движения вещества являются течение пород внутри пластов и суммарное последовательное движение всей толщи, вызывающее сжатие слоистой толщи в направлении движения. Поэтому автоскладкообразование протекает в условиях общего сжатия, что и вызывает появление признаков динамометаморфизма, развитие кливажа и т. д., для чего вовсе не требуется внешнего давления. Более того, внешнее давление и не могло бы обусловить эти структурные черты складчатых толщ в силу «правила 4».

Послойное течение пород осуществляется неравномерно.

Во-первых, течение глинистых пород, вследствие большего увеличения их объема и большей пластичности, происходит быстрее и на бо́льшую величину, чем других пород. На фоне общего движения масс чехла глинистые породы текут с опережением. Это и является основной причиной складкообразования: течение в каком-либо пласте, встречая выпуклость в подошве, стремится отвернуть кверху, создавая выпуклость в вышележащем пласте, а последняя тем же путем способствует образованию еще большей неровности в следующем слое и т. д. Получается, что антиклинали в нижних горизонтах как бы индуцируют образование над собой таких же складок в верхних горизонтах. Основа такого механизма — завороты течения пород кверху — была отмечена еще С. Бубновым [39]. Иллюстрациями могут служить рисунки в ранее опубликованных статьях [87, рис. 7; 93, рис. 5]. Одним из следствий является нагнетание пластичных пород в своды антиклиналей.

Во-вторых, как уже было отмечено, флюиды распространялись по нижним горизонтам чехла раньше, чем по верхним. Можно предполагать, что «инертность» верхних горизонтов в то время могла вызвать отклон зарождающихся складок в направлении к зоне проницаемости (к глубинному разлому). В дальнейшем, в зависимости от литологичес-

кого состава пород, химических особенностей глин, количества и свойств поступающих флюидов и некоторых других факторов, скорость и степень активности складкообразования в разных горизонтах могла стать различной. В частности, скорость роста складок в верхних горизонтах могла опередить таковую в нижних. Этому неизменно способствуют два обстоятельства: раннее насыщение нижних горизонтов «структурообразующими» элементами и соединениями и отсюда ранняя их консолидация; бо̀льшая крутизна складок в верхних горизонтах. Кроме того, в Таджикской депрессии в верхнем мелу и в палеогене содержится больше прослоев настоящих глин, чем в нижнем мелу, где преобладают алевролиты и песчаники. Поэтому складки приобретают вверху тенденцию к отклонению от зоны проницаемости коры тем ярче выраженную, чем более верхние горизонты захвачены стрессом, т. е. чем складки ближе к зоне проницаемости; это обычно принимается за следствие непосредственного механического давления со стороны разлома на слоистую толщу чехла, что мало правдоподобно, как мы убедились выше. На значительном расстоянии от разлома, вследствие глубокого заложения зоны стресса, более интенсивно продолжают развиваться складки нижних горизонтов и тенденция отклона складок к разлому сохраняется [84, рис. 1]. В результате система приобретает антивергентное строение, четко выраженное в Таджикской депрессии, но свойственное и другим складчатым системам.

Привнос вещества флюидами и вызываемое этим складкообразование не являются непрерывными и монотонными процессами. И то и другое происходит импульсивно. Были усиления, ослабления и, возможно, полные приостановки течения процессов. Так, в неогене складкообразование в Таджикской депрессии развивалось медленно и лишь к концу периода несколько активизировалось. В раннем плейстоцене наступило затишье, сменившееся сообенно сильной активизацией в среднем плейстоцене. Рост складок и складчатых гряд, возможно, с небольшим спадом, продолжается до настоящего времени. Эта прерывистость роста складок и более мелкие подфазы отразились в седиментации и в образовании террас. Наконец, при благоприятных условиях можно наблюдать и результаты скачков следующего порядка, например в виде узких террасоподобных площадок, вырезан-

ных реками в бронированных склонах складчатых гряд [190, рис. 9].

Понятие об импульсивности складкообразования важно для понимания процесса в целом. Каждый из импульсов можно представить себе как распространение по пласту или горизонту очередного «заряда» флюидов. Во фронтальной части «заряда» происходят процессы реоморфизма, увеличения пластичности и течения вещества. Вслед за зоной реоморфизма движется зона, в которой вещество породы успело в какой-то мере перестроиться, приспособиться к новым условиям и приобрести дополнительную жесткость. Поэтому давление пород этой зоны, уже увеличившихся в объеме, на вещество, находящееся еще в зоне реоморфизма, особенно действенно. Следующий импульс вызовет движение нового фронта метаморфизма и течения вещества в том же направлении. Без импульсивности, прерывистости распространения флюидов и метаморфизации послойное течение вещества, а отсюда и складкообразования, были бы замедленными. В наибольшей степени сказанное относится к глинистым и метапелитовым породам.

Движение вещества вдоль напластований вызывает в слоистых породах условия сжатия. Это иногда приводит к сомнительным, по моему мнению, неверным выводам. О некоторых я уже упоминал выше. Отметим здесь два из них. Общей контракцией земной коры, возможно, объясняется генезис глубинных складок. Но это объяснение не приложимо к складкам чехла. Условия сжатия несомненно есть, и выражены они достаточно четко. Но сами эти условия являются следствием, а не причиной автоскладкообразования, которое к контракции в обычном понимании имеет лишь косвенное отношение и служить ее доказательством не может. Второе обстоятельство, тесно связанное с первым, — это динамометаморфизм. Иногда считают, что это единственная, или во всяком случае, главная форма метаморфизма в верхних слоях земной коры [213, 225]. Некоторыми авторами динамометаморфизму отводится значение основного или, во всяком случае, «мощного» фактора складкообразования, позволяющего разделить складки на две основные категории — брахиформные «складки изгиба» и «складки ламинарного течения», обязанные динамометаморфизму, причем линейные складки целиком отнесены ко второй категории [175].

Признаки динамометаморфизма в складчатых сооружениях несомненны и при высоких степенях сжатия наблюдаются достаточно отчетливо. Е. И. Паталахе и его сотрудникам принадлежит заслуга тщательного изучения проявлений динамометаморфизма. Признаки динамометаморфизма наблюдаются и в наиболее глубокометаморфизованных зонах. Например, в изоклинальных складках саусарской серии (поздний протерозой Декана) прослойки гнейса и даже мигматизированных пород в

сланцах располагаются согласно со слоистостью в крыльях складок, но секут замки, будучи ориентированными параллельно осевым поверхностям складок, т. е. по бывшим плоскостям кливажа [374]. Однако в складчатых системах все эти проявления динамометаморфизма — лишь следствие сжатия, а не индикаторы ведущего фактора.

Механизм автоскладкообразования был воссоздан в значительной мере умозрительно и на основе косвенных данных. Оставалось неясным, окажется ли такой механизм вообще «работоспособным», не произойдет ли просто увеличения объема без образования складок, кроме складок коробления или побочных дислокаций, вроде «складчатости Гельмгольца» и т. п.

Решение вопроса о действенности предполагаемого механизма автоскладкообразования было возможно лишь на базе физического моделирования. Был проведен ряд экспериментов с различными материалами. Результат двух таких экспериментов был опубликован [93, рис. 4, 5]. Однако эти опыты не могли дать окончательный ответ в основном по двум соображениям: во-первых, получившиеся складки могли быть складками коробления и, во-вторых, увлажненные материалы, которые должны были имитировать метаморфизованные породы, были «слабее», а не устойчивее сухих, еще не смоченных.

Был поставлен новый ряд опытов. Ниже описывается заключительный эксперимент (рис. 22).

Ящик из тонкого листового железа 30×12 *см* и высотой 9 *см*, с окном в одной из боковых стенок 27×6 *см*, закрытым пластиной оргстекла, был выстлан внутри полиэтиленовой пленкой. В ящик был уложен пакет из перемежающихся слоев разбухающего и неразбухающего (точнее, слаборазбухающего) материалов, твердеющих через несколько часов после смачивания. Разбухающий материал состоял из белой бентонитовой тонкоизмельченной глины (40%), пищевого желатина в зернах (10%) и цемента (50%), неразбухающий материал — из порошка красной глины (50%) и цемента (50%).* Толщина слоев — 2—3 *мм*. Каждый разбухающий слой отделялся от вышележащего водоподводящим слоем (два листа фильтровальной бумаги с прослоем

---

* Пользуюсь случаем поблагодарить Н. Я. Дробинину (ВНИГНИ), подобравшую для наших экспериментов порошки глин с удовлетворительными качествами.

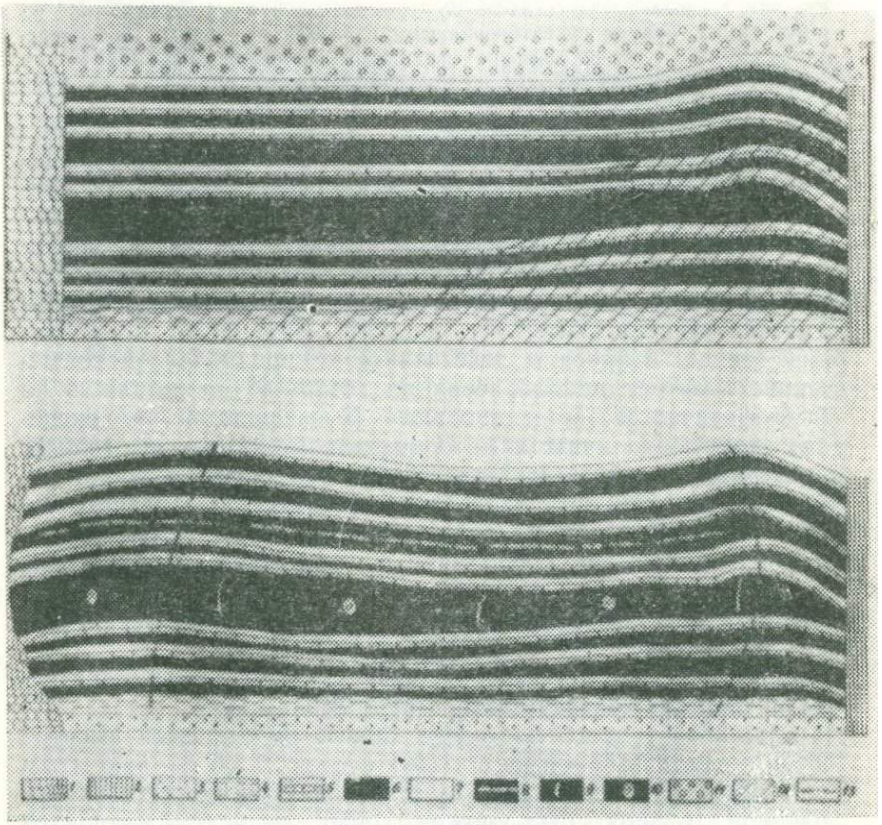


Рис. 22. Моделирование автоскладкообразования (объяснение в тексте). Вверху—через 8 ч. 30 мин. после начала эксперимента; внизу—затвердевший блок, распиленный вдоль. *1*—поролон; *2*—«разлом—зона проницаемости» (фильтровальная бумага); *3*—«фундамент» (песок с цементом); *4*—лабильный слой, гипоклин (глина); *5*—водопроницаемые слои; *6*—разбухающая смесь; *7*—слаборазбухающая смесь; *8—10* — включения (только на распиленном блоке): *8*—хрупкий слой (алебастровая пластинка, первоначально цельная), *9*—срезы гибких пластинок (первоначально прямых, вертикальных), *10*—сечения цилиндров из пластилина (первоначально круговые); *11*—нагрузка (грубозернистый песок); *12*—смоченная зона (только на верхнем рисунке); *13*—сечения осевых поверхностей антиклиналей.

тонкого песка между ними), каждый неразбухающий слой сверху напудривался тальком. При укладке слои прессовались. В средней части пакета один слой разбухающей смеси имел толщину 15 *мм*. В этот слой были погружены вертикальные пластинки из гибкого материала и цилиндрики кругового сечения из пластилина (диаметр сечения цилиндриков на рисунке несколько преувеличен). В основании верхней трети пакета между двумя слоями разбухающей смеси была проложена тонкая (1 *мм*) хрупкая пластинка (алебастр).

Основание пакета состояло из смеси песка с цементом (7 *мм*), на котором располагался слой неразбухающей глины (8 *мм*), отделенный от слоя песка листом восковки. Сверху, в качестве нагрузки, был насыпан слой грубозернистого песка (17 *мм*). Все эти слои также плотно утрамбовывались.

С одной стороны (правой на рисунке) пакет отделялся от стенки вертикальным слоем из нескольких листов фильтровальной бумаги, имитировавшим зону проницаемости земной коры (глубинный разлом). Этот слой непосредственно соединялся с водопроницаемыми слоями. Слева пакет был ограничен слоем поролона (2,5 *см*). Вода подавалась небольшими порциями в нижнюю часть «зоны проницаемости» (на рисунке — в правый нижний угол пакета). Опыт длился 37 часов. После сушки (3 дня) образовавшийся блок был распилен вдоль.

Результат эксперимента нужно рассматривать как начальный импульс складкообразования. Повторные импульсы на имевшихся материалах получить было невозможно. Увеличение объема разбухающей смеси не превышало 12—15% (уменьшение содержания цемента или увеличение количества желатина делало блок непрочным). С учетом этих обстоятельств подтверждение экспериментом предполагаемого механизма автоскладкообразования можно считать вполне удовлетворительным.

Образовались две почти равные по величине антиклинали, чем они отличаются от складок смятия. Это также не складки коробления, поскольку поролон не мог оказать заметного сопротивления удлинению пакета. В обеих складках осевые плоскости падают влево, но в верхней части правой антиклинали наклон осевой плоскости меняется, знаменуя

антивергентное строение образующейся системы. Распределение мощностей указывает на зарождающуюся дисгармонию. Листочки гибкого материала изогнулись вследствие опережающего течения разбухающего вещества. Валики пластилина сплющились, сечение их соответствует сечению эллипсоида деформации. Алебастровая пластинка в нескольких местах надломилась и фрагменты ее слегка растащены, иллюстрируя начало будинажа.

Итак, полевые наблюдения, разбор имеющегося литературного материала и моделирование согласно указывают на механизм образования автоскладок. Основные отличия его от других механизмов сводятся к следующим характерным чертам:

1) формирование систем складок;

2) возникновение механических сил внутри слоистой толщи без воздействия внешних усилий;

3) функциональная связь складчатости с региональным метаморфизмом;

4) независимость складкообразования от структурных форм низших порядков (т. е. от более крупных дислокаций);

5) возможность образования складок без сокращения поперечника складчатой зоны. Нужно подчеркнуть, что это отнюдь не исключает такое сокращение; оно может осуществляться независимо.

Естественно и неизбежно должен возникнуть вопрос о причинах структурных взаимоотношений покрова и цоколя. Ответ на этот вопрос пока не может быть ни уверенным, ни однозначным, поскольку цоколь и фундамент в складчатых системах изучены крайне недостаточно. В Южно-Таджикской впадине, например, они еще даже не вскрыты бурением. Кроме того, причин возникновения резкой дисгармонии в подошве покрова может быть несколько и они могут комбинироваться по-разному. Для Таджикской депрессии можно выдвинуть следующие положения.

Юрская толща сложена, снизу вверх, терригенным, карбонатным и соленосным комплексами. Мощности их — одного порядка. В терригенном комплексе преобладают зернистые разности от конгломератов до мелкозернистых песчаников, нередко аркозовых. Химический и минералогический состав их значительно ближе к составу конечного члена метапелитового ряда, чем глин, которыми изобилуют мел и

палеоген. Поэтому и общее увеличение объема и интенсивность складкообразования в нижне-среднеюрской толще были значительно меньше, чем в чехле. Однако даже в таких породах возникало движение материала, образовавшее внутрислойные «флюидальные» структуры течения [88, 185].

Вторым фактором, видимо, служила реакция мощной карбонатной мальмской толщи на внедрение флюидов. Увеличение объема известняков при метаморфизме, судя по имеющимся данным, значительно меньше, чем терригенных пород. В результате, карбонатная толща образовала сравнительно пологие мегаскладки, в формировании которых процессы, происходившие в нижележащих терригенных породах, могли играть лишь второстепенную роль. Соленосные отложения верхнего мальма послужили гипоклином в основании мел-кайнозойских отложений, дислоцированных гораздо интенсивнее.

Наконец, породы фундамента претерпели глубокий метаморфизм еще до отложения чехла. Поэтому и в фундаменте альпийский метаморфизм также не мог вызвать значительных изменений объема. Так как увеличение объема пород фундамента все же было, в нем также возникло «послойное» латеральное течение вещества (структуру фундамента можно рассматривать как грубослоистую, причем «слоям» соответствуют структурные ярусы и этажи). В пределы Турана флюиды уже не проникали. Верхняя граница зоны стресса (зоны распространения флюидов) на крайнем западе депрессии была расположена в юрских отложениях. Это обусловило участие фундамента в строении крупных складок Байсунского антиклинория, отклоненных к востоку. Весь чехол был здесь дислоцирован как анакимы. В плейстоцене эти складки продолжали развиваться, но флюиды проникли по меловым осадкам и сюда, и более мелкие складки позднейшей генерации формировались так же, как и складки в пределах впадины, т. е. со срывом с цоколя по гипоклину.

Разумеется, соображения о процессах, происходивших в цоколе и фундаменте, поскольку наблюдательных данных почти нет, являются умозрительными. Они приведены здесь только, чтобы показать, что противоречий между защищаемой концепцией и соотношением структур покрова и цоколя нет.

В других складчатых системах относительное значение рассмотренных процессов в покрове, цоколе и фундаменте могло быть иным.

Автоскладкообразование и его механизм были установлены на особенностях складчатых систем чехлов квазиплатформ. Это оказалось доступным благодаря возможности изучать такие системы в процессе их становления. Однако неизвестны принципиальные различия между толщами квазиплатформенных чехлов и геосинклиналей, которые не позволили бы применить высказанные соображения к объяснению геосинклинальной складчатости. Очень часто бывает трудно решить, с чем мы имеем дело — с осадочной толщей чехла, миогеосинклинали, или даже эвгеосинклинали (см., например, [411]). Еще труднее бывает квалифицировать фанерозойские прогибы Среднего Востока — Ирана [260], Афганистана [216], Памира и др. Таджикская депрессия иногда также рассматривается как миогеосинклиналь. По существу разбираемой проблемы, отложения в геосинклиналях, вплоть до завершения стадии диастрофизма, являлись чехлом, отличавшимся от чехла депрессий квазиплатформ (и то далеко не во всех случаях) мощностью и наличием, преимущественно в бортах геосинклинальных трогов, глубинных разломов. Но именно большие мощности и зоны проницаемости для флюидов (глубинные разломы) являются необходимыми условиями развития автоскладчатости.

Если распространить высказанные соображения о генезисе автоскладок на геосинклинальные области, это позволило бы в значительной мере избежать общеизвестные трудности объяснения складкообразования в геосинклиналях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проблема генезиса складок является одной из наиболее запутанных в геотектонике. Для правильного ее решения необходимо отличать настоящие складки, формирующиеся в условиях продольного относительно напластований сжатия (стресса) от прочих структурных форм. К последним относятся проморфы, т. е. первичные залегания слоистых толщ, не испытавших деформаций после своего отложения,* и изгибы таких толщ, образовавшиеся действием трансверсивных, т. е. поперечных к напластованиям, усилий. Эти изгибы, вызывающие растяжение слоистых пачек, нередко, но, как мы считаем, неверно, также называют складками.

2. Складки могут быть единичными, могут составлять группы. Наиболее интересны и важны складчатые системы— обширные комплексы складок. Складки, составляющие складчатые системы, являются макроструктурами, сформированными одним ведущим механизмом. Развитие складок складчатых систем происходит независимо от внешних механических воздействий со стороны структурных элементов низших порядков.

3. Критический обзор представлений о генезисе складок показал, что многие предположения о механизмах складкообразования должны быть отброшены, другие касаются происхождения дислокаций, не являющихся складками, третьи предусматривают реальные механизмы образования складок, но такие складки обычно немногочисленны, невелики по

---

* Проморфами являются вообще все первичные формы; формы слоистых толщ здесь выделены в связи с рассматриваемой проблемой.

размерам, либо очень пологи. Группы таких складок не могут образовать складчатых систем.

4. Складчатая система, образованная слоями верхнего структурного этажа (мел—палеоген) чехла Таджикской депрессии, может служить тектонотипом складчатых систем.

5. Складки складчатых систем могут быть созданы только усилиями, возникающими внутри слоистых толщ вследствие преобразования в механические силы энергии, вносимой в породы в других формах. Такие складки названы автоскладками.

6. Рассмотрение возможных факторов приводит к выводу, что только региональный метаморфизм, начиная со стадии катагенеза (позднего диагенеза), может вызвать достаточное дифференцированное увеличение объема пород вследствие иммиграции вещества, химической и тепловой энергии. Изменение объема создает стресс, действие которого, совместно с перекристаллизацией, приводит к послойному течению пород. В наибольшей мере этим процессам подвержены глинистые породы, течение которых опережает течение других пород. Постепенное и последовательное (снизу вверх и латерально) развитие в осадочной толще чехла этих процессов и вызывает автоскладкообразование. Разумеется, изложенные соображения могут пока рассматриваться лишь как гипотеза. Но это предположение обосновано достаточно для постановки дальнейших специальных исследований.

7. Эксперименты подтвердили принципиальную возможность образования складок без воздействия внешних механических сил.

8. Разработана генетическая классификация изгибов слоистых толщ. В основу классификации положены различия в характере ведущих усилий и обусловленных ими полей напряжения и направлений движения вещества пород. Выделено 4 типа дислокаций: 1) проморфы (воздействие только силы тяжести при образовании структурных форм слоистых толщ; дальнейшим деформациям толщи не подвергались); 2) трансверсивные дислокации (внешние усилия дифференцированы и направлены поперек слоистости); основной класс — анакимы («складки поперечного изгиба»); 3) аллогенные складки (внешние усилия и движения направлены вдоль слоистости); основной класс — складки смятия; 4) интрафорсные складки (силы возникают внутри

слоистых толщ, движение вещества — преимущественно вдоль слоистости); основной класс — автоскладки.

9. Концепция автоскладкообразования разработана на основе изучения складчатых систем чехлов континентальных постгеосинклинальных (тергальных) депрессий. Однако нет никаких принципиальных препятствий к применению этой концепции для объяснения геосинклинальной складчатости. Это позволяет осветить неясные стороны образования складок в геосинклиналях.

10. На основе концепции автоскладкообразования еще с начала 60-х годов разрабатывался прогноз глубинной структуры (глубины 5 *км* и более) чехла Таджикской депрессии и даны рекомендации к постановке глубокого поисково-разведочного бурения на нефть и газ в юрских отложениях. За последние 15 лет прогноз и рекомендации неоднократно публиковались. Прогноз был подтвержден данными геофизики и глубоким бурением.

11. Можно наметить следующие направления исследований по проблеме в пределах избранного тектонотипа складчатых систем — Таджикской депрессии: а) детальное изучение мезоструктур, свойственных разным горизонтам на разных участках; б) изучение в ориентированных штуфах микротекстуры (методами дифрактометрии, электронной микроскопии и др.) и минералогии глинистых пород нескольких выдержанных по составу горизонтов мела и палеогена и сопоставление результатов для разных участков; в) продолжение экспериментальных работ.

12. Автор будет считать свою задачу выполненной, если изложенные здесь соображения внесут некоторую ясность в представления о генезисе складчатости, помогут упорядочить терминологию и генетическую классификацию складок, стимулируют постановку указанных в п. 11 научно-исследовательских работ, будут способствовать правильному прогнозированию глубинных структур и направлению глубокого поискового бурения в Таджикской депрессии и других складчатых системах и будут приняты во внимание при расшифровке генезиса складчатых систем в других регионах.

УКАЗАТЕЛЬ ТЕРМИНОВ*

Автогенные дислокации 96—98
Автоскладка (и) 6, 13, 113
Автоскладкообразование, автоскладчатость 123—140
Аллогенные дислокации 96—98
Анакима (ы) 13, 42, 100—103
А. глыбовые 48, 101
А. диапировые 50, 102—103
А. складчатые 48, 102
Антиклинали межразломные 105
А. надразломные 114
А. отраженные 114
А. приразломные 105
А. рубцовые 114
А. флексурные 114
А. шовные 114
Вздутия 43, 100
Впадина 10
Геоструктуры 95—96
Гибридные (формы, структуры и т. п.) 13
Гипоклин 12
Гляциодислокации 116
Гомоклиналь 14
Депрессия 10
Деформация 10
Диапиры 102—103
Диастрофизм 15
Дилатационная гипотеза 90
Дислокация(и) 10
Дуги, дуги структурные 86, 111
Изгиб(ы) 12
И. поперечный 12
И. продольный 12
Инверсия общая 14
Интрафорсные дислокации 98
Инъективные дислокации 49
Искривления геометрические 104
Истечение 46
Карманы структурные 53, 103
Катакимы 43, 103—104
Компетентные слои 18
Компонент сжатия 16
Коэффициент сокращения 16
Криотурбации 115
Купола 43, 100, 102
К. облекания 100
Ламинарное течение 45
Макроструктуры 95—96
Мегаструктуры 95—96
Мезоструктуры 95—96
Механизм (изгибообразования) 14
Микроструктуры 95—96
Моноклиналь 13
Мыльный слой 11
Наклон 28
Напряжение 9
Нарушения ледниковые 116
Некомпетентные слои 18
Область завершенной складчатости 15
Отклон 28
Первичные залегания 100
Первичные осадочные структуры 100
Пликумфлюидная гипотеза 129
Покров 11
Послойное движение, п. течение 45
Провективные дислокации 97
Прогибы растяжения 103
Проморфа(ы) 8, 40, 100
Разрывы специфические 13
Растяжение 9
Репликат 16
Руги 81, 111
Сдавливание 9

* Рекомендуемые термины выделены жирным шрифтом.

Сжатие 9
Система складчатая, с. складок 15
Складка(и) 12
С. автогенные 113
С. автономные 113
С. аллогенные 61—62, 98, 105—111
С. блокированные 81, 111
С. возрожденные 100
С. волочения 64, 82, 111
С. выпирания 114
С. глыбовые 48, 100
С. горизонтальные 86, 111
С. гравитационного скольжения 109
С. гравитационные 23, 71—78, 109
С. доинверсионные 110
С. идиоморфные 43, 100
С. инверсионные 114
С. интрафорсные 89—92, 98 111—113
С. компенсационные 80, 110
С. компрессионные 105
С. конседигенные 8, 110
С. конседиментационные 8
С. коробления I 112
С. коробления II 105, 110
С. ламинарного течения 45, 113
С. межразломные 80, 115
С. нагнетания (течения) 103
С. надразломные 79, 114
С. надсдвиговые 66, 107
С. надфлексурные 59, 114
С. облекания, с. осадочного облекания 40, 100
С. обрушения 104
С. общего сжатия 105
С. общего смятия 105
С. одностороннего давления 105
С. оползания 109
С. оседания 104
С. отраженные I 48, 100
С. отраженные II 114
С. о. унаследованные 100
С. подвзбросовые 64
С. поперечного изгиба 48, 100
С. поперечного течения 113
С. постседигенные 114
С. постседиментационные 8
С. прерывистые 43, 100
С. приразломные 64
С. приразрывные 111
С. присдвиговые 85
С. продольного изгиба 63, 106
С. разбухания 89, 97
С. растяжения 43, 103
С. регионального сдавливания 110
С. рубцовые 79, 114
С. свободного гравитационного скольжения 23, 109
С. сдавливания 80, 110, 114, 115
С. секущего скольжения 113
С. сжатия I 63, 105—106
С. сжатия II 110
С. скалывания 45, 113
С. скучивания 108
С. смятия 13, 63, 105—107
С. солифлюкционные 115
С. сплющивания 63, 106
С. стяжения 66, 107—109
С. сужения 109
С. течения 45, 46
С. трансформационные 71, 109—111
С. уплотнения 40, 100
С. хордовые 114
С. шовные 79, 114
С. штамповые 48, 100
Складкообразование 14
Складчатость 14
Смазка 11
Смятие приразломное 107
Стресс 9
Структура(ы) 10—11
Структуры течения 46, 104—105
Субантиклинорий 29
Субстрат 40
Текстура 17
Тергали 15
Течение 46
Трансверсивные (движения, дислокации структуры) **41, 45,** 96, 97, 100—105
Туморы 43, 100
Усилие(я) 9
Уши 59, 114
Цоколь 11
Этаж деформации 11
Этаж структурный 11
Ярус структурный 11

ЛИТЕРАТУРА

1. Авров В. Я. О генезисе солянокупольных структур Урало-Эмбенской области. ДАН СССР, н. с., т. 73, № 3, 1950.

2. Ажгирей Г. Д. О механизме складчатости. Тр. МИЦМиЗ, «Геол. и горное дело», сб. 16, 1947.

3. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. Моск. ун-та, 1956.

4. Ажгирей Г. Д. Складкообразование и горообразование. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, № 5, 1966.

5. Акрамходжаев А. М., Саидходжаев Ш. О катагенетических преобразованиях глинистых пород (на примере нефтегазоносных палеогеновых отложений Ферганской впадины). Докл. АН УзССР, № 10, 1975.

6. Акульшина Е. П. Установление степени зрелости осадков докембрия по составу глинистых пород. Сб.: «Литол. и осад. полезн. ископ. докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973.

7. Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.

8. Архипов И. В. О структурной неоднородности тектонических дуг областей кайнозойской складчатости. «Геотектоника», № 3, 1970.

9. Архипов И. В., Леонов Н. Н., Леонов Ю. Г. Пересечение систем структурных элементов восточной части Афгано-Таджикской впадины. Изв. высш. уч. зав., геол. и разведка, № 2, 1971.

10. Асланян А. Т. Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры. Докл. АН АрмССР, т. 18, № 1, 1954.

11. Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники. Сб.: «Структура земной коры и деформация горных пород». Изд. АН СССР, 1960.

12. Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. Сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.

13. Бабков К. В., Бельский В. А. О структурах гравитационного оползания в Юго-Западном Таджикистане. Докл. АН ТаджССР, т. 13, № 9, 1970.

14. Байков А. А., Мурадов И. К вопросу об участии соли в формировании антиклинальных складок на примере Янгиарыкской структуры. Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. н., № 6, 1968.

15. Бакиров А. А. Геология нефтегазоносных областей и нефтяные месторождения Среднего и Ближнего Востока. Гостоптехиздат, 1957.

16. Бацман В. Ф., Полтавский А. В., Стабников А. П. Изучение глинистых минералов и вторичных изменений мезозойско-кай-

нозойских отложений юго-восточной Ферганы. Тр. Фрунз. политехн. ин-та, вып. 23, 1967.

17. Беккер Я. А. Некоторые особенности строения складчатого чехла Таджикской депрессии. Сб.: «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 2, ч. 1. Душанбе, «Ирфон», 1969.

18. Беккер Я. А., Кошлаков Г. В., Кузнецов Е. С. Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. Сб.: «Поиски предвестников землетрясений на прогнозных полигонах». М., «Наука», 1974.

19. Белоусов В. В. Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3, 1943.

20. Белоусов В. В. Типы складчатости. «Сов. геол.», № 8. 1945.

21. Белоусов В. В. Виды идиоморфной складчатости. Там же.

22. Белоусов В. В. О происхождении складчатости. «Сов. геол.», № 16, 1947.

23. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.

24. Белоусов В. В. Тектонические наблюдения во Французских Альпах в 1955 г. (в связи с проблемой происхождения складчатости). «Сов. геол.», № 54, 1956.

25. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1962.

26. Белоусов В. В. Складчатость Триалетского хребта. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд. АН СССР, 1962.

27. Белоусов В. В. Проблема происхождения складчатости (вступительные замечания). Там же.

28. Белоусов В. В. Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложно деформированных толщах. Сб.: «Очерки структурной геол. сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.

29. Белоусов В. В. (при участии И. В. Кирилловой и др.). Основные вопросы механизма складкообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, № 3, 1947.

30. Белоусов В. В. (совместно с А. В. Горячевым и др.). Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. «Сов. геол.», № 39, 1949.

31. Белоусов Г. Д. Место структурных форм в процессе складкообразования (на примере южного крыла Сванетского антиклинория). «Геотектоника», № 1, 1974.

32. Белоусов Г. Д. Моделирование складок поперечного изгиба. Изд. Московск. ун-та, 1975.

33. Беммелен Р. В., ван. Гравитационный тектогенез в системе Зундских гор. Тр. XVII сесс. МГК, т. 2, ГОНТИ, М., 1939.

34. Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Сб.: «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд. АН СССР, 1948.

35. Боголепов К. В. Мезозойский тектогенез во внегеосинклинальных областях Евразии. Сб.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.

36. Бронгулеев В. В. О распространении, морфологии и генезисе мелкой тектонической складчатости на территории восточной части Русской платформы. «Сов. геол.», № 16, 1947.

37. Бронгулеев В. В. О важнейших кинематических типах складчатых структур земной коры (автореф. докл.). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, № 4, 1955.

38. Бронгулеев В. В. Типы и происхождение складок (на примере герцинских форм среднеазиатского Каратау). Сб.: «Складчатые области Евразии», М., «Наука», 1964.

39. Бубнов С. Основные проблемы геологии. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.

40. Буртман В. С. О горизонтальных складках. «Геотектоника», № 2, 1968.

41. Буртман В. С. О развитии геосинклинальной складчатости. «Геотектоника», № 2, 1972.

42. Бюффон Ж. Всеобщая и частная естественная история. СПб, 1802—1827.

43. Вадиа Д. Н. Тектоника Северной Индии. Тр. XVII сесс. МГК, т. 2, 1939.

44. Вебер В. В. Геологическая карта Кабристана, лист II—3 (Баян-Ата). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 19, 1932.

45. Венинг-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии. Сб.: «Дрейф континентов, гориз. движения земной коры». М., «Мир», 1966.

46. Вихерт А. В. Ступени и гребневидные антиклинали в структуре Юго-Восточного Кавказа. Сб.: «Складчатые деформации земн. коры, их типы и механизм образования». Изд. АН СССР, 1962.

47. Вихерт А. В., Курбатова Н. С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества. «Геотектоника», № 2, 1968.

48. Войновский-Кригер К. Г., Паталаха Е. И. Складки ламинарного течения в динамометаморфизованных породах среднего палеозоя Успенской зоны смятия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1968.

49. Войтович В. С. О генезисе новейших надразломных антиклиналей вдоль Джунгарского разлома и их сходство со сбросо-складкой холмов Гафсы и рубцовыми складками Ферганы. ДАН СССР, т. 164, № 4, 1965.

50. Волин А. В. Гравитационный тектогенез и тектоника истечения (обзор зарубежной литературы). «Сов. геол.», № 8, 1959.

51. Волин А. В. Гравитационная сущность веерообразных структур. «Сов. геол.», № 2, 1963.

52. Волос Г. С. Роль соляного тектогенеза в формировании локальных складок Афгано-Таджикской впадины на примере Обигармской зоны. Сб.: «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», № 3. Душанбе, 1971.

53. Гавшин В. М., Волонтэй Г. М. Тепловое расширение как фактор соляного тектогенеза. Сб.: «Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР». Алма-Ата, «Наука», 1973.

54. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, «Мецниереба», 1976.

55. Гапеева Г. М. О характере связи процессов петрогенезиса и тектогенеза. Сб.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторожд.». М., «Наука», 1964.

56. Гаррисон Д. В. Соляные купола Персии. Сб.: «Соврем. положение вопроса о соляных куполах». Л.—М., 1933.

57. Геологический словарь, т. 1 и 2. М., «Недра», 1973.

58. Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Сб.: «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд. АН СССР, 1960.

59. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.

60. Гзовский М. В., Крестников В. Н. и др. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. Изв. АН СССР, сер. геофиз., ст. I—№ 8, ст. 2—№ 12, 1958.

61. Гзовский М. В., Ма-Цзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд. АН СССР, 1962.

62. Гиоргобиани Т. В. Складчатость и кливаж каледонского структурного этажа Северо-Западного Каратау. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1974.

63. Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969.

64. Горшков Г. П. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой. Тр. Тадж. Компл. эксп., вып. 18, 1935.

65. Горшков Г. П., Точилин М. С. О пликативных микродислокациях в магнетитовых кварцитах протерозоя района Курской магнитной аномалии. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 136, 1949.

66. Григорьев А. С. Напряженное состояние и деформация прямоугольного вязкого массива при боковом смещении. Сб.: «Тектонофизика и механич. свойства горных пород». М., «Наука», 1971.

67. Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела. Изв. АН СССР, физ. Земли, № 1, 1972.

68. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд. АН СССР, 1960.

69. Гумбольдт А. Центральная Азия. Типолит. Кушнарев и К°. М., 1915.

70. Гущенко О. И., Степанов В. В. Механизм формирования структур, поле напряжения и современные движения западной части хребта Петра I (на примере некоторых участков Гармского геодинамического полигона). Сб.: «Соврем. движения земной коры», № 5. Тарту, 1973.

71. Данилович В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

72. Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. М., «Наука», 1976.

73. Дембицкий С. И. Послойная зональность физических свойств пород осадочного покрова Таджикской депрессии и ее значение для интерпретации геофизических материалов. Сб.: «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», № 3. Душанбе, 1971.

74. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.

75. Дикенштейн Г. Х., Кравченко К. Н. Краткая характеристика крупных структур запада Средней Азии. Сб.: «Геол. нефтегазоносных областей Средней Азии и Южн. Казахстана». М., «Недра», 1969.

76. Долгинов Е. А. О наиболее подвижных зонах Кавказа. Изв. высш. уч. зав., геол. и разведка, № 12, 1958.

77. Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали. Сб.: «Новая глобальная тектоника». М., «Мир», 1974.

78. Ержанов Ж. С., Егоров А. К., Матвеева В. П. Математический анализ складкообразующих сил в верхних слоях земной коры. Сб.: «Давления и механич. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы». Л., 1969.

79. Ержанов Ж. С., Егоров А. К. и др. Теория складкообразования в земной коре. М., «Наука», 1975.

80. Жемеричко М. И. О механизме образования диапиров в складках Терско-Сунженской области. Сб.: «Человек и природа». Грозный, 1972.

81. Захаров С. А. К вопросу о количественном учете уплотнения алевролитов при диагенезе. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. 6, 1948.

82. Захаров С. А. Туткаульский тектонический узел. Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1949.

83. Захаров С. А. Условия формирования структур Таджикской депрессии. Изв. АН ТаджССР, Отд. естеств. н., № 9, 1955.

84. Захаров С. А. Распределение по вертикали тектонических усилий в Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 1, 1956.

85. Захаров С. А. Мезоструктуры изогнутых антиклиналей. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 2, 1957.

86. Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 5, 1962.

87. Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана. Сб.: «Проблемы геологии Таджикистана», Изд. АН ТаджССР, 1964.

88. Захаров С. А. Вопросы складкообразования и некоторые аспекты нефтегазоносности Юго-Западного Таджикистана. Сб.: «Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1. Душанбе, «Ирфон», 1965.

89. Захаров С. А. Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. «Геотектоника», № 3, 1967.

90. Захаров С. А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. Сб.: «Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана». Душанбе, 1969.

91. Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.

92. Захаров С. А. О возможной связи геохимических процессов и складкообразования. Сб.: «Тектоника юго-востока Средней Азии». Душанбе, «Дониш», 1972.

93. Захаров С. А. Метаморфизм как вероятный фактор складкообразования. «Геотектоника», № 5, 1973.

94. Захаров С. А. Автоскладки — особый генетический тип складок. Сб.: «Тектоника и структурная геология. Планетология» (МГК, докл. сов. геол.). М., «Наука», 1976.

95. Здорик Б. М. Таджикистанский фосфоритоносный комплекс. «Удобрение и урожай», № 6, 1930.

96. Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд. АН СССР, 1962.

97. Кириллова И. В., Черткова Е. И. Моделирование тектонических деформаций при помощи направленного увеличения объема. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1964.

98. Китык В. И. К проблеме соляного тектогенеза. Сб.: «Условия образования и особенности нефтегазоносных соляных куполов». Киев, 1964.

99. Ковалев Г. Н. О диффузии по границам зерен в горной породе в присутствии воды. ДАН СССР, т. 197, № 6, 1971.

100. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1952.

101. Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. Сб.: «Кора и верхняя мантия Земли». М., «Наука», 1968.

102. Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. Сб.: «Вопр. геол. Азии», т. 1, изд. АН СССР, 1954.

103. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972.

104. Косыгин Ю. А. Механизм образования соляных куполов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, № 5—6, 1945.

105. Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 29, 1960.

106. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

107. Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геологической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, № 3, 1948.

108. Кочетков А. М. К вопросу о напряженном и деформированном состоянии зарождающейся складки. Сб.: «Прочность и пластичность». М., «Наука», 1971.

109. Кравченко К. Н. К вопросу об интерпретации глубинного строения и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в макроантиклиналях Афгано-Таджикской впадины. Сб.: «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», № 4. Душанбе, 1972.

110. Кремс А. Я. Вопросы формирования залежей нефти и газа. Гостоптехиздат, 1954.

111. Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25, № 5, 1950.

112. Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология. Сб.: «Методы изуч. тектонич. структур», вып. 2. М., АН СССР, 1961.

113. Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках. Сб.: «Пробл. теоретич. и региональной тектоники». М., «Наука», 1971.

114. Кропоткин П. Н., Фролов Б. Н. Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии. Сб.: «Физ. свойства, состав и строение верхней мантии». М., «Наука», 1974.

115. Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. «Пробл. сов. геол.», № 7, 1933.

116. Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. Сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.

117. Кузнецова И. М. Выяснение условий возникновения складок продольного расплющивания методом моделирования. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд. АН СССР, 1962.

118. Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «Дониш», 1968.

119. Кучай О. А., Кучай В. К., Соболева О. В. Геологическое движение в современном поле напряжений (на примере Бадахшанского разлома). Докл. АН ТаджССР, т. 18, № 9, 1975.

120. Ларин В. Н., Руженцев С. В. Моделирование покровных складок. «Геотектоника», № 3, 1975.

121. Лебедев В. И. Об одном вероятном источнике сил тектонических движений в земной коре. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.

122. Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. «Сов. геол.», № 54, 1956.

123. Лебедева Н. Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд. АН СССР, 1962.

124. Лебедева Н. Б. Некоторые данные по моделированию процесса формирования складчатости общего смятия. Там же.

125. Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. «Сов. геол.», № 2, 1966.

126. Лебзин Е. В. О тектоническом строении и нефтегазоносности советской части Афгано-Таджикской впадины. «Геол. нефти и газа», № 9, 1966.

127. Лебзин Е. В. Сравнительный анализ геотектонических закономерностей размещения и условий формирования скоплений нефти и газа в Амударьинской и Афгано-Таджикской впадинах. Автореф. докт. дисс. М., 1974.

128. Леглер В. А. Изображение складчатой структуры на обзорных тектонических картах. Сб.: «Принципы тектонического районирования». Владивосток, 1975.

129. Леонов Ю. Г. Механизм формирования структуры осадочного чехла и характер современных деформаций коры Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых данных геологии и геофизики. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, № 4, 1966.

130. Лийс Г. М. Соль. Вопросы осаждения и деформации. Сб.: «Соврем. положение вопроса о соляных куполах». Л.—М., 1933.

131. Личков Б. Л. К разграничению орогенических и эпейрогенических процессов. Тр. Узб. ун-та, № 4, 1941.

132. Личков Б. Л. О природе новейшей тектоники Тянь-Шаня. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2, 1943.

133. Личков Б. Л. Изменения рельефа земного шара в связи с его

движениями и энергетикой (к характеристике геологического пространства). Докл. АН СССР, т. 44, № 8, 1944.

134. Личков Б. Л. Денудационные поверхности и структуры в горных возвышенностях Таджикистана. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, № 8, 1948.

135. Лозиев В. П. К вопросу о происхождении складок в мезозойско-кайнозойском покрове Таджикской депрессии на примере Прикафирниганских хребтов. Докл. АН ТаджССР, т. 12, № 8, 1969.

136. Лозиев В. П. К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии (на примере Кафирниганского антиклинория). «Геотектоника», № 4, 1975.

137. Ломоносов М. В. Слово о рождении металлов от трясения Земли. СПб, 1757.

138. Ломоносов М. В. О слоях земных. В кн.: «Первые основания металлургии или рудных дел. Прибавление второе». СПб, 1763.

139. Лучицкий И. В. О значении эксперимента в геологии. Сб.: «Пробл. теор. и региональной тектоники». М., «Наука», 1971.

140. Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Поля напряжений в складчатых структурах (по данным оптического моделирования). Сб.: «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы». Л., 1969.

141. Магницкий В. А. К вопросу о генезисе плакантиклиналей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, № 3, 1946.

142. Мазарович В. А. О плащеобразном залегании в области Поволжья. «Геол. вестник», № 4, 1921.

143. Маракушев А. А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. Сб.: «Симпоз. по пробл. связи поверхн. структур земной коры с глубинными, 1968», Киев, «Наук. думка», 1968.

144. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. Междунар. геохим. конгр. Тез. докл., т. 2, М., 1971.

145. Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. Сб.: «Научные итоги Таджико-Памирской эксп.». Изд. АН СССР, 1936.

146. Менерт К. М. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.

147. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.

148. Милеев В. С. Механизм образования складчатости продольного расплющивания. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, № 4, 1971.

149. Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. «Геотектоника», № 5, 1973.

150. Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. О деформациях, сопряженных с наложенным зональным метаморфизмом. «Геотектоника». № 6, 1975.

151. Михайлова А. М. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических неорганических материалах. Сб.: «Тектонофизика и механич. свойства горных пород». М., «Наука», 1972.

152. Михеев Г. В. Экспресс-метод определения в полевых условиях прочности горных пород на растяжение. Сб.: «Давления и механич. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы». Л., 1969.

153. Морозов Ю. А. Соотношение метаморфизма и деформации в ольхонской серии докембрия (Западное Прибайкалье). ДАН СССР, т. 230, № 5, 1976.

154. Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. Сб.: «Вопр. соврем. зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.

155. Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. 2, 1949.

156. Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Матлы по общей и прикладной геол., вып. 10, Изд. Геол. ком., 1919.

157. Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, 1936.

158. Мушкетов И. В. Путешествие на Алай и Памир. Зап. РГО, т. 39, вып. 2, 1887.

159. Мюллер Г. Диагенез глинистых осадков. Сб.: «Диагенез и катагенез осадочных образований». М., «Мир», 1971.

160. Нагайцев Ю. В. Химические особенности регионального метаморфизма метапелитовых пород. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 74, № 2, 1974.

161. Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Туранско-Скифской и Русской плит. Сб.: «Деформация пород и тектоника». М., «Наука», 1964.

162. Наливкин Д. В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. ИРГО, т. 2, 1916.

163. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—М., 1926.

164. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М., «Наука», 1973.

165. Николаев В. А. К вопросу о характеристике альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. Геол. вестник, т. 6, № 4—6, 1926—1929.

166. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. «Сов. геол.», № 16, 1947.

167. Новоселов Б. А. Роль давления подземных газов в формировании тектонических структур. «Геотектоника», № 4, 1975.

168. Обручев В. А. Механика тектонических процессов. «Природа», № 10, 1933.

169. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.

170. Ог Э. Геология. Изд. 7-е. ГОНТИ, М.—Л., 1938.

171. Ошакпаев Т. А. Челкарский соляной купол—гигант. Алма-Ата, «Наука», 1974.

172. Павлинов В. Н. К вопросу о классификации интрузивных тел. Сб.: «Вопр. теор. и прикладной геол.», № 2, М., 1947.

173. Паталаха Е. И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. Сб.: «Тектоника и динамомет. палеозоя Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1967.

174. Паталаха Е. И. О некоторых специфических разрывах динамометаморфизованных толщ (новый физико-генетический тип разрывов). Сб.: «Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы». Л., 1969.

175. Паталаха Е. И. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных). «Геотектоника», № 2, 1969.

176. Паталаха Е. И. О некоторых важнейших чертах внутренней структуры геосинклинальной складчатости (соотношение структур течения и складчатости в пространстве). Тр. ИГН АН КазССР, т. 32, 1973.

177. Паталаха Е. И., Гиоргобиани Т. В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау. Алма-Ата, «Наука», 1975.

178. Паталаха Е. И., Поляков А. И., Гиоргобиани Т. В. Анализ закономерностей расположения кливажа в складчатой структуре. «Геол. и геофизика», № 9, 1973.

179. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. М. Генетические типы геосинклинальной складчатости. Алма-Ата, «Наука», 1974.

180. Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.

181. Перцов Н. В. Приложение физико-химической механики к анализу некоторых геологических процессов. Сб.: «Влияние поровых вод на физ.-хим. свойства пород». Киев, «Наук. думка», 1974.

182. Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. Ин-та геол. н. АН СССР, вып. 8, геол. сер., № 3, 1940.

183. Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, 1955.

184. Покровский А. В. Тектоническая структура и главнейшие особенности складчатых деформаций докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 23, 1970.

185. Полянский Б. В., Погорелая Д. Д. О метаморфизме юрских отложений Центрального Таджикистана. Научн. тр. Ташк. ун-та, вып. 306, 1967.

186. Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук УзбССР, 1938.

187. Попов В. С. О горизонтальных движениях земной коры в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. АН УзССР, № 10, 1975.

188. Поспелов Г. А. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973.

189. Потапьев В. В. Геохимическое исследование Каркаралинского плутона (в связи с проблемой происхождения гранитов). Тр. Ин-та геол. и геохим. Уральск. НЦ АН СССР, вып. 110, 1975.

190. Путеводитель экскурсий Душанбинской сессии Второго Всесоюзного Тектонического совещания. Душанбе, 1962.

191. Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.

192. Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 26, 1954.

193. Рейман В. М. Два агерматипных коралла из глинистых толщ

эоцена и сеномана юга Средней Азии (и замещение скелета). Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 8, 1974.

194. Рогозин И. И. Экзотектоника. «Сов. геол.», сб. 2, 1944.

195. Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. «Геотектоника», № 3, 1968.

196. Родыгин А. И. О структурах будинажа в гнейсах Курайского хребта (Горный Алтай). Тр. Томск. ун-та, т. 186, 1966.

197. Розанов Л. Н. Вопросы механизма образования некоторых платформенных структур. Сб.: «Пробл. тектоники», Госгеолтехиздат, 1961.

198. Руденко В. Е. Некоторые особенности химизма процессов региональной метасоматической гранитизации ортоамфиболитов (метавулканитов). Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, 1971.

199. Рудзский М. П. О происхождении материков и океанических бассейнов. Одесса, 1892.

200. Рухин Л. Б. О ритме движений материков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.

201. Руховец А. И. О причинах горизонтальных напряжений, вызывающих дисгармоничную складчатость в осадочном чехле платформ (на примере Прибалтики). ДАН СССР, т. 180, № 2, 1968.

202. Рыбин А. И. Происхождение ферганских складок. «Геотектоника», № 4, 1973.

203. Рыжков О. А. Альпийские блоковые поля и образование складок сдвигов на территории Узбекистана. Тр. Ташк. политехн. ин-та, вып. 25, 1964.

204. Рыжков О. А., Шейн В. С. и др. Особенности соляной тектоники Ферганского, Афгано-Таджикского и востока Каракумского газонефтеносных бассейнов. Сб.: «Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных обл. СССР», Алма-Ата, «Наука», 1973.

205. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967.

206. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, № 4, 1971.

207. Сапов О. П. Механизм развития лучевых разломов. Изв. АН Тадж.ССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. н., № 3, 1976.

208. Сафьян Л. М. К вопросу о дисгармонии в складках Афгано-Таджикской впадины. Сб.: «Пробл. нефтегазоносности Таджикистана», вып. 3. Душанбе, 1971.

209. Сафьян Л. М., Мирошниченко В. М., Наумочкин И. А. К формированию складчатости промежуточного типа на примере локальных складок южной части Таджикской депрессии. Сб.: «Пробл. нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1. Душанбе, «Ирфон», 1969.

210. Сборщиков И. М. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья. «Геотектоника», № 1, 1966.

211. Свириденко Л. П. Эволюция физических свойств горных пород и минералов при гранитообразовании. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 29, 1974.

212. Сельский В. А. Соляные купола и их связь с нефтью. ОНТИ, 1936.

213. Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд. АН УкрССР, 1963.

214. Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения. Автореф. докт. дисс. Л., 1949.

215. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд. АН СССР, 1962.

216. Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., «Недра», 1976.

217. Слинджер Ф. К., Кричтоп Д. Г. Геологическое строение и история разведки и разработки месторождения Гачсаран в Юго-Западном Иране. Сб.: «Междунар. нефт. конгр.», т. 1, Гостоптехиздат, 1961.

218. Смыслов А. А. Термоупругие напряжения, их эволюция и роль в геологическом развитии земной коры. Сб.: «Давления и механич. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы», Л., 1969.

219. Соболева О. В., Шкляр Г. П., Благовещенская Е. Э. Изучение структуры поля напряжений в очагах землетрясений в связи с предсказанием места и времени возникновения сильного толчка. Сб.: «Поиски предвестников землетрясений на прогностич. полигонах». М., «Наука», 1974.

220. Сорвачев К. К. Пластические деформации пород Кодаро-Удоканского района гранитогнейсовых куполов Восточной Сибири. «Геотектоника», № 5, 1974.

221. Сорохтин О. Г. Возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости. Изв. АН СССР, физ. Земли, № 7, 1973.

222. Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.

223. Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970.

224. Субботин С. И., Наумчик Л. Г., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наук. думка», 1968.

225. Судовиков Н. Г. Тектонические движения и региональный метаморфизм. Сб.: «Вопр. магматизма и метаморфизма», т. 2, Л., 1964.

226. Сычева-Михайлова А. М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. «Геотектоника», № 4, 1969.

227. Тельнов П. И. О соотношении надсолевых структур юго-западных отрогов Гиссарского хребта в связи с оценкой их перспектив нефтегазоносности. Сб.: «Вопр. региональной геол. и тектоники нефтегазоносных областей Узбекистана», вып. 13. Ташкент, 1975.

228. Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.—Л., 1934; 1941.

229. Тетяев М. М. Генезис складчатой структуры и пути его изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

230. Тромп С. В. Новые опыты по сбросовой тектонике и складчатости Гельмгольца. Тр. XVII сесс. МГК, т. 2. М., 1939.

231. Трошичев Б. А. К вопросу о роли космогенного фактора в формировании складчатых структур на Земле. Сб.: «Пробл. космохимии», вып. 2. Киев, «Наук. думка», 1975.

232. Умарходжаев У. С. О соотношении структурных планов

надсолевых и подсолевых отложений Сурхандарьинской впадины. Узб. геол. ж., № 2, 1973.

233. Усов М. А. Тектоническая жизнь земной коры. «Природа», № 1, 1917.

234. Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.

235. Фихиева Л. М. Глубинное строение Южно-Таджикской впадины по данным КМПВ. Сб.: «Поиски предвестников землетрясений на прогнозных полигонах». М., «Наука», 1974.

236. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку. Азнефтеиздат, 1954.

237. Хаин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 5, 1957.

238. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

239. Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. «Геотектоника», № 3, 1970.

240. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.

241. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

242. Хайретдинов И. А., Мусатов Д. И. Опыт применения начал реологии к решению некоторых геологических задач. Сб.: «Давления и механич. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы», Л., 1969.

243. Харькевич К. А. О некоторых вопросах тектонической структуры Центрального Таджикистана (бассейн р. Зеравшан). Докл. АН ТаджССР, т. 14, № 2, 1971.

244. Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых, примыкающих к нему, районов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, № 3—4, 1932.

245. Хиллс Е. Очерки структурной геологии. М., ИЛ, 1954.

246. Ходьков А. Е. Условия пластического течения вещества осадочной оболочки и глубины образования пликативных деформаций. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, 1975.

247. Чедия О. К. Геоморфологический метод в познании тектоники орогенных областей. «Геоморфология», № 2, 1973.

248. Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, «Дониш», 1973.

249. Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж. Компл. эксп. 1932 г., вып. 4, 1934.

250. Чихачев П. К. Юго-Западный Таджикистан и Южный Узбекистан (Таджикская виргация). «Геол. строение СССР», т. 3, ГИГЛ, 1958.

251. Чуенко П. П. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. «Геол. УзбССР», т. 2. Изд. Ком. наук УзбССР, 1937.

252. Шатский Н. С. Заметки о тектонике третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 5, № 3—4, 1927.

253. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, № 3—4, 1932.

254. Шевченко В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. Сб.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования». Изд. АН СССР, 1962.

255. Шейнманн Ю. М. К характеристике Таджикской виргации. «Пробл. сов. геол.», № 3, 1935.

256. Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.

257. Шолпо В. Н. Сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхоянья и Кавказа. Сб.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.

258. Шолпо В. Н. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ). «Геотектоника», № 3, 1975.

259. Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Физико-химические условия серпентинизации. Междунар. геохим. конгр. Тез. докл., т. 2. М., 1971.

260. Штёклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.

261. Штилле Г. Пра- и неоокеаны. Избр. тр. М., «Мир», 1964.

262. Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. XVII сесс. МГК, т. 2, ГОНТИ. М., 1939.

263. Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1943.

264. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ. М., 1948.

265. Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск, 1976.

266. Эз В. В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираний. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, № 4, 1959.

267. Эз В. В. Существуют ли складки скалывания и складки волочения? «Геотектоника», № 3, 1969.

268. Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Наука», 1976.

269. Ampferer O. Über des Bewegungsbild von Faltengebirgen. «Jahrb. Geol. Reichsanst.», Bd. 56, H. 3, 4, Wien, 1906.

270. Andreatta C. Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. «Neues Jahrb. Miner. Monatsch.», N 1—2, 1954.

271. Ansari H. J. Resume of the structural geology of Iran and some Iranian oil fields. «Mineral resources developm. ser.», N 18, 1963.

272. Aubert D. Le Jura. «Geol. Rundsch.», Bd. 37, H. 3, 1948.

273. Backlund H. G. The granitisation problem. «Geol. Mag.», v. 83, 1946.

274. Bain G. N. Flowage folding. «Amer. j. sci., 5 th ser.», v. 22, N 130, 1931.

275. Bard J.—P. Tectoniques superposées et métamorfisme dans la bande cristallophyllienne d'Aracena (province de Huelva, Espagne). «Bull. Soc. géol. France», v. 9, N 1, 1967 (1968).

276. Beaumont E., de Notice sur les systèmes de montagnes, v. 3, Paris, 1852.

277. Becker G. F. Finite homogenous strain, flow and rupture of rocks. «Bull. Geol. soc. Amer.», v. 4, p. 13, 1893.

278. Bederke E. Regional Metamorphose und Granitaufstieg. «Geol. Rundsch.», Bd. 41, 1953.

279. Bemmelen R. W., van. The undation theory., «Nat. Tijdschr. v. Ned. Indie», v. 92, N 1, 1932.

280. Bemmelen R. W., van. Die Anwendung der Undationstheorie. auf das Alpine System in Europa «Proc. Konink. Ak. Wet. Amsterdam», v. 36, N 6, 1933.

281. Bemmelen R. W., van. The undation theory on the development of the Earth's crust. «Proc. 16 th Int. Geol. Congr.», v. 2, 1935.

282. Bemmelen R. W., van. Tectogenèse par gravité. «Bull. Soc. Belge geol.», t. 69, f. 1, 1955.

283. Biljon S., van. Transformation and deformation of the Pretoria series in the south—western part of the Bushveld complex. «Trans. Geol. soc. S. Afr.», v. 77, N 1, 1974.

284. Biot M. A. Theory of viscous buckling and gravity instability of multilayers with large deformation. «Bull. Geol. soc. Amer.», v. 76, N 3, 1965.

285. Borradaile G. J., Johnson H. D. Finite strain estimates from the Dalradian Dolomitic formation, Islay, Argyll, Scotland. «Tectonophysics», v. 18, N 3—4, 1973.

286. Bott M. H. P. A geophysical study of the granite problem. «Quart j. Geol. soc. London», v. 112, N 445, 1956.

287. Brown P. E. Major element composition of the Loch Coir migmatite complex, Sutherland, Scotland. «Contribs Mineral, and Petrol.», v. 14, N 1, 1967.

288. Bubnoff S., von. Schollentransport und magmatische Strömung. «Abt. Preuss. Akad. d. Wiss., math.—nat. Kl.», N 18, 1941.

289. Buch L., von. Physikalische Beschreibung der Canarischen Insel. Berlin, 1825.

290. Buch C. L., von. Gesammelte Schriften, Bd. 1—4. Berlin, 1867—1885.

291. Bucher W. H. The role of gravity in orogenesis. «Bull. Geol. soc. Amer.», N 8, 1956.

292. Bucher W. H. An experiment of the role of gravity in orogenic folding. «Geol. Rundsch.», Bd. 52, N 2, 1962.

293. Buffon G. L. Histoire et theorie de la Terre. Paris, 1749.

294. Buffon G. L. Les époques de la nature. Paris, 1778.

295. Buxtore A. Geologische Beschreibung des Wiessenstein Tunnel und seiner Umgebung. «Beitr. Geol. Karte Schweiz.», Bd. 51, 1907.

296. Buxtore A. Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel and die Bedeutung der letztern für die Geologie des Juragebirges. «Naturf. Ges. Basel verh.», v. 27, 1916.

297. Caire A. Disharmonies et décollements dans le Jurassique du faisceau salinois (Jura). «Bull. Soc. géol. France», v. 1, N 8, 1959 (1960).

298. Caire A. Problèmes de tectonique et de morphologie Jurassiennes. «Soc. géol. France mem.», v. 2, 1963.

299. Capdevila R. Extension du métamorphisme regional hercynien dans le Nord—Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Leon). «Compt. rend. Soc. géol. France», N 7, 1967.

300. Carson B., Yuan J. et al. Initial deep—sea sediment deformation at the base of the Washington continental slope: a response to subduction. «Geology», v. 2, N 11, 1974.

301. Carstens H. Exaggerated grain growth in the metamorphism of monomineralic rocks. «Norsk geol. tidsskr.», v. 46, N 3, 1966.

302. Choukroune P. Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord—pyrénéenne central et orientalè.. «Bull. Soc. géol. France, 7 ser», t. 14, 1972.

303. Clark B. L. Folding of the California Coast Range type illustrated by a series of experiment. «J. Geol.», v. 45, N 3, 1937.

304. Cloos E. Oölite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. «Bull. Geol. soc. Amer.», v. 58, N 9, 1947.

305. Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik. «Zbb. Mineral», Bd. 12, 1928.

306. Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.

307. Cornet C. Importance et limites du décollement de la couverture sédimentaire provençale. «Rev. géogr. phys. et géol. dynam.», v. 11, N 4, 1969.

308. Currie J. B. Role of concurrent deposition and deformation of sediments in development of salt—dome graben structures. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 40, N 1, 1956.

309. Dacqué E. Grundlagen und Methoden der Paläeogeographie, Jena, 1915.

310. Dana J. D. On the origin of mountains. «Amer. J. of sci.», ser. 3, v. 5, N 30, 1873.

311. Daubrée A. Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris, 1879.

312. Debat P. Plis couchés structures chevauchantes dans le Cabardès (Montagne Noire sud—occidentale). «Compt. rend. Soc. gèol France», N 5, 1968.

313. Dunnington H. V. Salt — tectonic features of northern Irak. «Saline deposits» («Geol. Soc. Amer. spec. papers», N 88), 1968.

314. Escher B. G., Kuenen Ph. H. Experiments in connection with salt domes. «Leidsche geol. Meded.», D. 111, Afl. 3, 11, 1929.

315. Escola P. E. The nature of metasomatism in the processes of granitisation», IGS, rep. 18, sess., pt. 3». London, 1950.

316. Fallaw W. C. Grabens on anticlines in Gulf costal plain, and thinning sedimentary section in downthrown fault block. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 75, N 1, 1972.

317. Fitzgerald E. L. Structure of British Columbia Foothills, Canada. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 52, N 4, 1968.

318. Flehmig W., Langheinrich G. Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit — Kristallinität. «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.», Bd. 146, N 3, 1974.

319. Förster H. Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. «Geol. Rundsch.», Bd. 56, N 2, 1967.

320. Frey M. G. Influence of Salina salt on structure in New York—Pennsylvania of Appalachian Plateau. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 75, N 6, 1973.

321. Gardner I. H. The vertical components in local folding. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 1, 1917.

322. Gignoux M. Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. «Trav. Lab. Géol. fac. sci. Univ. Grenoble», v. 27, 1949.

323. Gilbert G. K. The inculcation of scientific method, with an illustration drawn from Quarternary geology of Utah. «Amer. J. sci., 3rd ser», v. 31, 1886.

324. Giliuly J. Geology and ore deposits of the Stocton and Fairfield quadrangles, Utah. «U. S. Geol. surv. prof. papers», v. 173, 1932.
325. Glangeaud L. La rôle du socle dans la tectonique du Jura. «Ann. Soc. géol. belgique», t. 73, 1949.
326. Glangeaud L. Les caractères structuraux de Jura. «Bull. Soc. géol. France», v. 19, fasc. 7—9, 1949.
327. Griggs D. T. Deformation of rocks under high confining pressure. «J. Geol.», v. 44, N 5, 1936.
328. Haarmann E. Die Oscillationstheorie. Stuttgart, 1930.
329. Hall J. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. «Trans. Roy. Soc. Edinburgh», v. 7, 1815.
330. Hall J. Natural history of New York. «Paleontology», v. 3, Albany, 1859.
331. Haller J. Probleme der Tiefentektonik, Bauformen in Migmatistockwerk der ostgronlandischen Kaledoniden. «Geol. Rundsch.», Bd. 45, Hf. 2, 1956.
332. Harbort E. Zur geologie der nordhannoverischen Salzhorste. «Monatsb. Dtsch. Geol. Ges.», Bd. 62, 1910.
333. Harrison J. V., Falcon N. L. Collapse structures. «Geol. Mag.», v. 71, N 846, 1934.
334. Haug E. Traité de géologie. Paris, 1907—1911.
335. Heezen B. C., Drake Ch. L. Gravity tectonics, turbidity currents and geosynclinal accumulations in the continental margin of eastern North America. «Syntaphral tectonics and diagenesis. A symposium», Geol. Depart., Univ. of Tasmania, 1963.
336. Heim A. Geologie der Schweiz. Leipzig, 1919—1922.
337. Heim A. Energy sources of the Earth's crustal movements. «IGC, rep. 18 sess., v. 2». Waschington, 1936.
338 Hietanen A. Metamorphic facies and stile of folding in the Belt series northest of the Idaho batholith. «Bull. Comiss. géol. Finlande», N 196, 1961.
339. Hobbs B. E. The analisis of strain in folded layers. «Tectonophysics», v. 11, N 5, 1971.
340. Holubek J. Structural investigation in metamorphic and deformed areas and their geometry in deeper zones of the Earth's crust. «IGC, rep. 22 sess., part 4». New Delhi, 1964.
341. Hook R. Lectures and discourses on earthquakes. London, 1705.
342. Humboldt A. Asie centrale. Recherches sur les chaînes de montagnes et la climatologie comparée. Paris, 1843.
343. Hutton J. Theorie of the Earth. Edinbourgh, 1795.
344. James P. R. Reinterpretation of the structures in the Fort Victoria greenstone belt with the aid of strain analysis. «17 th Annu. rept. res. Inst. Afr. geol. dep. Earth sci. Univ. Leeds», Leeds, 1973.
345. Johnston J., Adams L. N. On the effect of high pressures on the physical and chemical behavior of solid. «Amer. J. sci., ser. 4», v. 35, 1913.
346. Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921.
347. Kober L. Das alpine Europa. Berlin, 1931.
348. Kranck E. H. On folding—movements in the zone of the basement. «Geol. Rundsch.», Bd. 46. Hf. 2, 1957.

349. Kraus E. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Akad. Verlag. Berlin, 1951.

350. Kuenen Ph. H. The negative isostatic anomalies in the East Indies (with experiments). «Leidsche Geol. Meded.», v. 8, 1936.

351. Lachman R. Ueber den Bau alpiner Gebirge. «Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.», Bd. 65, 1913.

352. Laubscher H. P. Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. «Eclogae Geol. Helv.», v. 58, N 1, 1965.

353. Laubscher H. P. Some overall aspects of Jura dynamics. «Amer. J. sci.», v. 272, 1972.

354. Laubscher H. P. Jura Mountains. «Gravity and tectonics», publ. Wiley and sonns, 1973.

355. Lees G. M. Foreland folding. «Quart. J. Geol. soc. London», v. 108, p. 1, 1952.

356. Lotze F. Der Westrand des Keinetalgrabens zwischen Hardegsen und Moringen. «Abh. Preuss. Geol. Landesanst.», N 7, Hf. 116, 1930.

357. Lovejoy E. M. P. Comments of the paper: «The origin of folding in the Earth's crust» by V. V. Beloussov». «J. Geophys. Res.», v. 66, N 12, 1961.

358. Lugeon M. Sur la formation des Alpes franco-suisses. «C. r. Soc. géol. France», p. 7, 1940.

359. Lugeon M. Une hypothèse sur l'origine du Jura. «Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne et Bull. Vaudois sci. nat.», v. 61, № 856, 1941.

360. Lutaud J. Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. «Rev. Géogr.», v. 12, N 1, 1924.

361. Mallick D. I. J. The metamorphic development of the Mpande Dome in Zambia. «Geol. Rundsch.», Bd. 56, N 2, 1967.

362. Meinhold R. Bemerkungen zur frage des Salzaufstieges. «Freiberger Forschungsh., S. C.», N 22, 1956.

363. Mennessier G. Sur la signification des phénomènes tectonique de troncature basale en basse Provence orientale. «C. r. Acad. sci.», v. 258, N 24, 1964.

364. Mitchell-Thomè R. C. Reconnaissance structural and tectonic studie of part of Northern Iraq. «IGC, 21st sess., part 18». Copenhagen, 1960.

365. Moro A. L. Neue Untersuchungen des Erdbodens, nach Anleitung der Spuren, von Meertieren und Meergewächsen, die auf Bergen und in trockener Erde gefunden werden. Leipzig, 1751.

366. Mrazec M. L. Les plis diapirs et le diapirism en général. «C. r. Inst. géol. Roumanie», v. 6, 1927.

367. Muffler L. J. P., White D. E. Recent metamorphism of Pliocene and Quaternary sediments of the Salton Sea geotermal field, California, USA». Intern. Assoc. volcanol., Intern. sympos. volcanol., New Zealand. 1965, abstrs». Wellington, 1965.

368. Nettleton L. L. Fluid mechanics of salt domes. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 18, 1934.

369. Nevin Ch. M. Principles of structural geology, 3 ed. London, 1942.

370. Newton A. R. A gravity-folding model for the Cape Fold-belt. «Trans. Geol. soc. S. Afr.», v. 76, N 2, 1973.

371. O'Brien C. A. E. Salztektonik in Südpersien. «Z. Dtsch. geol. Ges.», Bd. 105, N 4, 1953 (1955).

372. Oil and gas in Southwestern Iran. 1956.

373. Page B. M. Gravity tectonics near Passo della Cisa, northern Apennines, Italy. «Bull. Geol. soc. Amer.», v. 74, N 6, 1963.

374. Pande P. C. Orogeny and metamorphism. «Indian Mining and Eng. J.», v. 13, N 3, 1974.

375. Pavoni N. Faltung durch Horizontalverschiebung. «Ecloga Geol. Helv.», Bd. 54, № 2, 1961.

376. Perrin R. Métamorphisme générateur des plissements. «Ann. Mines, s. 13», t. 8, lv. 10, 1934.

377. Perrin R. Quelgues remarques a propos du noyau terrestre, de la litosphaere et de théories geologiques. «Bull. Soc. géol. France, notes et mem.», t. 18, № 1—3, 1948.

378. Perrin R. Le métamorphisme est-il dû à des diffusions d'ions ou de molécules? «C. r. hebd. séanc. de l'Acad. sci», t. 246, № 21, 1958.

379. Perrin R., Roubault M. Métamorphisme, changements de volume et plissement. «C. r. hebd. séanc. de l'Acad. sci.», t. 227, № 19, 1948.

380. Pierce W. G. Jura tectonics as a décollement. «Bull. Geol. soc Amer.», v. 77, № 11, 1966.

381. Pinna P. Les relations entre déformations et métamorphisme dans la zone tectonique du Sud Dovrefjell (Bassin de Trondheim, région de Folldal, Norvège centrale). «Sci. Terre», v. 17, № 3, 1972.

382. Ramberg H. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. «Bull. Geol. inst. Univ. Uppsala», v. 42, № 1, 1963.

383. Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds. «Bull. Geol. inst Univ Uppsala», v. 42, № 4, 1963.

384. Rat P., La Bourgogne. E'ément de l'avant-pays du Jura. «Ann. sci Univ. Besançon Géol.», № 20, 1973.

385. Read M. The origin of mountain ranges considered experimentally, structurally, dynamically and in relation to their geological histori. London, 1886.

386. Reichelt R. Métamorphisme et plissement dans le Gourma et leurs âges (repoublique du Mali). «C. r. Acad. sci.», D263, № 6, 1966.

387. Reyer E. Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.

388. Reyer E. Geologische und geographische Experimente. Leipzig, 1892—1894.

389. Reynolds D. L. The granite controversy. «Geol. Mag.», v. 84, № 4, 1947.

390. Reynolds D. L. Granite: some tectonic, petrological and physico-chemical aspects. «Geol. Mag.», v. 95, 1958.

391. Richthofen F. China, Berlin, 1877.

392. Rickard M. J. Rewiew discussion of quickstone hypotesis. «Syntaphral tectonics and diagenesis. A. symposium». Geol. depart., Univ. of Tasmania, 1963.

393. Rittman A. Physico-chemical interpretation of the terms magma, migma, crust and substratum. «Bull. volcanol.», ser. 2, t. 19, 1958.

394. Roy A. B. Interrelation of metamorphism and deformation in Central Singhbum, Eastern India. «Geol. en mijnbouw», v. 45, № 11, 1966.

395. Sagon J.-P. Phases de deformation et métamorphism dans le

Paleozoïque de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). «C. r. Acad. sci.», t. 276, sér. D. № 13, 1973.

396. Sanders C. W. Emda salt dome region, USSR, and some comparisons with some other salt dome regions. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 23, 1939.

397. Saussure H. B., de. Voyages dans les Alpes. Genève-Neuchâtel, 1779—1796.

398. Schmidt W. Tectonik und Verformungslehre. 1932.

399. Sen R. Chemical influence on folding-styles — a suggestion. «Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.», N 7, 1972.

400. Sitter L. U., de. Structural geology. McGrow-Hill, New York 1956.

401. Steno N. De solido intra solidum naturaliter contento. Florence, 1669.

402. Stille H. Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. «Geol. Rundsch.», Bd. 8, Hf. 3, 4, 1917.

403. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.

404. Stöklin J. et al. Geology of Shotori Range (Tabas area, East Iran). «Rep. Geol. surv. Iran», № 3, 1965.

405. Studer B. Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie, Bd. 2, 1847.

406. Subramaniam A. P. Orogenesis, magmas and metamorphism. «Proc. Ind. Acad. sci.», B 35, № 2, 1961.

407. Suess E. Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.

408. Suess E. Das Antlitz der Erde. Wien, 1883—1909.

409. Summers H. S. Experimental tectonic geology. «Rep. Austr. and N. Zealand Assoc. advanc. sci.», v. 21, 1933.

410. Syntaphral tectonics and diagenesis. A symposium. Geol. dep. Univers. of Tasmania, 1963.

411. Te Punga. Live anticlines in Western Wellington. «N. Zeal. J. sci. and technol.», B 38, № 15, 1957.

412. Termier P. Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. «Bull. Soc. géol. France», sér. 4, t. 2, 1902.

413. Torrey P. D., Fralich C. E. An experimental study of the origin of salt domes. «J. geol.», v. 28, 1926.

414. Trusheim F. Über Halokinese und die Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. «Dtsch. geol. Ges.», Bd. 109., № 1, 1957.

415. Trusheim F. Zur strukturellen Entwicklung von Wulstfaltenketten. «Z. Dtsch. geol. Ges.», Bd. 127, Teil 1, 1976.

416. Wegmann C. E. Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge). «Bull. Comm. geol. Finlande», v. 92, 1930.

417. Wegmann C. E. Zur Deutung de Migmatite. «Geol. Rundsch.», Bd. 26, 1935.

418. Wegmann E. Anatomie comparée des hypotèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). «Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala», v. 40, 1961.

419. Wegmann E. Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. «Soc. gèol. France mem.», v. 2, 1963.

420. Werner A. G. Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Dresden, 1787.

421. Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R. Basic wrench tectonics. «Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.», v. 57, № 1, 1973.

422. Williams E. Flow folding in rocks. «Nature», v. 189, № 4763, 1961.

423. Williams E. Notes on the determination of shortening by flexure folding modified by flattening. «Papers and proc. Roy. Soc. Tasmania», v. 101, 1967.

424. Willis B. The mechanics of Appalachian structures. «U. S. Geol. Surv., 13th Ann. rep., pt. 2», 1893.

425. Willis B., Willis R. Geologic structures. 3d ed., New York, 1934.

426. Willis B., Willis R. Eruptivity and mountain building. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 52, № 10, 1941.

427. Wyart J., Sobatier G. Transformation des sédiments argileux sous de l'eau a pression élevées. Application au phénomène de granitisation. «C. R. Acad. sci.», t. 248, № 24, 1959.

428. Wyllie P. J., Tuttle O. F. Melting in the Earth's crust. Тез. к 21-й сессии МГК, изд. АН СССР, 1960.

429. Zwierzycki J. Pojecie geosynkliny w świetle nowszych badań Indonezji. «Kosmos (Polska)», B 3, № 1, 1957.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора. 3

Введение. 5

Терминология. 7
Некоторые общие положения. 16

Глава I. **Краткий геолого-структурный очерк Таджикской депрессии.** 24

Глава II. **Существующие представления о генезисе складчатости и механизмах изгибообразования.** 39

Проморфы 39
Трансверсивные дислокации. 41
Аллогенные складки 61
Интрафорсные складки. 89

Глава III. **Генетическая классификация изгибов слоистых толщ.** 94

Основы классификации. 94
Генезис складчатых систем. 116

Глава IV. **Автоскладчатость.** 123

Заключение. 141

Указатель терминов. 144

Литература. 146

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Ответственный редактор
ВИКТОР ЕФИМОВИЧ ХАИН

СЕРГЕЙ АКИМОВИЧ ЗАХАРОВ

ГЕНЕЗИС ПОКРОВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Редактор издательства **Л. Г. Котунова**
Технический редактор **В. Н. Щемелинина**
Художник **Б. М. Гавриэлов**
Корректоры **Л. Д. Полисская, Л. И. Сергеева, Г. Ю. Максюкова**

Сдано в набор 26 VI 1979 г. Подписано в печать 24 VIII 1979 г. КЛ 05283. Формат 60×84 1/16. Бумага тип. № 1. Сорт 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. 9,8 л. Уч.-изд. 10,8 л. Тираж 600. Заказ 564. Цена 1 руб. 60 коп., в переплете № 7—1 р. 80 к.

Издательство «Дониш», Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.
Типография издательства «Дониш», Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.

Цена 1р. 60коп.

3316